

ISSN 2221-3198

# ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 2 / 2017



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

# **ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ**

**№ 2 / 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)

**Редакционный совет**

академик РАН В.А. Бабешко (ЮНЦ РАН)

академик РАН А.Д. Гвишиани (ГЦ РАН)

академик РАН М.Ч. Залиханов (ГУ ВГИ)

академик РАН Ю.Г. Леонов (ГИН РАН)

академик РАН С.А. Федотов (ИФЗ РАН)

член-корр. РАН А.В. Николаев (ИФЗ РАН)

член-корр. РАН В.А. Снытко (ИИЕТ РАН)

**Редакционная коллегия**

д.г.- м.н., проф. М.Г. Бергер (ГФИ ВНЦ РАН)

к.г.-м.н. М.Г. Даниялов (ДФ ГС РАН)

д.т.н., проф. Х.Н. Мажиев (КНИИ 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. Н.И. Пруцкий (ОАО «Кавказгеолсьемка»)

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

Учредители:

**Владикавказский научный центр РАН**

**Дагестанский научный центр РАН**

**Кабардино-Балкарский научный центр РАН**

**Южный научный центр РАН**

**Комплексный научно исследовательский институт РАН**

**Геофизический институт ВНЦ РАН**

**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 – Даргавс (К.С. Харебов)*

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Богуш И.А., Шапошникова С.Д.</b> КОБАЛЬТ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ РУД КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОГО КAVKAZA .....	5
<b>Бурдзиева О.Г., Разоренов Ю.И., Дзеранов Б.В.</b> ОСОБЕННОСТИ МОНИТОРИНГА ПРИ ПОДЗЕМНОЙ РАЗРАБОТКЕ СТАРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ .....	13
<b>Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Лексин А.Б., Докучаев А.Я., Гурбанова О.А.</b> КЕЛЬСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ РАЙОН (РЕСПУБЛИКА ЮЖНАЯ ОСЕТИЯ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ .....	26
<b>Исламов Д.А.</b> ТЕПЛОВЫЕ МЕТОДЫ ПОВЫШЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ МИОЦЕНОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ СТАРОГРОЗНЕНСКОГО И МАЛГОБЕК-ВОЗНЕСЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ .....	41
<b>Конешов В.Н., Трифонова Т.А., Трифонов Д.В., Аракелян С.М.</b> ВЗАИМОСВЯЗЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ДИНАМИКИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ БАССЕЙНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД – ВОЗМОЖНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ В КАТАСТРОФИЧЕСКИХ НАВОДНЕНИЯХ .....	50
<b>Кюль Е.В.</b> ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОПОЛЗНЕВЫЕ МАССИВЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КAVKAZA .....	67
<b>Малышков С.Ю., Гордеев В.Ф., Поливач В.И.</b> ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ТЕХНОГЕННОГО ОПОЛЗНЯ .....	82
<b>Музаев И.Д., Харебов К.С., Музаев Н.И.</b> МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПЛОТИНЫ И ПОДФУНДАМЕНТНЫХ СЛОЕВ ГРУНТОВОГО МАССИВА С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ ВОДЫ В ВОДОХРАНИЛИЩЕ .....	91
<b>Мусаев В.К.</b> ПРИМЕНЕНИЕ ВОЛНОВОЙ ТЕОРИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ УПРУГИХ НАПРЯЖЕНИЙ В КУРПСАЙСКОЙ ПЛОТИНЕ С ГРУНТОВЫМ ОСНОВАНИЕМ ПРИ НЕЗАПОЛНЕННОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ .....	98
<b>Усманов А.Х.</b> ТЕХНОГЕННЫЕ ЗАЛЕЖИ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ТЕРРИТОРИИ Г. ГРОЗНЫЙ: ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ .....	106
<b>Чернов Ю.К., Чернов А.Ю.</b> ВЕРОЯТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ В ИНЖЕНЕРНЫХ ЦЕЛЯХ .....	116
<b>Шемпелев А.Г., Чотчаев Х.О., Кухмазов С.У.</b> ДААННЫЕ ГЛУБИННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВДОЛЬ ЧЕГЕМСКОГО ПРОФИЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ БЛОК, БОЛЬШОЙ КAVKAZ) .....	129
<b>Яроцкий Г.П.</b> ГЛЫБОВО-КЛАВИШНАЯ СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТА НА СВ АЗИИ. КОРЯКСКО-КАМЧАТСКИЙ РЕГИОН .....	135
<b>Аветисян А.М., Николаев А.В.</b> ИНТЕРАКТИВНАЯ КОМПЬЮТЕРНО-ТВОРЧЕСКАЯ МЕТОДИКА ПРИ ОБРАБОТКЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ .....	152

### НАШИ ГОСТИ

<b>Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П.</b> ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ СТРОЕНИЕ БОЛЬШОГО КAVKAZA ВДОЛЬ ВОЕННО- ГРУЗИНСКОЙ ДОРОГИ .....	157
---	-----

### ПАМЯТЬ

НИКОЛАЙ СЕМЕНОВИЧ СКРИПЧЕНКО .....	172
ВАЛЕНТИН ИВАНОВИЧ УЛОМОВ .....	176

## CONTENS

<b>Bogush I.A., Shaposhnikova S.D.</b> COBALT IN SUBMARINE-EXHALATIVE ORES OF SULFIDE DEPOSITS FROM NORTH CAUCASUS.....	5
<b>Burdzieva O.G., Razorenov Yu.I., Dzeranov B.V.</b> MONITORING FEATURES IN UNDERGROUND DEVELOPMENT OF OLD FIELDS.....	13
<b>Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Lexin A.B., Dokuchaev A.Ya., Gurbanova O.A.</b> KELSKY VOLCANIC AREA (THE SOUTHERN OSSETIA REPUBLIC): GEOCHEMICAL FEATURES OF ROCKS AND ITS GEODYNAMIC INTERPRETATION.....	26
<b>Islamov D.A.</b> THERMAL METHODS OF INCREASING CRUDE-OIL YIELD OF THE MYOCENE FIELDS OF OLD-GROZNY AND MALGOBEK-VOZNESENSKY DEPOSITS.....	41
<b>Koneshov V.N., Trifonova T.A., Trifonov D.V., Arakelyan S.M.</b> DYNAMICS OF GROUNDWATER BASIN FUNCTIONING –A POSSIBLE MANIFESTATION OF THE CATASTROPHIC FLOODS.....	50
<b>Kyul E.V.</b> TECTONIC LANDSLIDE ARRAY THE CENTRAL CAUCASUS.....	67
<b>Malyshkov S.Y., Gordeev V.F., Polivach V.I.</b> FIELD STUDY OF A TECHNOGENIC LANDSLIDE DYNAMICS.....	82
<b>Muzaev I.D., Kharebov C.S., Muzaev N.I.</b> MATHEMATICAL MODELING OF SEISMIC VIBRATIONS OF THE DAM AND UNDERFOUNDATION LAYERS OF THE SOIL MASSIF TAKING INTO ACCOUNT THE INFLUENCE OF WATER IN THE RESERVOIR.....	91
<b>Musayev V.K.</b> THE APPLICATION OF WAVE THEORY FOR SEISMIC EFFECTS MODELING ELASTIC STRESSES IN KURPSAY THE DAM WITH A SOIL BASE WITH EMPTY RESERVOIR.....	98
<b>Usmanov A.Kh.</b> ANTHROPOGENIC DEPOSITS OF HYDROCARBON RAW MATERIALS IN GROZNY: GEO-ECOLOGICAL PROBLEMS AND SOLUTIONS.....	106
<b>Chernov Y.K., Chernov A.Y.</b> PROBABILISTIC MODEL OF SEISMIC EFFECTS PREDICTION FOR SEISMIC HAZARD IN ENGINEERING PURPOSES FORECASTING.....	116
<b>Shempelev A.G., Chotchaev H.O., Khuhmazov S.U.</b> DATA OF DEEP GEOPHYSICAL SURVEYS ALONG CHEGEM PROFILE (CENTRAL BLOCK, THE GREATER CAUCASUS).....	129
<b>Yarotsky G.P.</b> BLOCK AND KEY LITHOSPHERIC STRUCTURE OF THE ACTIVE ASIAN NORTH-EASTERN CONTINENTAL MARGIN. KORYAK-KAMCHATKA REGION.....	135
<b>Avetisyan A.M., Nikolayev A.V.</b> INTERACTIVE COMPUTER-CREATIVE METHODS IN THE PROCESSING OF SEISMIC INFORMATION.....	152

## OUR GUESTS

<b>Giorgobiani T.V., Zakaria D.P.</b> GEOLOGICAL-STRUCTURAL FRAMEWORK OF THE GREATER CAUCASUS ALONG THE GEORGIAN MILITARY ROAD.....	157
---	-----

## MEMORY

NIKOLAY SEMENOVICH SKRIPCHENKO.....	172
VALENTIN IVANOVICH ULOMOV.....	176

УДК 549.324.31:553.435 (470.6)

## КОБАЛЬТ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ РУД КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА.

© 2017 И. А. Богущ, д.г.-м.н., проф., С. Д. Шапошникова, аспирант

ФГБОУВО Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ) им. М.И. Платова, Россия, 346428, Ростовской области, г. Новочеркасск, ул. Пушкинская, 96, e-mail: i\_bogush@mail.ru

В вулканогенной спилитово-кератофировой формации девона Северного Кавказа рассмотрена кобальтоносность двух вулканогенных свит кизилкольской и даутской. Аномальное содержание кобальта сосредоточено в массивных колчеданных рудах кизилкольской базальтовой свиты ( $D_2$  ks). Выделены поисковые критерии и типы кобальтоносных колчеданных руд. На примере кобальтового Худесского месторождения показано обогащение кобальтом пирита массивных серноколчеданных руд. Доказана локализация кобальта изоморфно входящего в полнокристаллический автобластический пирит. Определена перспективная кобальтоносность медноколчеданных гидротермально-осадочных месторождений Северного Кавказа.

**Ключевые слова:** Северный Кавказ, медноколчеданные месторождения, колчеданные руды, кобальт, пирит, изоморфные примеси.

Одним из главных рудных богатств Кавказа являются медноколчеданные залежи, к которым принадлежат такие крупные месторождения как Урупское, Худесское, Кизил-Дере. Эти месторождения служат источником меди, цинка, золота, платины, в настоящее время извлекаемых выборочно из комплексных колчеданных руд Урупским ГОКом. Медноколчеданные месторождения относятся к промышленному типу кобальтовых месторождений. В колчеданных сульфидных месторождениях кобальт представлен сопутствующим компонентом руд. Все промышленно ценные проявления медных колчеданов Кавказа являются производными гидротермально-осадочного рудогенеза. Колчеданное оруденение Кавказа относится к двум разновозрастным формационным типам [Рябов, Богущ, 2012; Скрипченко, Тамбиев, 2000]: 1) вулканогенные месторождения девонской базальтоидной формации металлогенической зоны Передового хребта; 2) колчеданы нижнеюрской осадочной черносланцевой формации Восточного Кавказа (месторождения Дагестана). Продуктивные колчеданоносные базальтоидные девонские ( $D_{1-2}$ ) вулканы представлены двумя свитами: 1 – базальтовой натровой серией спилито-кератофировой формации, гомодромно эволюционирующей в ряду базальт-андезит-дацит-риолит (кизилкольская свита  $D_2$  ks)», 2 – базальт-риолитового состава (даутская свита  $D_2$  d). Эти свиты имеют определенные различия в петрологическом составе вмещающих вулкаников, характере вулканической деятельности и особенностях проявления рудогенных процессов. Различия в рудовмещающих комплексах проявляются в геологических особенностях генетически однотипных колчеданных месторождений, что соответственно влияет на параметрические показатели поисково-оценочных критериев колчеданных месторождений двух свит.



## Колчеданные месторождения вулканогенного семейства

В продуктивных девонских вулканитах Северного Кавказа выявлены и разведаны следующие колчеданные объекты [Рябов, Богуш, 2012; Скрипченко, 1972]: 1) месторождения – Урупское, Худесское, Быковское, Власенчихинское, Бескесское, Даутское, Скалистое, Первомайское, Карабекское, Водораздельное; 2) крупные рудопроявления и рудные зоны – Кыркольская, Горелая, Буруны, Нефтянка; 3) крупные зоны сульфидизированных метасоматитов (более 300). Все указанные месторождения и рудопроявления являются продуктом субмаринного базальтоидного вулканизма, неразрывно по времени и генетически связаны с девонским вулканизмом Передового хребта Северного Кавказа. Типоморфными особенностями этих вулканогенных месторождений является стандартный набор генетических типов колчеданного оруденения, в разных сочетаниях слагающих рудные залежи. К числу этих генетических типов руд относятся следующие: 1) осадочные вулканогенные; 2) гидротермально-осадочные; 3) комбинированные (автометасоматические); 4) метасоматические.

Общими критериями колчеданных месторождений вулканогенной формации, производных гидротермально-осадочного рудогенеза, являются следующие: 1) стратифицированное положение рудных тел пластовой и линзовидной формы; 2) минеральный состав; 3) вертикальная зональность, с осадочными рудами кровли, комбинированными сплошными рудами основной части рудных тел и корневыми зонами прожилково-вкрапленных руд и пиритизированных метасоматитов в лежачем боку. В зависимости от состава и генетического типа вмещающих девонских вулканитов указанных свит в отдельных рудных залежах проявляются их групповые, индивидуальные различия в морфологии рудных тел и руд, фациальном, текстурно-структурном, минералогическом и геохимическом отношении. Выделяются два типа разрезов колчеданных залежей [Рябов, Богуш, 2012], различающихся сочетаниями фациальных разностей гидротермально-осадочных руд. Генетическая зональность колчеданных залежей кизилкольской свиты (Худесский тип) приведена на рисунке 1.

### Худесское медно-кобальтовое месторождение

Для Худесского подтипа характерна линзовидная и линзовидно-пластовая форма стратиформных тел сплошных колчеданных руд, при значительных мощностях линз (первые десятки – сотня метров) соотношение мощностей к простиранию колеблется в пределах 1:10-1:75. В кровле и на флангах колчеданных линз залегают осадочные кремнисто-оксидно-сульфидные слоистые руды [Wang H. et al., 2000] и гематитизированные яшмоиды – продукты гальмиролиза сульфидных масс и седиментогенеза. На флангах линз сплошных руд часто встречаются рудные и яшмоидные гальки, которые указывают на синрудный размыв рудного тела. Фланговый тип руд также представлен тонкослоистыми рудами с типичной градационной (флишоидной) слоистостью кремнисто-сульфидного и кремнисто-сульфидно-гематитового состава [Богуш, 1981; Бурцев, Богуш, 2012; Large, 1977]. Результаты минералогического картирования и генетическая зональность Худесских залежей приведены на рисунке 1. Разрез Главной залежи Худесского месторождения (рис. 2) демонстрирует соотношение медноколчеданных и серноколчеданных руд. 95% рудной массы месторождения сосредоточены в Главной залежи, из которых только 10-11% представлены медноколчеданными рудами. Соотношение серного и медного колчедана показаны на рис. 2.

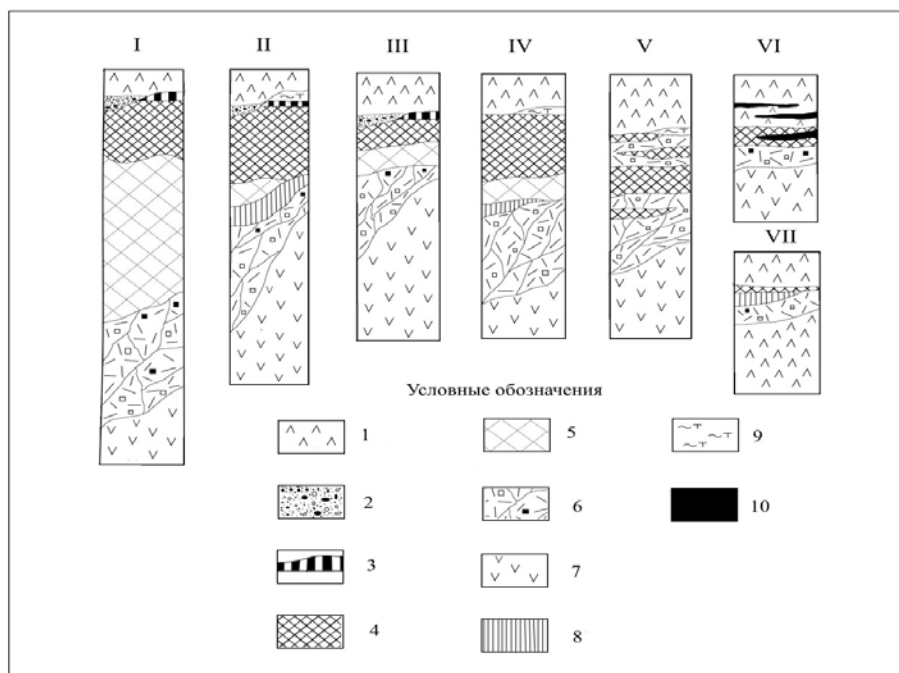


Рис. 1. Типы руд и рудогенетическая зональность колчеданных проявлений Худесского типа Северного Кавказа. Условные обозначения:

**Рудные залежи:** I – Главная Худесская, II – Промежуточная Худесская, III – Кизилкольская, IV – Быковская, V – Бескесская, VI – Буруны, VII – Пцыцарская.

**Горные породы и руды:** 1 – андезиты – андезито-базальты, 2 – рудокласты, 3 – сульфидно-оксидные руды, 4 – медноколчеданные сплошные руды, 5 – серный колчедан (массивные руды), 6 – пиритизированные метасоматиты, 7 – базальты, 8 – оруденелые метасоматиты, 9 – туфы и туффиты, 10 – магнетит-гематитовые руды.

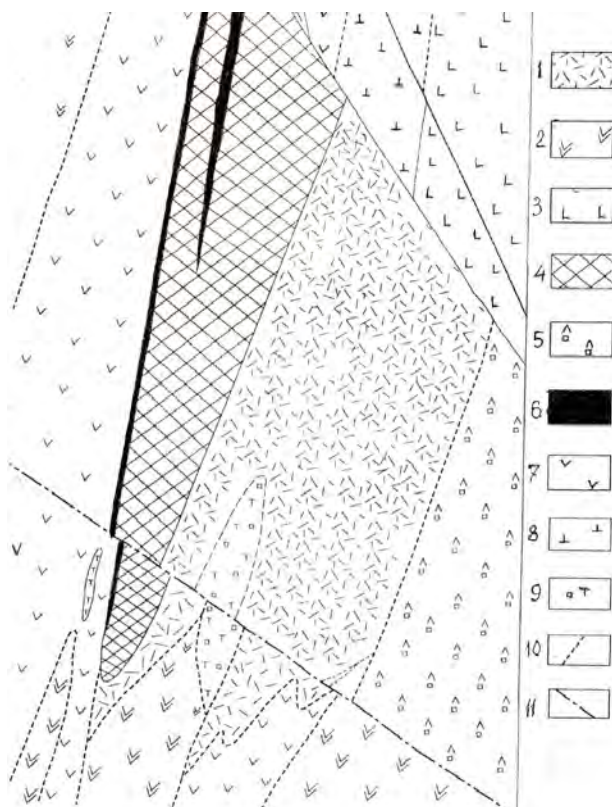


Рис. 2. Разрез центральной части Главной Худесской залежи. Условные обозначения: 1 – пиритизированный метасоматит, 2 – андезиты, 3 – спилиты, 4 – серноколчеданные руды, 5 – серноколчеданные руды, 6 – кварц – серицит – хлоритовые метасоматиты, 7 – андезито-базальты, 8 – базальты, 9 – туфы и туффиты, 10 – контакты, 11 – тектонические нарушения



В настоящее время только Худесское медноколчеданное месторождение Северного Кавказа рассматривается промышленным кобальтовым месторождением. По массе колчеданных руд и размерам Худесское месторождение занимает первое место среди колчеданов Кавказа. К технологическим сортам руд относятся сплошные медноколчеданные, медно-цинковые и серноколчеданные руды. В серноколчеданных рудах в заметных количествах содержатся кобальт, селен, теллур, которые не имеют собственных минеральных форм, а присутствуют в виде изоморфных примесей в пирите. Обработка документации горных выработок и рудного керна в сочетании с материалом химического анализа бороздовых и керновых проб позволил уточнить распределение кобальта в залежах сплошных руд. В Худесском месторождении содержания кобальта, близкие к промышленным, приурочены исключительно к серноколчеданным рудам (табл. 1).

Таблица 1.

**Содержания полезных компонентов в рудах Худесского месторождения**

Сорта руд	Медь, %	Цинк, %	Сера, %	Кобальт, %	Нерудные
Медистый колчедан	0,7-3,0	1,0-7,0	37-52	0,02	1-7%
Серный колчедан	0,005-0,7	0,00-0,6	42-53,3	0,067	0,0-8%

Большая часть разрезов гетерогенных залежей Северного Кавказа и Южного Урала представлена сплошными комбинированными колчеданными рудами [Богуш, 1979; Бурцев, Богуш, 2012]. Комбинированные руды на 85-98% сложены автобластической разностью пирита, который формируется в процессе гидротермально-осадочного рудогенеза в результате собирательной перекристаллизации тонкодисперсных седиментных и диагенетических протопиритных агрегатов под влиянием восходящих рудоносных гидротерм, дренирующих через ранее отложенные сульфидные осадки.



Рис. 3. Кристаллически зрелый пирит с зональностью роста. Массивные серноколчеданные руды Худесского месторождения. Протравлено  $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$ , увеличение  $30\times$ .



Рис. 4. Содержание кобальта по скважине № 31, Главное рудное тело Худесского месторождения. Интервал 49-90 м – медноколчеданные руды, 90-205 м – серный колчедан.

Кристаллически зрелые агрегаты автобластического пирита мелко-грубозернистой структуры слагают сплошные маломедистые и серноколчеданные руды, развитые по мере удаления от кровли к лежащему боку залежей. Типоморфным признаком автобластического пирита является зональность роста I типа [Богущ, 1979; Богущ, 1981; Бурцев, Богущ, 2012], выявляемая при структурном травлении. Электролитическое травление  $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$  автобластического пирита обнаруживает многочисленные четкие тонкие (шириной 0,005-0,025 мм) зоны протравленного пирита, разделенные более тонкими (0,003-0,005 мм) зонами темного цвета протравленного пирита (рис. 1, 2). Число этих парных зон одинаково и в отдельных случаях достигает 185-330.

Размеры зерен автобластического пирита колеблются от 0,5 до 8,0 мм, иногда достигая 2,0-2,5 см. Кристаллообласты пирита морфологически пентагон-додекаэдрического габитуса – пентагон-додекаэдры и комбинации пентагон-додекаэдра и куба. С увеличением числа зон роста в зерне пирита растет и его размерность. В пределах Главной рудной залежи Худесского месторождения распределение кобальта возрастает в сплошных рудах от висячего бока к лежащему (рис. 4). В этом же направлении возрастают размеры зерен кристаллического пирита и количество зон роста [Богущ, 1979; Бурцев, Богущ, 2012]. В самих серноколчеданных рудах кобальт обогащает наиболее кристаллические зрелые пириты с максимальным количеством зон роста и пириты зон синрудного катаклаза. В рудном сечении по скважине 31 от висячего бока к лежащему содержание кобальта заметно возрастает (от 0,02 до 0,12%) от медноколчеданных руд в сторону основания залежи и относительно стабилизируется в высоких значениях, (0,2-0,12%) в рудах серноколчеданных. (рис. 4). В подрудных пиритизированных метасоматитах корневой зоны среднее содержание кобальта невелико по причине малого содержания пирита (5-8%), но в самом пирите выявлены максимальные содержания кобальта – 0,2-0,6%.

### Кобальт в колчеданных рудах

К технологическим сортам руд относятся сплошные медноколчеданные, медно-цинковые и серноколчеданные руды. Особое внимание привлекают серноколчеданные руды, в которых в заметных количествах содержатся кобальт, селен, теллур.

Приоритетное положение в этих рудах занимает кобальт, который, не образуя собственных минералов, изоморфно замещает железо.

В процессе просмотра более 1500 полированных шлифов и минералогическое картирование Главной залежи авторы статьи не обнаружили самостоятельных минералов кобальта в сплошных и прожилково-вкрапленных рудах. Спектральные и химические анализы монофракций рудных минералов (пирит, сфалерит, халькопирит) указывают на тесную связь кобальта исключительно с пиритом (кобальтпирит). Спектральные анализы монофракций рудных минералов дают следующие результаты по содержанию кобальта: пирит – 0,2-0,007%, халькопирит – 0,0%, сфалерит – 0,0%.

Кобальт относится к VIII группе периодической системы Менделеева и принадлежит к триаде железо-кобальт-никель. В этой триаде проявляются сходные физические свойства, атомный радиус и значения электроотрицательности. Кларк кобальта составляет  $1,8 \times 10^{-3}\%$ , в пределах пород разной основности больше всего кобальта в ультраосновных породах – кларк  $2,10 \times 10^{-3}\%$ , в основных породах –  $4,5 \times 10^{-3}\%$ , в кислых породах  $5 \times 10^{-4}\%$ . Это положение объясняет присутствие кобальта в колчеданных рудах Северного Кавказа, локализованных в толщах пород базальтоидного состава. Учитывая близкие ионные радиусы двухвалентных кобальта и железа, соответственно 0,83 Å и 0,82 Å принято считать [Перельман, 1979], что кобальт изоморфно замещает часть железа пирита и накапливается в этом минерале. Содержание кобальта в кобальт-пиритных серноколчеданных рудах варьирует в широких пределах, от 0,003 до 0,20%, среднее 0,067%. В кобальтовых месторождениях Канады, Китая, Колумбии, США, Бразилии, Зимбабве промышленные концентрации кобальта 0,05% вполне сопоставимы с содержаниями металла в серноколчеданных рудах Худесского месторождения [Богущ и др., 2004, 2014]. В известных медно-никелевых месторождениях РФ Норильского района содержания кобальта 0,02-0,039%, а в месторождениях Печенгской группы Кольского полуострова кобальта 0,022-0,039%.

Механизм неравномерного обогащения кобальтом пирита разных участков залежи обуславливается динамикой и направлением роста стратиформной залежи за счет увеличения мощности серноколчеданных руд. В разрезах колчеданных тел Северного Кавказа кобальт максимально увеличивается по содержанию в пирите по мере приближения к корневой зоне. Концентрация кобальта в рудах лежащего бока залежей объясняется максимальным по времени контактом этих руд с рудогенными растворами корневой зоны. Известные кобальтоносные месторождения Урала [Мелекесцева, 2007] вулканогенных комплексов заимствуют кобальт в контактирующих ультрабазитах. Ивановское месторождение этой группы по мнению А. А. Захарова и А. А. Захаровой и А. И. Кривцова [Мелекесцева, 2007] связано с вулканогенными базальтоидами. Аналогом Кавказских кобальтоносных колчеданов является месторождение Дерни в Китае [Wang H. et al., 2000].

Отличительной особенностью субмаринных колчеданных месторождений является отсутствие собственных минералов кобальта в рудах и наличие его изоморфных примесей в пирите и пирротине. Эта особенность полностью сохраняется в колчеданах Северного Кавказа (Худесское, Урупское, Кизил-Дере). Основной проблемой получения кобальта из колчеданов являются отсутствие эффективных технологий его извлечения. В сульфидных рудах кобальт служит составной частью комплексных сложных по составу руд и рассматривается попутным компонентом.

## Выводы

Установленная прямая генетическая ассоциация кобальта с серноколчеданными рудами позволяет использовать этот факт для прогноза колчеданного кобальта в колчеданных месторождениях. В приведенных разрезах колчеданных залежей (рис. 1) кизилкольской базальтоидной свиты в типоморфных разрезах повсеместно присутствуют серноколчеданные руды. Проявления кристаллически зрелых анхипиритных серноколчеданных руд служат надежным критерием аномальной кобальтоносности месторождения. С этой позиции наиболее кобальтоносным следует считать Быковское месторождение (не опробованное на кобальт). Высокая кристалличность сплошных маломедистых и серноколчеданных руд Бескесского месторождения также требует оценки их кобальтоносности. Колчеданные месторождения даутской свиты спилито-кератофировой формации также содержат кобальт (0,001-0,006%), содержание которого аномально к фону, но далеко от промышленного. В пластовых телах колчеданов этого типа руды корневой зоны имеют незначительную мощность, а серноколчеданные руды практически отсутствуют.

## Литература

1. Богущ И. А. Комбинированные руды колчеданных месторождений Северного Кавказа // Геол. рудных месторождений. – 1979. – № 6. – С. 32-46.
2. Богущ И. А. Тектурно-структурная зональность и онтогенез полигенных колчеданных залежей Северного Кавказа // Геология рудных месторождений. – 1981. – Т. 23. № 5. – С. 41-51.
3. Богущ И. А., Бурцев А. А., Джангиров М. Ю. Кобальтоносность руд на примере Худесского (Северный Кавказ) и Джусинского (Южный Урал) колчеданных месторождений // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Материалы 4-й науч. междунар. конф. Том 2. Актуальные проблемы геологического изучения Южного Региона. – Новочеркасск. – 2004. – С. 189-199.
4. Богущ И. А., Рябов Г. В., Шапошникова С. Д. Кобальтоносность руд медноколчеданных месторождений Северного Кавказа // Известия вузов Сев.-Кавказский регион. Технические науки. – 2014. – № 5. – С. 91-93.
5. Бурцев А. А., Богущ И. А. Онтогенетическая зональность месторождений колчеданного семейства. Verlag: LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG Heinrich-Docring-Str/6-8, 66121. Saarbrucken, Deutschland. – 2012. – 444 с.
6. Мелекесцева И. Ю. Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур // Ин-т минералогии УРО РАН. – М.: Наука, 2007. – 245 с.
7. Перельман А. И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1979.
8. Рябов Г. В., Богущ И. А. Типизация колчеданных месторождений Северного Кавказа // Известия вузов Сев.-Кавказский регион. Технические науки. – 2012. – № 5. – С. 88-91.
9. Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. – М.: Недра. – 1972. – 216 с.
10. Скрипченко Н. С., Тамбиев А. С. Вулканыты и рудоносность девонского базальтового пояса Северного Кавказа // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Мат. IX междунар. конф. – Ессентуки. – 2000. – С. 613-628.
11. Large R. R. Chemical evolution and zonation of massivt sulfide deposits in volcanic terrains // Econ. Geol. – 1977. – V. 72, № 2. – P. 549-572.



12. Wang H. Qin J., Tan H., Hou Z. The Derni Cu-Co massive sulfide deposit Qinghai Province, China: Ultramafic volcanic hosted submarine-exhalative mineralization // Explore and Mining. Geol. – 2000. – Vol. 9, № 3/4. – P. 253-264

## **COBALT IN SUBMARINE-EXHALATIVE ORES OF SULFIDE DEPOSITS FROM NORTH CAUCASUS**

**© 2017 I. A. Bogush, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., S. D. Shaposhnikova, Postgraduate student**

Platov South-Russian State Polytechnic University (NPI), Russia, 346428, Rostov region, Novocherkassk, Puschkinskaya Str., 96, e-mail: i\_bogush@mail.ru

In a volcanogenic spilitovo-keratofirovy formation of Devon of the kobalthost of two suites – Kizilkolsky and Dautsky. The anomalous cobalt content developed in a massive exhalative pyritic ores of Kisilkol basalts Suite (Dks<sub>2-3</sub>). Selected search criteria and types of cobalt-rich massive pyrite ores. The abnormal enrichment by a cobalt only the massive sulfide of autoblastic ores on the example of industrially cobalt Hudess deposits is shown. Localization of the cobalt which is isomorphically entering holocrystalline autoblastic pyrite is proved. The perspective kobaltonosnost of chalcopyrite deposits in submarine-exhalative of North Caucasus rudogenez is defined.

**Keywords:** North Caucas, pyritic deposit, massive ores, kobalt, pyrite, izmorfny impurity.



УДК 622.831:550.543

## ОСОБЕННОСТИ МОНИТОРИНГА ПРИ ПОДЗЕМНОЙ РАЗРАБОТКЕ СТАРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© 2016 О.Г. Бурдзиева<sup>1</sup>, к.г.н., Ю.И. Разоренов<sup>2</sup>,  
д.т.н., проф., Б.В. Дзеранов<sup>1,2</sup>, к.г.-м.н.

<sup>1</sup>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;

<sup>2</sup>Северо-Кавказский горно-металлургический институт (государственный технологический университет), Россия, 362021, г. Владикавказ, ул. Николаева, 44

Систематизированы сведения об управлении геомеханическим состоянием рудовмещающего массива в сложных горно-геологических условиях путем организации системы геомеханического мониторинга его напряженно-деформированного состояния геофизическими методами при подземной разработке скальных месторождений. Дан критический анализ теорий управления состоянием напряженно-деформированных скальных массивов. Приведены сведения о функциях, способах и схеме организации геофизического мониторинга подземных горных работ. Даны результаты использования геофизических методов на предприятиях – аналогах. Дан анализ геомеханических процессов при разработке старых месторождений Северного Кавказа и показаны особенности их разработки. Показано, что геофизический мониторинг добычных процессов позволяет оценивать устойчивость массива при различных условиях. Даны рекомендации по организации геофизического мониторинга при возобновлении добычных работ в зоне погашенного выработанного пространства.

**Ключевые слова:** геофизический мониторинг, месторождение, массив, напряженно-деформированное состояние, устойчивость массива

### Введение

Добыча и переработка полезных ископаемых является одной из главных отраслей экономики, поэтому реализация программы освоения и рационального использования минерально-сырьевых ресурсов недр является приоритетным направлением [Бурдзиева, 2010; Вагин, Голик, 2005; Разоренов, Голик, 2013; Разоренов и др., 2010].

Большинство рудных месторождений залегают на больших глубинах и не могут извлекаться открытым способом по экономическим соображениям. В XXI веке важнейшим направлением в области добычи сырья будет: конверсия от разрушающих геологическую среду технологий добычи к природоохранным технологиям.

Объектом подземной разработки месторождений полезных ископаемых является рудовмещающий массив. Состояние разрабатываемого массива определяется совместным влиянием природных и техногенных процессов, которые возникают как следствие нарушения геостатического состояния локальной геологической среды.

В результате техногенного вмешательства породы приобретают свойства неустойчивой среды из-за нарушения текстурно-структурных связей на уровне минеральной упаковки, элементарные частицы которой вступают в сложное и трудно-

контролируемое взаимодействие друг с другом, вызывая проявления горного давления в форме сдвижений, дислокаций, разрывов, обрушений, вплоть до разрушения земной поверхности [Бурдзиева, 2011; Голик и др., 2013; Пагиев и др., 1998].

В случае выхода зон сдвижения за предельно допустимые границы литосфере, гидросфере и атмосфере наносится непоправимый ущерб. Рудные месторождения очень часто залегают в скальных и полускальных породах. В районе очистных работ она зависит в большей степени от геомеханических характеристик вмещающих пород, чем от глубины.

Эффективность разработки месторождений обеспечивается учетом результатов научно-исследовательских работ на всех этапах эксплуатации горных выработок. Механизм взаимодействия научных исследований при этом базируется на комплексном использовании общетехнических, специальных и прикладных дисциплин: физики и механики горных пород, геологии, сопротивления материалов и многих др.

При подземной добыче минерального сырья горные работы отрицательно влияют на окружающую природную среду. Сохранность рудовмещающих массивов и участка земной поверхности над ними чаще всего обеспечивается за счет использования остаточной несущей способности нарушенных пород путем регулирования уровня напряжений и соответствующих им деформаций.

При разработке скальных месторождений техногенно наведенные геомеханические и природные процессы нарушают геодинамическое равновесие в верхней части осадочного чехла и активизируют катастрофические явления. Устойчивость рудовмещающих массивов определяется уровнем напряжений на контуре очистных выработок, который регулируется технологическими процессами после подтверждения их эффективности методами контроля напряженного состояния, например, геофизическими, механическими, оптическими.

Установление закономерной связи между величиной горного давления и остаточной несущей способностью пород, разработка параметров управления массивами и способов определения этих параметров в процессе их подготовки к выемке руды и погашения пустот по оптимальным природоохранным технологиям имеет важное значение.

Эффективное управление геомеханическим состоянием рудовмещающего массива в сложных горно-геологических условиях обеспечивается мониторингом его напряженно-деформированного состояния. В основе такого мониторинга представляется целесообразным использовать геофизические методы, совершенствование которых применительно к конкретным типам месторождения весьма актуальны.

### **Объект и результаты исследований**

Основой оценки напряженного состояния горного массива являются комплексные методы исследований, включающие анализ с использованием основ теории упругости и пластичности, визуальные наблюдения, геомеханический мониторинг [Голик, Полухин, 2013; Ляшенко, Голик, 2004; Golik et al., 2015a].

Экологическая безопасность разработки месторождений полезных ископаемых заключается в сохранении земной поверхности от разрушения.

Прочность массивов и искусственных сооружений в недрах нередко увязывают с глубиной работ через массу пригружающих пород. С увеличением глубины работ естественная напряженность разрабатываемых массивов, влияющая на их устойчивость, возрастает.

Специфика рудных месторождений заключается в неравномерности распределения запасов полезного компонента в рудах, невыдержанности форм и элементов размещения в пространстве, наличии породных включений. Такие условия характерны, прежде всего, для месторождений сложной структуры руд цветных, редких и радиоактивных металлов, золота, других полезных ископаемых.

Результаты разработки рудных месторождений позволяют сформулировать зависимости между напряженностью массивов, свойствами слагающих их пород и эффективностью управления ими с сохранением целостности прилегающих участков земной поверхности.

Напряжения в массивах рудных месторождений геостатическому закону распределения напряжений соответствуют всегда. При разнообразии условий формирования горных массивов прослеживается общность геомеханических явлений:

- вертикальная составляющая гравитационного поля отличается от нормальной составляющей;
- главные нормальные механические напряжения в горизонтальной плоскости превосходят вертикальную составляющую, что свидетельствует об активности тектонических сил.

Знакопеременные скачки интенсивности тектонических напряжений объясняются их возникновением в условиях петрофизических и структурных неоднородностей. При наличии больших горизонтальных сжимающих напряжений тектонические зоны служат направляющими плоскостями для восходящих и нисходящих движений земной коры. Определение прочности искусственных массивов, исходя из глубины работ, дает неточные результаты.

Не подтверждаются и представления о значительном изменении свойств пород с глубиной. Коэффициент структурного ослабления пород на глубинах 500-1000 м изменялся в пределах 0,076-0,06. С увеличением глубины до 1000 м прочностные и упругие характеристики пород возрастают, а их ослабленность уменьшается на 10-20%. Увеличение глубины залегания пород с 500 до 1500 м изменяет коэффициент хрупкости пород в пределах 18-20, коэффициент крепости по Протодьяконову – 11-18. Практика выемки рудных тел на глубинах до 600 м подтверждает отсутствие коррелятивной зависимости устойчивости пород от глубины заложения выработок.

Подтверждается возникновение вокруг выработок зон упрочнения пород путем создания несущих конструкций из самозаклинившихся минералов.

С учетом установленных закономерностей концепция природо- и ресурсосбережения заключается в снижении запаса прочности влияния глубины работ на участках, защищенных породными конструкциями. Оптимизация горной технологии с учетом геомеханических факторов расширяет область применения природо- и ресурсосберегающих способов управления массивами горных пород при разработке полезных ископаемых.

В основе управления геомеханикой массивов лежит теория М. М. Протодьяконова (1933), в соответствии с которой на выработку действует лишь вес пород, заключенный в пределах свода высотой, значительно меньшей глубины работ.

А. А. Борисов (1964) увязал ее с устойчивостью слоя пород в кровле выработки, а В. Д. Слесарев (1948) – с сопротивлением разрыву образующих балку пород.

Наконец, С. В. Ветров (1975) определил устойчивость выработки как равенство между прочностью заклинивающихся пород, образующих шарнирную арку в кровле выработки и весом пород в пределах свода естественного равновесия.

Принципиальные условия геомеханической сбалансированности массива предусматривают, чтобы фактические размеры горных выработок не превышали предельных для данных условий размеров, а влияние горных работ не распространялось до земной поверхности.

При разработке месторождений эффективность определяется рациональным во времени и пространстве соотношением вскрытых, подготовленных и готовых к добыче запасов.

Вскрытые и подготовленные запасы на напряженно-деформированное состояние массива не влияют. Готовые к выемке запасы – это участки месторождения с большим объемом пустот, заключенные между целиками. Управление их состоянием обеспечивает сохранность массивов и земной поверхности над ними.

Регулирование состояния подготовленности запасов руд к добыче повышает оперативность и надежность управления массивами с сохранением земной поверхности и минимизацией затрат на добычу. Состояние массива и вероятность обрушения закономерно связаны. При устойчивом состоянии массива вероятность обрушения равна 0,023-0,067, наибольшее значение которой при прогнозировании принимается за допустимую.

Состояние массивов в процессе горных работ контролируют комплексным методом, включающим анализ аналогичных разработок, расчеты с использованием теорий упругости, пластичности и запредельного деформирования, шахтные экспериментальные исследования геофизическими методами: акустической и электромагнитной эмиссии, сейсмического зондирования, ультразвукового и ударно-волнового контроля, а также анализ и обобщение результатов измерений.

Основой успешной разработки месторождения является совместное решение задач промышленной и геомеханической безопасности путем внедрения системного контроля и диагностики состояния горного массива и охранных конструкций [Воробьев и др., 2011; Голик, Разоренов, 2007; Ляшенко и др., 1992].

Системный контроль геомеханического состояния рудовмещающего массива и подземных сооружений обеспечивает мониторинг, базирующийся на методах оперативного и непрерывного контроля и на технической диагностике. Основной мониторинга является разделение геотехнической системы при контроле отдельных объектов и процессов с синтезом и оценкой его результатов для прогноза эффективности функционирования производственного цикла всей системы.

Функции геофизического мониторинга на всех стадиях разработки месторождения включают в себя как обеспечение вопросов безопасной эксплуатации месторождения, так и профилактику негативных природно-техногенных процессов (рис. 1).

Трудности геофизического контроля в горных выработках объясняются недостаточным объемом базы данных и недостаточной репрезентативностью исследований, полученных на стадиях проектирования горных работ. При выборе методов контроля учитывают характер решаемых задач, условия и возможности выполнения измерений, наличие технических средств и времени.

Геофизический мониторинг подземных геотехнических систем горнодобывающих предприятий представляет из себя комплекс теоретических представлений и парк технических средств для их реализации на практике (рис. 2)

Система геофизического мониторинга является инструментом управления технологическими процессами на всех стадиях существования горного производства



Рис. 1. Функции геофизического мониторинга подземных горных работ

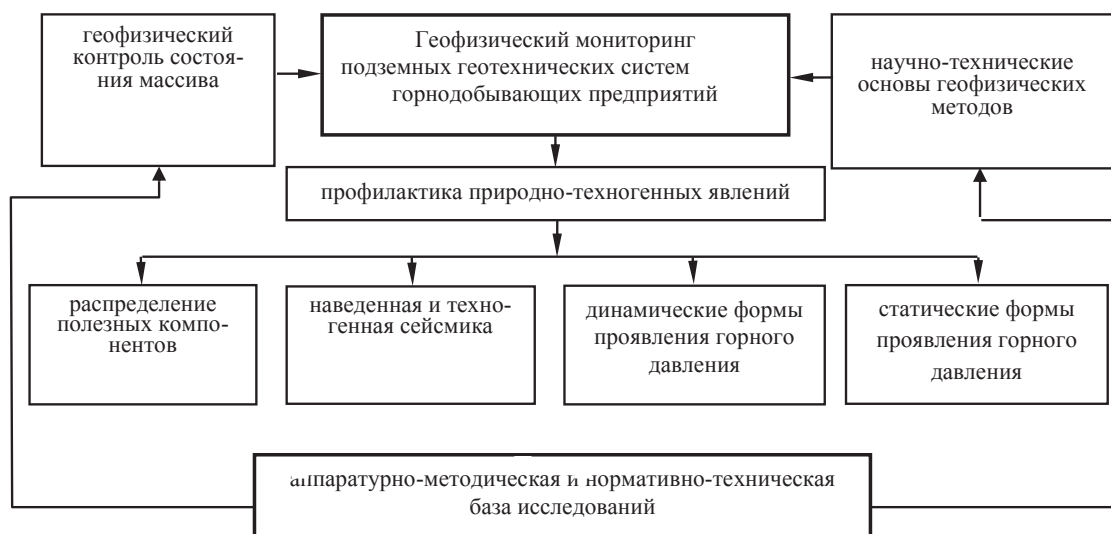


Рис. 2. Структура геофизического мониторинга подземных горных работ

и осуществляет свои функции, как в случаях единовременной оценки производственной ситуации, так и при долговременном исследовании процессов.

Арсенал технических средств для осуществления геофизического мониторинга включает в себя приборы и аппараты, действие которых основано на достижениях современной науки в различных ее отраслях и позволяет решать проблемы всего спектра горного производства (рис. 3).



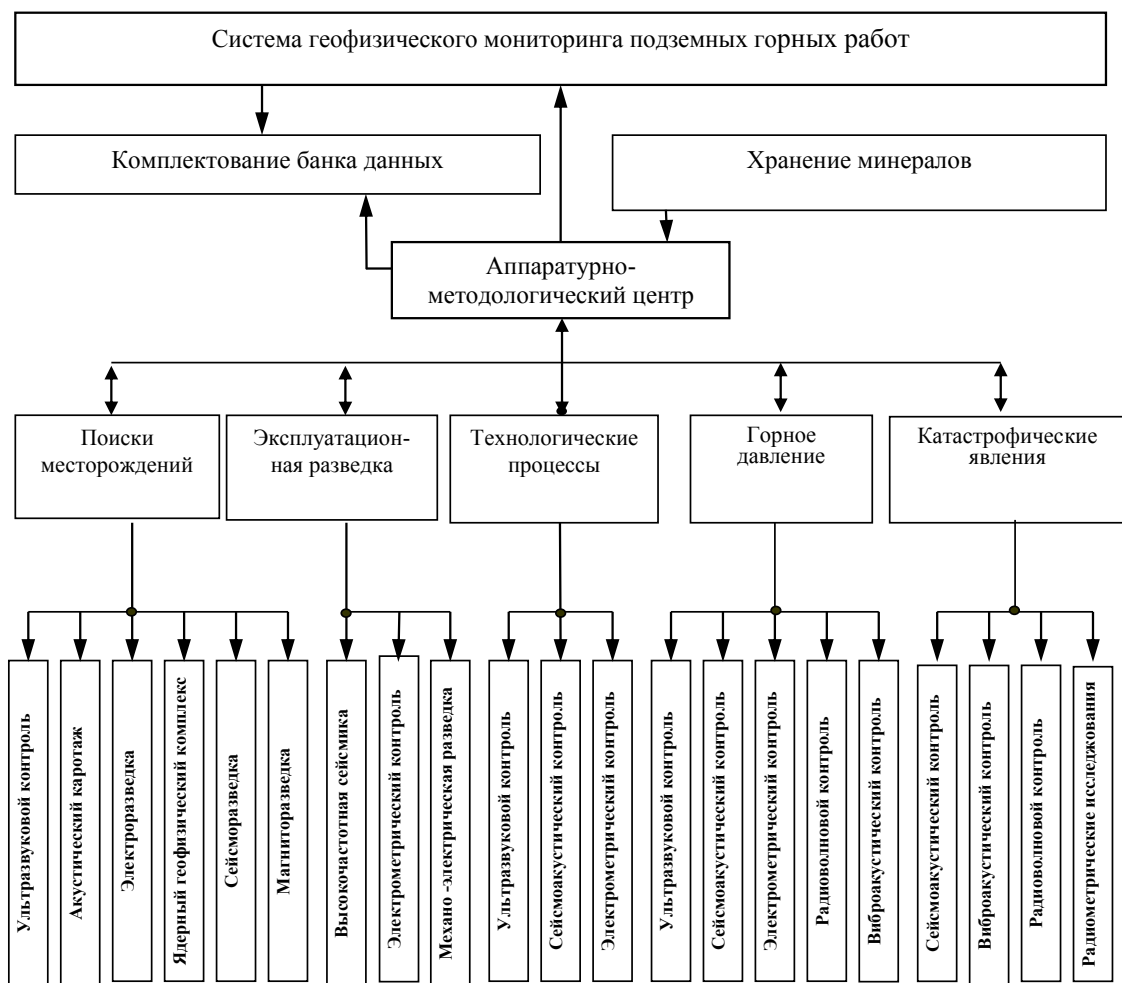


Рис. 3. Схема геофизического мониторинга подземных горных работ

Применению каждого метода предшествует определение его информативности путем статистической обработки массива данных, полученных в идеальных для данного процесса условиях. Конкретный тип аппаратуры выбирается, исходя из соответствия требуемой характеристике, портативности, наличия источника питания, наличия доступного адаптера для связи с персональными компьютерами, возможности тестирования в процессе выполнения работы, автоматической блокировки при неисправности, оперативного просмотра сохраненных данных и др.

Периодичность контроля физико-механических характеристик горных пород для подземных условий имеет особенности:

- в подготовительных выработках интервал опробования не должен превышать 50 м со сгущением в зонах тектонических нарушений до 10 м;
- в очистных выработках опробование производится в каждом блоке с отбором проб руд и пород висячего и лежачего боков, причем количество проб в каждой точке отбора должно быть не менее 5-ти.

Физико-механические показатели определяют методами, регламентированными соответствующими ГОСТами. Динамические методы основаны на измерении скоростей распространения продольных и поперечных волн и на последующем

расчете динамических упругих показателей по волновым уравнениям. При этом, если измерена только скорость продольной волны, то вычисляют модуль Юнга  $E$  (при условии, что коэффициент Пуассона  $\nu$  и плотность  $\rho$  известны). В этом случае скорость принимают равной средним значениям для данного типа пород.

Значения скоростей поверхностных релеевских  $V_R$ , продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$  волн связаны соотношением:

$$\left(2 - \frac{V_R^2}{V_s^2}\right)^2 = 4 \sqrt{\left(1 - \frac{V_R^2}{V_s^2}\right) \left(1 - \frac{V_R^2}{V_p^2}\right)}.$$

По эмпирическим данным значения скоростей  $V_R$  и  $V_s$  связаны соотношением:

$$\frac{V_R}{V_s} = \frac{0,87 + 1,12\nu}{1 + \nu}.$$

Динамические упругие параметры (модуль упругости Юнга  $E$ , модуль сдвига  $G$ , коэффициент Пуассона  $\nu$ , модуль всестороннего сжатия  $K$ ) определяют по средним для пробы значениям скоростей продольных и поперечных волн и измерений гидростатическим методом (или по табличным значениям для соответствующего типа пород или бетона) плотности  $\rho$ . Упругие константы рассчитывают по преобразованным формулам волновых уравнений:

$$\nu = \frac{1 - 2(V_s/V_p)^2}{2 - 2(V_s/V_p)^2} = \frac{0,5(V_p/V_s)^2 - 1}{(V_p/V_s)^2 - 1}; \quad G = \rho V_s^2; \quad E = 2G(1 - \nu);$$

$$E = \rho V_p^2 \frac{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{1 - \nu}; \quad E = \rho V_n^2 (1 - \nu)^2; \quad E = \rho V^2_D; \quad K = \frac{E}{3(1 - 2\nu)}.$$

Скорости распространения упругих волн в образце:

$$V_p = \frac{l}{t_p - t_3}; \quad V_s = \frac{l}{t_s - t_3},$$

где  $l$  – длина образца;  $t_p$  – время пробега упругого импульса продольной волны;  $t_s$  – время пробега сдвиговой волны;  $t_3$  – время задержки датчиков.

Определения пределов прочности при многократном раскалывании образцов производится на образцах с линейными размерами параллельных плоскостей  $20 \times 20$  мм и допускаемыми отклонениями. Образцы с предварительно замеренными линейными размерами параллельных плоскостей отреза помещают в центре давящей плиты пресса на одну из плоскостей отреза. Пресс работает с постоянной скоростью до разрушения образца.

Предел прочности образца горной породы при раскалывании ( $\sigma_p$ ) в МПа:

$$\sigma_p = \frac{P}{S} \times 10,$$

где  $P$  – разрушающая нагрузка при раскалывании, кН;  $S$  – площадь поперечного сечения образца вдоль линии раскалывания, см<sup>2</sup>.

Предел прочности образца горной породы при сжатии ( $\sigma_{сж}$ ) в МПа вычисляют:

$$\sigma_{сж} = \frac{P}{S} \times 10,$$

где  $P$  – разрушающая нагрузка при сжатии, кН;  $S$  – средняя площадь поперечного сечения образца породы, см<sup>2</sup>.

Угол внутреннего трения ( $\varphi$ ) и коэффициент сцепления ( $k$ ) определяются путем построения паспортов прочности горных пород или кривой, огибающей максимальные круги напряжений, построенной в координатах нормальных и касательных напряжений.

Внутрискважинный геофизический контроль позволяет определить тип и структуру пород, окружающих горную выработку, выявить наличие, определить положение и размеры расслоений в массиве; выявить наличие и глубину пустот за крепью выработки, выявить дефекты в бетонной и железобетонной крепи, локализовать поступление воды в выработку. Исследование проводится в скважинах специально пробуренных для этого эксперимента, или в существующих дегазационных, измерительных, разгрузочных скважинах.

Так, с использованием метода выполнены работы:

- определены зоны влияния пустот отработанных камер на дневную поверхность для Ингульской и Смолинской шахт Украины при глубине работ 330 м;
- установлены зоны взаимного влияния пустот при различной толщине прослоя между сближенными залежами;
- обоснована устойчивость обнажений отработанных камер по допустимому и эквивалентному пролетам.

Комплексное геофизическое обеспечение осуществлялось при эксплуатации месторождений Северного Кавказа [Голик, 2014а; Голик и др., 2001; Golik et al., 2015а, б].

Тырныаузское вольфрамово-молибденовое месторождение приурочено к зоне метаморфизованных пород и расположено среди кристаллических сланцев, пегматитов и гранитовых гнейсов. Рудное тело представляет собой седловидную залежь с падением крыльев на север и юг под углом 60-70° и погружением замковой части к востоку под углом 55-60° под толщу биотитовых роговиков. Мощность залежи в перегибе – 100-120 м, на флангах – до 3-5 м. Руда и породы характеризуются высокой крепостью и хорошей устойчивостью. Крепость по М.М. Протодыяконову и плотность соответственно для руд – 16-20 и 3 т/м<sup>3</sup>, пород висячего бока (роговики) – 12-14 и 2,6 т/м<sup>3</sup>, пород лежачего бока (мраморы) – 8-12 и 2,5 т/м<sup>3</sup>.

Верхние горизонты рудника отработаны системами поэтажных штреков и этажно-камерной. Камерные запасы отбивали минными или скважинными зарядами. Основные запасы добыты системой этажного принудительного обрушения.

Над отработанными блоками по Главному скарну развивается обрушение налегающих пород с образованием единой воронки. При посадке потолочин и целиков блоков и отбойке этажное принудительное обрушение сопровождается подвижками пород в форме воронок обрушения.

Для выявления механизма сдвижения пород при совместной отработке залежи открытым и подземным способами исследовали геомеханику напряженно-деформированного массива в элементах системы. Комплекс исследований включал инструментальные наблюдения, моделирование процесса методами фотомеханики и на станциях реперного типа с фиксацией динамики их развития и построением опасных зон.

На Северо-Западном скарне после массового взрыва потолочины блока образовалась зона обрушения, и на земную поверхность вышли воронки.

В Главном скарне геодинамика участка активизируется совместным влиянием природных и технических факторов, что сопровождается раскрытием трещин разрыва на земной поверхности северного склона. На поверхности карьера в течение одного года образовалось 13 воронок. Появление воронок сопровождалось быстрым оседанием земной поверхности вследствие выпуска руды со скоростью около 20 мм/с. и возникновением трещин на земной поверхности в виде замкнутых контуров.

Слепую залежь обрабатывали подземным способом камерно-целиковой системой с заполнением пустот сухой закладкой. Камеры высотой до 100 м размерами 30 x 30 м в плане разделяли междукамерными целиками таких же размеров. Так, камеры 6-7 расположены под подошвой северного борта на глубине 120 м. В камере 7 произошло обрушение с выходом воронки на поверхность карьера. При выпуске руды из камер воронка расширялась, затронув верхнюю часть междукамерного целика, и достигла ширины по простиранию 50 м и вкрест простирания – 30 м. Наблюдениями измерена скорость оседания пород – 2,7 м/с., когда на высоте 175 м от камер скорость оседания массива пород не превышала 14 мм/с.

Добыча металлов на территории Садонских месторождений известна с медного века. Промышленная разработка Садонского месторождения начата в 1839 г. До 1945 г. из месторождений Садонской группы разрабатывалось только Садонское. В 1945 г. начало эксплуатироваться Згидское, а с 1953 г. – Буронское и Холстинское месторождения.

Запасы потерянных руд тяготеют к зоне сопряжения Главного и Восточного разломов с неустойчивыми породами и высоким горным давлением.

В ранний период освоения месторождений Садонской группы преобладающей системой разработки были горизонтальные слои с сухой закладкой, которую добывали или в небольших карьерах на земной поверхности или отбойкой боковых пород и сортировкой руд [Шестаков и др., 2001].

С 1956 г. применяется система разработки с магазинированием руды. В первую стадию отбивали камерные запасы во вторую – междуэтажные и блоковые целики. В шестидесятые годы получили распространение варианты системы горизонтальных слоев с закладкой, с креплением и закладкой, а также под деревянным матом. С повышением горного давления стали преобладать варианты горизонтальных слоев с закладкой пустот лесом, а с 1967 г. – система слоевого обрушения. В опытном порядке применяли поперечно-гибкие и продольно-гибкие перекрытия.

Извлечение металлов из недр по отчетным данным не превышало 85%. Из-за выборочной отработки богатых участков запасы обеднялись с переводом в категорию забалансовых и неактивных, которые достигают в настоящее время около 50% всех запасов.

В истории Садонского месторождения выделяются периоды:

- начальный этап промышленной эксплуатации с добычей свинцовых руд с высоким содержанием;
- промышленная эксплуатация с образованием до 2 млн. м<sup>3</sup> пустот, в которых оставлено около 140 тыс. тонн руды;
- интенсивная эксплуатация 48-68 г. с образованием до 1 млн. м<sup>3</sup> пустот;
- современная добыча руд на территории новых рудных зон при снижении содержания металлов: по цинку в 20 раз, свинцу в 12 раз и увеличения объема добычи почти в 10 раз. До 80% добычи обеспечивает повторная разработка потерянных руд.

Интенсивность отработки месторождения достигла максимума в 1936 г. (210 тыс. т.), снизилась до 20 тыс. тонн в 1943 г., и вновь увеличилась до 140-150 тыс. тонн в 1960 г. За последние 50 лет содержание металлов в товарных рудах уменьшилось по цинку в 19 раз, по свинцу в 12 раз при увеличении объема добычи в 8 раз.

В середине 60-х годов получила развитие концепция, согласно которой закладка пустот твердеющими смесями нецелесообразна, а заполнение пустот породами как средство управления горным давлением – неэффективно, поэтому в пустоты прекратили перепуск породы с поверхности, как это практиковалось в начальный период эксплуатации месторождений.

Разработка обоих крупных месторождений, в том числе старого Садонского, отличается особенностями:

- запасы отработывали с оставлением выработанного пространства незаполненным;
- бессистемное частичное заполнение очистных камер несвязанным породным материалом не участвовало в управлении состоянием массивом;
- очередность выемки запасов определялась соображениями рыночной конъюнктуры без учета геомеханической ситуации еще и потому, что добываемые металлы относились к стратегическим, а сами предприятия были дотационными;
- целики оставляли не в качестве средства управления массивом, а по условиям безопасности работ и качества добываемых руд;
- если при выемке первичных показатели потерь и разубоживания подлежали контролю, то выемка целиков во второй стадии увеличивали эти показатели, соответственно, до 20 и 40%;
- в процессе отработки основных запасов месторождение было представлено системой пустот и разделяющих целиков с весьма неравномерным распределением напряжений, что объясняет повышенное разубоживание руды отслаивающимися в результате деформаций массива породами;
- при извлечении запасов целиков в стадии погашения пустот бессистемная отработка увеличивала напряжения до критической величины с провокацией динамических форм горного давления и выходом на земную поверхность воронок обрушения;
- происходящие в недрах месторождений динамические процессы могут активно участвовать в региональной сейсмической деятельности с последствиями типа схода Кармадонского ледника в Осетии и сдвигении борта карьера в Кабардино-Балкарии.

В этих условиях возобновление добычных работ в окрестностях горного массива, где продолжают неуправляемые процессы перераспределения напряжений и деформаций предъявляет повышенные требования к геофизическому контролю горных работ. Основная роль отводится стационарным наблюдательным станциям для долговременного контроля состояния рудовмещающих массивов.

Геофизический мониторинг добычных работ является неотъемлемой частью технологии подземной разработки месторождений полезных ископаемых составляющих ее производственных процессов, обеспечивая безопасность и эффективность производства [Голик, 2014б; Голик и др., 2007; Golik et al., 2015в, г; Polukhin et al., 2014].



## Выводы

В горной практике качественные и стоимостные показатели подземной разработки сложно-структурных рудных месторождений оптимизируют при сбалансированности геомеханической системы «земная поверхность – массив – выработка».

Геофизический мониторинг добычных процессов на всех стадиях разработки месторождения позволяет оценивать состояние системы и напряженно – деформированное состояние пород, что позволяет провести оценку устойчивости массива при различных условиях их формирования и сроках образования пустот.

Геофизический мониторинг горного массива осуществляется посредством звукометрических, маркшейдерских и оптических приборов, струнных тензометров, глубинных и грунтовых реперов, электрических цепей, визуально и косвенными методами по изменению минерализации шахтной воды.

Установление зависимости между природными и технологическими факторами позволяет уточнить нормативы вскрытых, подготовленных и готовых к выемке запасов руд по геомеханическим условиям на основе математических и графоаналитических методов.

Доработка запасов в окрестностях старых очистных выработок требует организации комплексного геофизического мониторинга, поскольку она будет осуществляться в условиях неуправляемого и непрогнозируемого перераспределения горного давления, осложненного региональной сейсмикой.

## Литература

1. Бурдзиева О.Г. Механизм влияния горного производства на окружающую среду и направления выхода из эколого-технологического кризиса/О.Г. Бурдзиева, А.Н. Петин // Проблемы региональной экологии. – 2011. – №4. – С. 224-230.
2. Бурдзиева О.Г. Рациональное недропользование в регионе РСО-Алания (проблемы и пути их решения)/О.Г. Бурдзиева // Уголь. – 2010. – №7. – С. 70-71.
3. Вагин В.С., Голик В.И. Проблемы использования природных ресурсов южного федерального округа // учеб. пособие для студентов вузов, обучающихся по направлению подгот. 650100 «Приклад. Геология», по горно-геол. специальности. – Владикавказ, 2005. – 192 с.
4. Воробьев А.Е., Разоренов Ю.И., Ваккер О.В. Высшее профессиональное образование в XXI веке. – Новочеркасск, 2011. – 211 с.
5. Голик В.И. Природоохранные технологии разработки рудных месторождений // М.: ИНФРА – М, 2014а. Сер. Высшее образование: Бакалавриат. – 192 с.
6. Голик В.И. Специальные способы разработки месторождений. – Москва, 2014б. Сер. Высшее образование: Бакалавриат. – 132 с.
7. Голик В.И., Брюховецкий О.С., Габараев О.З. Технологии освоения месторождений урановых руд // учебное пособие для студентов высших учебных заведений, обучающихся по горно-геологическим специальностям; Федеральное агентство по образованию, Российский гос. геологоразведочный ун-т им. Серго Орджоникидзе. – Москва, 2007. – 131 с.
8. Голик В.И., Полухин О.Н. Природоохранные геотехнологии в горном деле. – Белгород, 2013. – 284 с.
9. Голик В.И., Полухин О.Н., Петин А.Н., Комащенко В.И. Экологические проблемы разработки рудных месторождений КМА // Горный журнал. – 2013. – №4. – С. 91-94.

10. Голик В. И., Разоренов Ю. И. Проектирование горных предприятий. – Новочеркасск, 2007. – 262 с.
11. Голик В. И., Хадонов З. М., Габараев О. З. Управление технологическими комплексами и экономическая эффективность разработки рудных месторождений. – Владикавказ, 2001. – 391 с.
12. Ляшенко В. И., Голик В. И. Научные основы геомеханического мониторинга состояния горного массива при подземной разработке месторождений сложной структуры // Цветная металлургия. – 2004. – № 10. – С. 2.
13. Ляшенко В. И., Коваленко В. Н., Голик В. И., Габараев О. З. Бесцементная закладка на горных предприятиях. – Москва, 1992. – 94 с.
14. Пагиев К. Х., Голик В. И., Габараев О. З. Научно-технические технологии добычи и переработки руд // Северо-Кавказский горно-металлургический институт (Государственный технологический университет). – Владикавказ, 1998. – 571 с.
15. Разоренов Ю. И., Голик В. И. Проблемы глубокой утилизации отходов переработки угля // Маркшейдерия и недропользование. – 2013. – № 4 (66). – С. 52-54.
16. Разоренов Ю. И., Голик В. И., Куликов М. М. Экономика и менеджмент горной промышленности // учебное пособие для студентов высших учебных заведений, обучающихся по горно-геологическим специальностям; Южно-Российский гос. технический ун-т (Новочеркасский политехнический ин-т). – Новочеркасск, 2010. – 251 с.
17. Шестаков В. А., Разоренов Ю. И., Габараев О. З. Управление качеством продукции на горных предприятиях // Рекомендовано Учебно-методическим объединением по горному образованию Минобрнауки РФ в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности 090200. – Новочеркасск, 2001. – 262 с.
18. Golik V., Komashchenko V., Morkun V., Khasheva Z. The effectiveness of combining the stages of ore fields development // Metallurgical and Mining Industry. – 2015a. – Т. 7. № 5. – С. 401-405.
19. Golik V., Komashchenko V., Morkun V. Innovative technologies of metal extraction from the ore processing mill tailings and their integrated use // Metallurgical and Mining Industry. – 2015b. – Т. 7. № 3. – С. 49-52.
20. Golik V., Komashchenko V., Morkun V., Zaalishvili V. Enhancement of lost ore production efficiency by usage of canopies // Metallurgical and Mining Industry. – 2015. – Т. 7. № 4. – С. 325-329.
21. Golik V. I., Khasheva Z. M., Shulgaty L. P. Economical efficiency of utilization of allied mining enterprises waste // The Social Sciences (Pakistan). – 2015. – Т. 10. № 6. – С. 750-754.
22. Polukhin O. N., Komashchenko V. I., Golik V. I., Drebenstedt C. Substantiating the possibility and expediency of the ore beneficiation tailings usage in solidifying mixtures production // Scientific Reports on Resource Issues Innovations in Mineral Resource Value Chains: Geology, Mining, Processing, Economics, Safety, and Environmental Management. – Freiberg. – 2014. – С. 402-412.

## MONITORING FEATURES IN UNDERGROUND DEVELOPMENT OF OLD FIELDS

© 2017 O. G. Burdzieva<sup>1</sup>, Sc. Cand. (Geogr.), Yu. I. Razorenov<sup>2</sup>, Sc. Doctor (Tech.),  
prof., B. V. Dzeranov<sup>1,2</sup>, Sc. Cand. (Geol.)

<sup>1</sup>Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov Str., 93a,  
e-mail: cgi\_ras@mail.ru;

<sup>2</sup>North-Caucasian Institute of Mining and Metallurgy (State Technological University),  
Russia, 362021, Vladikavkaz, Nikolayev Str., 44

The information on the geomechanical condition management of ore-bearing massif in difficult mining and geological conditions through the organization of geomechanical monitoring system of its stress-strain state using geophysical methods in underground mining of rock deposits is systematized. A critical analysis of the theories of state management of stress-strain rock massive is given. The information about the functions, methods and scheme of organization of geophysical monitoring of underground mining operations. The results of the use of geophysical methods in the companies – analogues are presented. The analysis of the geomechanical processes in the development of old fields of the North Caucasus and the features of their development are given. It is shown that geophysical monitoring of production processes allows to assess the stability of the massive under various conditions. Recommendations on the organization of monitoring with the resumption of mining processes in the area of gotten oaf are given.

**Keywords:** geophysical monitoring, field, massive, stress-strain state, stability of the massive.

УДК 552.32

## КЕЛЬСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ РАЙОН (РЕСПУБЛИКА ЮЖНАЯ ОСЕТИЯ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

© 2017 В. М. Газеев<sup>1,2</sup>, к.г.-м.н., А. Г. Гурбанов<sup>1,2</sup>, к.г.-м.н., А. Б. Лексин<sup>1</sup>, А. Я. Докучаев<sup>1</sup>, к.г.-м.н., О. А. Гурбанова<sup>3</sup>, к.х.н.

<sup>1</sup>ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35;

<sup>2</sup>ФГБУН Федеральный научный центр «Владикавказский научный центр РАН», Россия, 362027, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркуса, 22, e-mail: gazeev@igem.ru;

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

В юго-западной части восточного сегмента мегантиклинория Большого Кавказа расположены четвертичные вулканы Кельского вулканического района. Проведено петрографическое и геохимическое изучение вулканитов, приведены результаты РФА, ICP-MS, INAA анализов и их обсуждение. Впервые показано, что породы обладают адакитоподобными характеристиками и по геохимическим параметрам они близки к вулканитам, формирующимся в субдукционных геодинамических обстановках (условиях). Сделано предположение, что геохимические особенности этого вулканизма следует связывать с «шолевой тектоникой» и с деформационными процессами, развивающимися при взаимодействии Черноморско-Закавказского микроконтинента с Большим Кавказом.

**Ключевые слова:** Кельский вулканический район, геохимические особенности лав, четвертичные вулканы, петрография, субдукционная обстановка, геодинамические реконструкции.

### Введение

Вулканические районы Казбекской неовулканической области (КНВО), как и весь позднемиоцен-голоценовый магматизм Большого Кавказа (БК) приурочены к зоне Транскавказского поперечного поднятия (ТПП) – крупнейшей поперечной структуре, пересекающей с юга на север весь Кавказский регион. Возникновение и формирование зоны ТПП обусловлено коллизией, с последующим «вдавливанием» Аравийской плиты в Черноморско-Закавказский микроконтинент (ЧЗМК) с передачей напряжений в южную часть Скифской плиты (СП). Тектонические нагрузки, возникшие в результате интенсивного тангенциального сжатия, привели к формированию серий зон кулисообразно расположенных разломов субмеридионального простирания, к которым приурочены очаговые зоны землетрясений и центры вулканической активности на территориях Закавказья и БК.

Магматическим объектам КНВО посвящены многочисленные публикации, в которых рассматриваются возраст, химизм слагающих пород, эволюция магматизма и история развития регионов. Однако необходимо отметить недостаточную геохимическую (включая и изотопную) изученность магматических пород, что не позволяет проводить полноценные региональные сопоставления вулканитов по содержаниям и характеру распределения в них редких, редкоземельных элементов,

на основе чего обычно проводятся геодинамический анализ и реконструкции тектонических обстановок. Сейчас имеются различные представления о геодинамических режимах, существовавших в период позднемиоцен-четвертичного этапа развития Кавказского региона: континентальная коллизия [Phillip et al., 1989]; смена коллизионной обстановки синколлизийным рифтингом [Имамвердиев, 2000]; проявления микроплитной шоловой тектоники [Абрамович и др., 1997; Гиоргобиани, 2016]; обстановка совмещения континентальной коллизии и «горячей точки» [Бубнов, Гольцман, 2005]. Все это свидетельствует о многообразии взглядов на происхождение плиоцен-четвертичных магматических комплексов. Основой, для геодинамического анализа обычно служат: геологические; геофизические; петрохимические и геохимические (включая изотопные) данные. В настоящей статье приведены результаты петрографического и геохимического изучения пород Кельского вулканического района (КВР), проведенных на территории республики Южная Осетия.

### Геологическое строение Кельского вулканического района

Кельский вулканический район, совместно с Казбекским, Джавским, и Кабардин-Сакохетским, входит в состав Казбекской неовулканической области. Территориально КВР расположен в приводораздельной части южного склона БК, в истоках рек Арагви, Большой Лиахви и Ксани, т.е. на территории Грузии и Южной Осетии. В тектоническом плане он приурочен к юго – западной части восточного сегмента мегантиклинория БК, и находится в северной части субширотно ориентированной Абхазо – Рача – Кахетинской зоны (Чиатурский флишевый синклиниорий), вблизи от поперечных глубинных разломов (Казбек – Цхинвальского, Мнадонского) сочленяющих зону длительного прогибания (Восточный сегмент БК) со структурой устойчивого поднятия (Центральный сегмент БК). В КВР насчитывается до 35 центров вулканической активности сосредоточенных, в основном, между районом Крестового перевала на востоке и истоками р. Бол. Лиахвы на западе. Здесь выделяют несколько участков, на которых сгруппированы близко расположенные вулканы и экструзии. **Восточный участок** образуют вулканы в районе Крестового перевала, **центральный** – сложен группой вулканов Непискало, **южный** – представлен группой вулканов Нарван-Хох, а **западный** – представлен Эрман – Ахубатской группой вулканов. На основании геоморфологических методов (соотношение вулканических образований с датированными ледниковыми [вюрмскими] или иными элементами рельефа, считается, что вулканическая активность здесь началась в среднем плейстоцене ( $Q_{II}$ ) и интенсивно проявилась в позднем плейстоцене ( $Q_{III}$ ) и голоцене ( $Q_{IV}$ ) [Станкевич, 1976]. По радиологическим данным (К-Аг метод) вулканическая активность длилась около 225 тыс. лет. Выявлены временные рамки трех главных фаз вулканической активности: 225-170, 130-60 и менее 30 тыс. лет назад [Лебедев и др., 2004]. По данным микросейсмического зондирования (ММЗ) практически под всей структурой БК на глубинах от 9-10 до 45-50 км выделяется низкоскоростное тело с выдержанной пологой кровлей. По Осетинскому профилю ММЗ южнее зоны Главного Кавказского разлома – в «Джавском вулканическом районе» отмечена апофиза низкоскоростного включения, прослеживающаяся до приповерхностных горизонтов континентальной коры, с падением в сторону осевой части БК [Рогожин и др., 2015].



### Фактический материал и методы его исследования

В 2009 и 2010 годах, благодаря поддержке министра образования и науки Республики Южной Осетии д.ф.-м.н. А.Г. Кусраева, нами были проведены рекогносцировочные полевые работы для оценки потенциальной рудоносности юрских и новейших вулканитов, развитых на территории Республики Южная Осетия (рис. 1). В эти годы было проведено опробование вулканитов в центральной и северо-западной части КВР. При финансовой поддержке НИР (тема № 1) ВНЦ РАН из собранных образцов были изготовлены шлифы и проведено их петрографическое изучение. Аналитические исследования выполнены в ЦКП «ИГЕМ – Аналитика»: определены концентрации петрогенных и микроэлементов рентгено-флуоресцентным методом (XRF); рудных, редких и редкоземельных элементов – методом спектроскопии с индукционно-связанной плазмой с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) на масс-спектрометре X-Series II и методом инструментального нейтронно-активационного анализа (INNA) в группе ядерно-физических методов лаборатории Радиогеологии и радиогеоэкологии ИГЕМ РАН. При производстве анализов использовались отраслевые и международные стандарты, методики и условия анализов принятые в ИГЕМ РАН. Результаты этих исследований приведены в табл. 1, 2, 3.

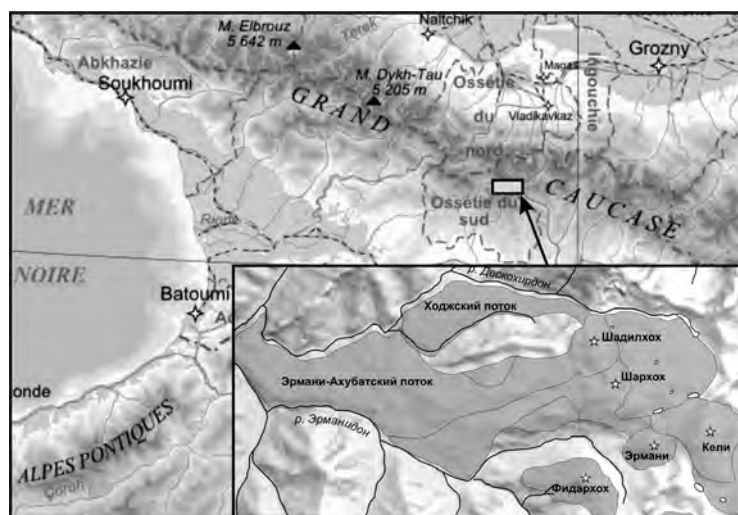


Рис. 1. Местоположение вулканитов КВР на территории Южной Осетии (В нижней части фрагмент карты из публикации [Лебедев и др., 2004]).

На основе результатов аналитических исследований построены классификационные, петрогенетические диаграммы и графики, использующиеся для расшифровки геодинамических условий образования вулканитов. На некоторых диаграммах, для сравнения, показаны результаты XRF анализов вулканитов Казбекского центра, проведенные в университете г. Гизена в ФРГ в 1990 г. [15].

### Петрографическая характеристика вулканитов

На обследованной территории КВР присутствуют разновозрастные лавовые потоки сложенные андезитами, дацитами, риодацитами (рис. 2, 3) и экструзивные тела дацитового состава.



Рис. 2. Положение пород КВР на классификационной диаграмме  $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$

**Андезиты** – породы темно-коричневого цвета с редкими вкрапленниками полевого шпата. Микроструктура сериально- и гломеропорфировая. Вкрапленники сложены плагиоклазом 2-х генераций, пироксеном и их сростками, погруженными в интерсертально-пилотакситовую основную массу, состоящую из лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены стекловатым мезостазином. Плагиоклаз первой генерации (размер зерен до  $1,5 \times 2,5$  мм) представлен несколькими разновидностями. Наиболее часто встречаются: пятнисто зональные кристаллы, ядерные части которых представлены олигоклазом, а периферийные – андезином; кристаллы андезина, со следами скелетного роста, содержащие включения пироксена и стекла. Плагиоклаз второй генерации (основной андезин – лабрадор) присутствует в виде удлинённых таблитчатых кристаллов размером до  $0,3 \times 0,7$  мм. Микролиты основной массы сложены андезином. Ромбический пироксен по оптическим свойствам близок к энстатиту. Иногда отмечаются кристаллы с незначительным косым погасанием – клиноэнстатит. Гомеогенные включения образованы существенно пироксеновыми либо плагиоклазовыми и плагиоклаз – пироксеновыми агрегатами.

**Дацинты** – светло – серые породы с вкрапленниками полевого шпата или темноцветного минерала и иногда кварца. Микроструктура сериально- и гломеропорфировая или мелкопорфировая. Основная масса микролитовая и пилотакситовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом (две генерации), амфиболом, ромбическим пироксеном и редко кварцем с пироксеновой каемкой. Плагиоклаз первой генерации – зональные кристаллы олигоклаз-андезина размером до  $1,0 \times 2,0$  мм, а второй – кристаллы лабрадора размером до  $0,2 \times 0,8$  мм. Микролиты представлены олигоклазом. В случаях мелкопорфирового сложения вкрапленники имеют размеры до  $0,3 \times 0,6$  мм и представлены андезином, а микролиты – олигоклаз – андезином. Ромбический пироксен по оптическим свойствам близок к гиперстену. Амфибол – опациitized кристаллы базальтической роговой обманки размером до  $0,7 \times 2,6$  мм. Гомеогенные включения представлены как мономинеральными сростками вкрапленников, так и плагиоклаз-пироксеновыми и плагиоклаз-амфиболовыми агрегатами. Иногда в них присутствует зеленая шпинель. В некоторых шлифах отмечается внутри поровая минерализация серы.

**Дацинты экструзивных тел** имеют тот же набор вкрапленников, что и в лавах: зональный плагиоклаз – андезин, амфибол, ромбический пироксен. Микроструктура пород сериально- и гломеропорфировая. Основная масса полностью раскристаллизована, за исключением приконтактных участков и изменяется от аллотриаморфной до аллотриаморфно-пилотакситовой и микропойкилитовой.

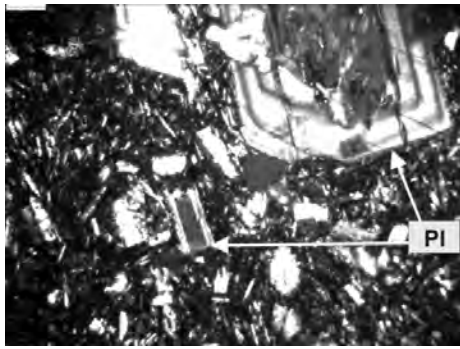


Рис. 3.1. Серийно-порфировая структура андезитов. Диагональ снимка (Д 1,5 мм)

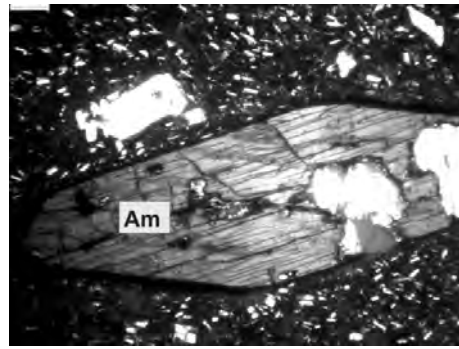


Рис. 3.2. Вкрапленник базальтической роговой обманки (Д 2,9 мм)

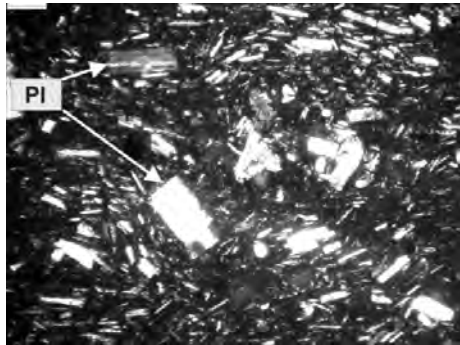


Рис. 3.3. Мелкопорфировая структура дацитов. (Д 1,5 мм)

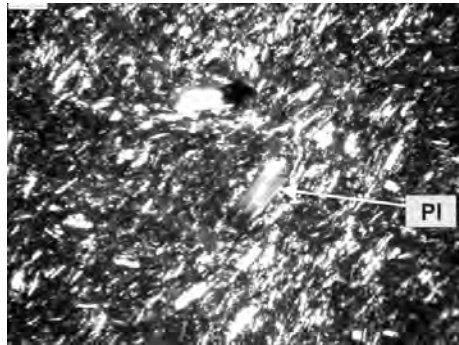


Рис. 3.4. Мелкоредкопорфировая структура риодацитов (Д 1,5 мм)

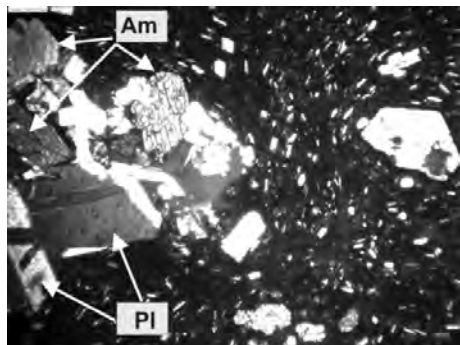


Рис. 3.5. Гломеропорфировая структура. Сrostки индивидов плагиоклаза и амфибола (Д 1,5 мм)

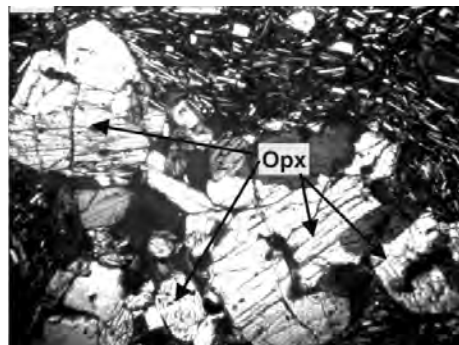


Рис. 3.6. Сrostки индивидов ромбического пироксена (Д 2,9 мм)

Рис. 3. Микрофотографии вулканитов

**Риодациты** – тонкоплитчатые, афонитовые породы темно-серого цвета. Микроструктура мелко и редко порфировая. Вкрапленники размером до  $0,2 \times 0,5$  мм представлены ромбическим пироксеном и олигоклазом. Основная масса пилотакситовая и микропайкилитовая и состоит из микролитов олигоклаза, биотита и рудного минерала.

### Петрохимические, геохимические характеристики пород

На классификационной диаграмме вулканических пород  $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$  (рис. 2) построенной по результатам XRF (табл. 1) фигуративные точки составов исследованных образцов сгруппированы в полях андезитов, дацитов и риодацитов.



Это нормально щелочные ( $Na_2O + K_2O = 5-7$  мас. %), низкотитанистые ( $TiO_2 < 1\%$ ), умеренно калиевые образования, в которых отношение  $Na_2O/K_2O$  варьирует от 1,5 до 3,0 (рис. 4). В большинстве случаев оно  $>2$  и  $<3$ , и не выходит за пределы калиево-натриевой серии. На вариационных диаграммах  $SiO_2$  – петрогенные элементы, отмечается обратная корреляция содержаний  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $FeO$  с  $SiO_2$  (рис. 4), несущественное увеличение  $Na_2O$  и отсутствие какой либо корреляции содержаний  $K_2O$  с  $SiO_2$ .

На петрогенетических диаграммах (рис. 5) фигуративные точки составов сгруппированы: в поле вулканитов (SSZ) зон субдукции ( $K_2O - SiO_2/15 - MgO$ ); частично в поле базальтов (IAB, ACMB) островных дуг и активных континентальных окраин, формирующихся без участия плюмовой компоненты ( $Nb/Y$ ) – ( $Sr/Y$ ); в поле адакитов и известково-щелочных пород ( $Sr/Y$ ) – Y; в поле высокоглиноземистых адакитов (*Adakites high-Al TTD*), где они группируются вдоль тренда плавления гранатового амфиболита ( $(La/Yb)_N - Yb_N$ ); на рис. 5д фигуративные точки сгруппированы вдоль тренда слэбовых расплавов (*Slab melts*). По геохимическим данным, полученным методом ICP-MS (табл. 2), построены мультиэлементные спектры и спектры распределения REE. На спайдер диаграмме (рис. 5е) при нормировании по хондритовому стандарту [Sun, McDonough, 1989] отмечается фракционирование редких земель с обогащением легкими редкоземельными элементами (LREE) и обеднением тяжелыми (HREE).  $La^N/Lu^N$  отношение варьирует: в андезитах в пределах 10-15, в дацитах в пределах – 13-18, в риодацитах в пределах – 18;  $La^N/Yb^N$  отношение – в пределах 14–16, 15-18, 18;  $La^N/Sm^N$  – в пределах 4-4,2, 3,9-4,2, 3,7;  $Gd^N/Yb^N$  – в пределах 2,2-2,6, 2,6, соответственно. Величина количественного дефицита европия, используемая для оценки степени дифференциации расплава, обычно характеризуется коэффициентом  $Eu/Eu^*$ . Где  $Eu^* = \sqrt{(Sm_{ноп}/Sm_{хонд} \times Gd_{ноп}/Gd_{хонд})}$ .  $Eu/Eu^*$  составляет в: андезитах 0,9-1,0, дацитах 0,94-1,0, риодацитах – 1,0, что указывает на отсутствие заметной дифференциации, со значительной ролью фракционирования плагиоклаза. Высокая (14–18) величина  $La^N/Yb^N$  отношения указывает на наличие граната в источнике данных пород [Емельянова, 2016], что подтверждается низкими содержаниями Y и HREE. Мультиэлементные спектры, нормированные по N-MORB, свидетельствуют о заметном обогащении пород LILE и обеднении HFSE. Отмечается негативная аномалия тугоплавких элементов (Nb, Ta) и заметные минимумы в содержании P и Ti, Y и Sm, и слабая положительная аномалия Sr в андезитах и дацитах. В вулканитах различных геодинамических обстановок часто рассматриваются поведения Ti, Nb, Ta, Zr, Hf и величин Nb/Ta и Zr/Nb отношений. Для хондрита характерно  $Nb/Ta = 17,6$ ;  $Zr/Nb = 35-37$ . В открытой плавящейся системе, при наличии флюидов, температура фракционирования Ta в расплав в два раза ниже, чем Nb, что обуславливает значительные вариации Nb/Ta в породах островных дуг и активных континентальных окраин. В закрытом источнике Ta и Nb переходят в расплав при одинаковой температуре и значения Nb/Ta варьируют в узком диапазоне (15–19) [Емельянова, 2016]. Для КВР Nb/Ta в: андезитах = 6-24, дацитах = 8-23, риодацитах = 13-56. Это, в совокупности с низкими концентрациями Ti, содержание которого понижается при обводненности среды [Абрамович и др., 1997], служит указанием на присутствие флюида при формировании исходных расплавов. Сравнение содержаний (табл. 1, 2, 3) с кларками средних по составу пород (по А. П. Виноградову и С. Р. Тейлору) показало незначительное превышение концентрации Ag, Sc, Se, U, Cs, Bi.

Таблица 1.

**Результаты RFA пород Кельского вулканического нагорья  
(оксиды в мас. %; элементы в г/т)**

№ обр	105/09	106/09	107/09	109/09	110/09	112/09	115/09	117/09	119/09	124/09	125/09	126/09	127/09
<i>SiO<sub>2</sub></i>	61,38	63,85	63,75	62,51	68,63	65,44	64,48	64,01	64,54	62,71	63,64	68,66	67,77
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0,81	0,79	0,79	0,80	0,52	0,70	0,77	0,74	0,71	0,96	0,73	0,66	0,53
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	15,62	16,93	16,78	17,02	16,03	16,53	15,91	17,13	16,53	18,15	16,94	15,40	15,30
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	5,10	5,08	5,13	5,18	3,55	4,44	4,65	4,94	4,59	4,60	4,44	3,48	3,39
<i>MnO</i>	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,12	0,14	0,14	0,12	0,13	0,13	0,07	0,07
<i>MgO</i>	1,96	2,14	2,18	2,03	1,13	1,35	1,75	2,07	3,07	1,59	1,57	1,32	1,59
<i>CaO</i>	5,28	4,97	4,98	5,05	3,85	4,48	4,56	4,52	4,17	5,53	4,76	4,16	3,95
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	3,40	4,49	4,26	4,12	4,33	4,51	4,04	4,26	4,02	4,51	4,15	5,04	4,61
<i>K<sub>2</sub>O</i>	1,94	2,00	1,94	1,90	1,88	1,86	1,91	1,93	2,06	2,00	2,24	1,80	1,67
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,15	0,20	0,14	0,15	0,11	0,17	0,15	0,17	0,18	0,19	0,20	0,17	0,15
<i>S</i>	0,04	0,02	0,04	0,03	0,02	0,04	0,06	0,04	0,06	0,01	0,04	0,01	0,02
ппп	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Сумма</i>	95,83	100,61	100,14	98,94	100,2	99,64	98,42	99,95	100,05	100,38	98,84	100,77	99,05
<i>Cr</i>	123	117	129	114	40	66	107	112	108	52	90	50	60
<i>V</i>	96	103	105	96	65	83	90	97	85	76	85	60	65
<i>Co</i>	12	19	12	10	12	13	14	7	6	5	5	6	13
<i>Ni</i>	34	39	42	35	16	24	26	27	31	7	14	11	22
<i>Cu</i>	42	32	33	54	36	82	42	23	19	8	14	29	16
<i>Zn</i>	79	68	69	79	64	82	70	62	55	62	58	57	53
<i>Pb</i>	24	14	16	16	12	18	19	12	23	17	22	16	18
<i>Rb</i>	64	64	61	64	72	66	67	70	75	67	73	61	56
<i>Sr</i>	479	501	501	494	362	518	453	454	425	529	476	445	424
<i>Ba</i>	370	375	397	370	364	410	364	395	361	440	435	400	378
<i>Nb</i>	7	7	8	8	9	8	7	9	9	6	11	3	1
<i>Zr</i>	162	175	170	172	172	178	170	174	161	184	180	195	172
<i>Y</i>	12	13	16	16	16	13	11	15	14	19	19	15	12

№ обр	112/10	113/10	114/10	115/10	<b>116/10</b>
<i>SiO<sub>2</sub></i>	68,69	66,12	63,50	62,42	64,18
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0,62	0,67	0,73	0,73	0,71
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	14,87	15,41	16,12	16,38	15,87
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	3,64	3,96	4,95	5,96	5,02
<i>MnO</i>	0,06	0,07	0,13	0,13	0,09
<i>MgO</i>	1,01	1,23	3,89	3,49	2,34
<i>CaO</i>	3,97	4,67	4,22	4,47	4,61
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	4,31	4,24	3,75	3,76	3,81
<i>K<sub>2</sub>O</i>	1,85	1,97	1,92	1,78	2,27
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,14	0,16	0,16	0,18	0,14
<i>S</i>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
ппп	0,55	1,21	0,3	0,4	0,66
<i>Сумма</i>	99,73	99,73	99,56	99,72	99,72
<i>Cr</i>	42	40	137	103	68
<i>V</i>	65	73	107	96	101
<i>Co</i>	8	5	5	5	9
<i>Ni</i>	8	7	13	24	24
<i>Cu</i>	10	10	10	21	12
<i>Zn</i>	44	43	48	48	53
<i>Pb</i>	20	10	21	19	17
<i>Rb</i>	69	56	66	59	57
<i>Sr</i>	439	465	451	503	448
<i>Ba</i>	456	447	447	448	371
<i>Nb</i>	5	6	9	5	4
<i>Zr</i>	178	188	169	172	159
<i>Y</i>	13	14	16	17	16



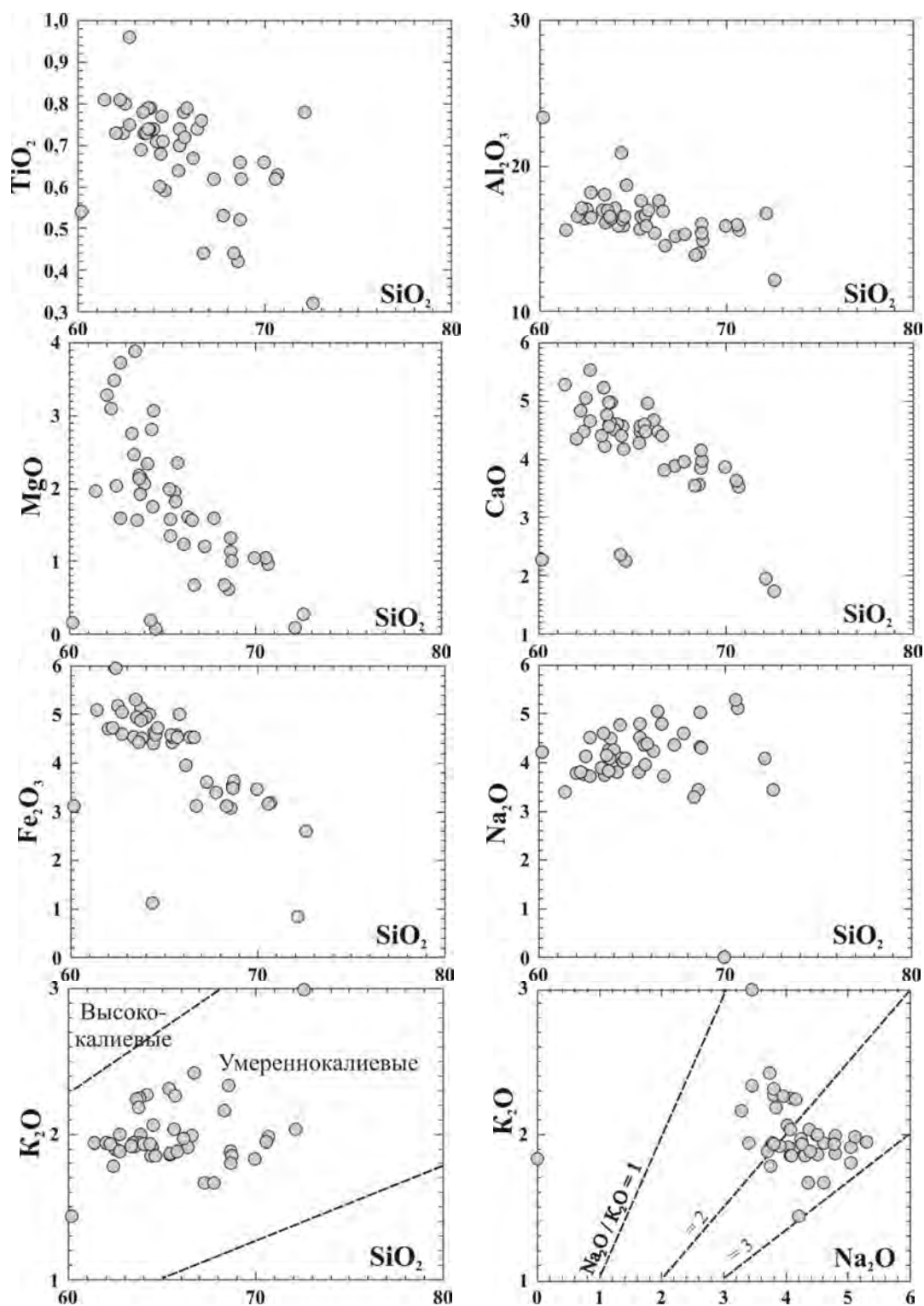
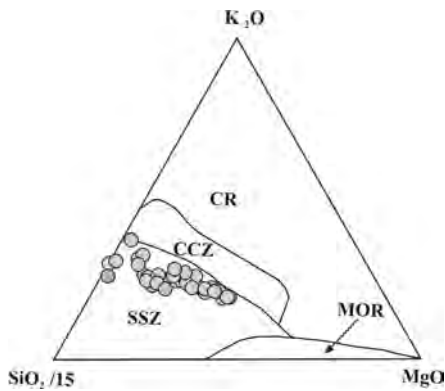
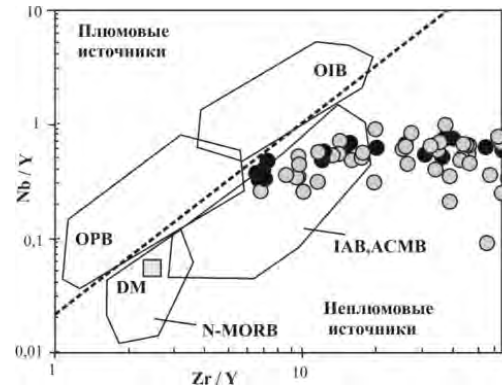


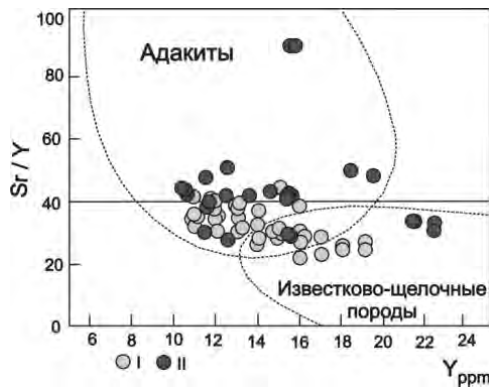
Рис. 4. Составы вулканитов на вариационных диаграммах  $\text{SiO}_2$  – петрогенные элементы



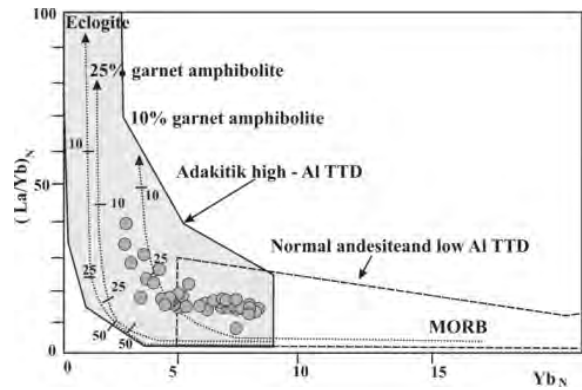
5а.  $K_2O - SiO_2 - MgO$



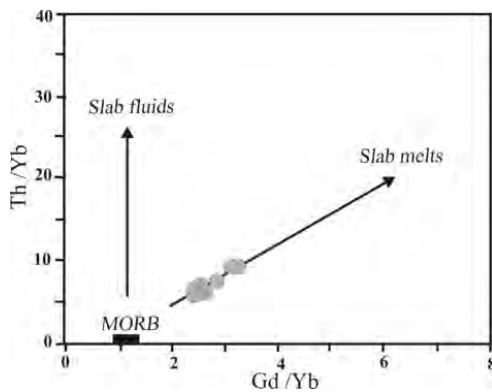
5б.  $(Nb/Y) - (Zr/Y)$



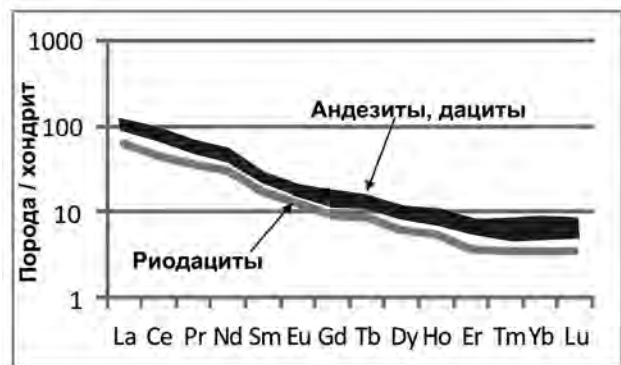
5в.  $(Sr/Y) - Y$



5г.  $(La/Yb) - Yb$



5д.  $(Th/Yb) - (Gd/Yb)$



5е. Спектры РЗЭ (Порода/хондрит)



5ж. Мультиэлементные спектры (Порода/N – MORB)

Рис. 5. Составы вулканитов КВР на петрогенетических диаграммах

Таблица 2.

**Результаты ICP-MS анализа пород Кельского вулканического нагорья  
(содержания элементов в г/т)**

Элементы	Номера проб							
	105/09	109/09	111/09	117/09	122/09	113/10	115/10	126/10
<i>Li</i>	33	35	20	37	26	22	27	36
<i>Be</i>	1,5	1,8	1,9	1,4	2,4	1,6	1,7	1,7
<i>Sc</i>	20,9	14,8	10,3	22,6	<ПО	24	17,7	1,2
<i>Ti</i>	3990	4221	3535	3047	2969	3313	3984	4267
<i>V</i>	103	106	86	81	47	68	102	97
<i>Cr</i>	131	133	83	98	28	31	121	81
<i>Mn</i>	927	967	724	727	289	482	916	875
<i>Co</i>	14	15	12	9,7	6,7	8,6	15	10
<i>Ni</i>	50	50	30	27	12	16	50	21
<i>Cu</i>	41	56	37	24	22	12	36	12
<i>Zn</i>	69	108	66	62	52	57	58	76
<i>Rb</i>	61	64	56	63	23	53	60	60
<i>Sr</i>	492	503	501	431	231	426	512	516
<i>Y</i>	12	13	11	12	6,9	10	11	14
<i>Zr</i>	160	168	165	130	90	190	161	163
<i>Nb</i>	8,3	9,4	6,5	6,0	5,3	6,1	8,0	8,0
<i>Mo</i>	1,9	4,2	1,2	1,5	1,1	1,2	1,5	0,66
<i>Ag</i>	1,7	5,4	1,1	1,0	0,42	1,31	1,3	0,80
<i>Cd</i>	0,26	0,47	0,38	0,27	0,13	0,33	0,37	0,28
<i>Cs</i>	4,1	3,9	2,6	4,3	2,2	2,6	2,7	3,7
<i>Ba</i>	348	343	363	320	220	363	357	355
<i>La</i>	24	25	25	23	15	23	25	26
<i>Ce</i>	51	51	51	47	27	45	50	54
<i>Pr</i>	5,3	5,5	5,5	5,1	3,5	5,5	5,4	6,0
<i>Nd</i>	21	21	21	20	14	21	21	23
<i>Sm</i>	3,8	3,9	3,8	3,7	2,6	3,8	3,8	4,1
<i>Eu</i>	1,0	1,1	1,0	1,0	0,74	1,1	1,1	1,1
<i>Gd</i>	3,0	3,3	2,8	2,7	1,9	2,9	2,7	3,4
<i>Tb</i>	0,49	0,60	0,46	0,49	0,32	0,46	0,50	0,53
<i>Dy</i>	2,7	2,7	2,4	2,3	1,6	2,3	2,5	2,8
<i>Ho</i>	0,53	0,60	0,47	0,51	0,31	0,44	0,51	0,57
<i>Er</i>	1,2	1,3	1,1	1,1	0,6	1,0	1,1	1,3
<i>Tm</i>	0,18	0,27	0,16	0,18	0,09	0,13	0,19	0,20
<i>Yb</i>	1,2	1,3	1,0	1,1	0,6	0,9	1,1	1,4
<i>Lu</i>	0,17	0,27	0,16	0,19	0,09	0,14	0,19	0,20
<i>Hf</i>	3,8	4,5	3,9	3,2	2,5	4,5	3,7	3,9
<i>Ta</i>	1,1	1,5	0,62	0,75	0,40	0,66	0,91	0,60
<i>W</i>	2,5	4,1	1,6	2,3	0,81	1,4	2,2	0,87
<i>Pb</i>	15	16	15	14	16	15	14	16
<i>Bi</i>	0,44	1,3	0,10	0,23	<ПО	0,05	0,33	0,027
<i>Th</i>	7,5	7,8	7,4	7,9	5,6	8,3	7,2	8,2
<i>U</i>	1,9	2,0	1,9	1,7	1,1	2,0	1,9	2,0

Таблица 3.

## Результаты IGAА пород Кельского вулканического нагорья (элементы в г/т)

обр	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	121	123	124	125	126
Sc	12,3	13,3	12,1	12,0	13,9	9,9	11,0	11,1	11,4	11,7	13,2	13,2	13,8	13,9	14,2	10,4	6,0	11,7	11,0	6,6
Cr	137,9	138,3	122,7	141,2	140,1	47,4	72,7	77,3	75,0	96,5	104,2	102,6	125,1	140,9	125,2	64,8	31,1	73,6	74,0	38,7
Co	13,9	15,7	14,9	14,1	15,4	9,2	11,6	12,2	12,6	12,8	13,5	14,5	13,8	15,2	14,6	1,4	6,8	6,9	8,4	7,5
Ni	234	362	231	231	376	209	218	220	227	228	365	365	375	367	375	186	172	224	219	175
Zn	2,9	4,6	2,8	2,9	4,8	2,6	2,6	3,0	2,8	2,9	4,6	4,6	4,7	4,6	4,5	1,8	2,2	2,7	2,6	2,3
As	0,5	0,5	5,2	5,4	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	7,6	0,3	0,6	5,8	2,3	0,5	7,2	0,4
Se	0,4	0,7	0,4	0,4	0,7	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3
Rb	72,3	66,4	58,6	66,1	75,1	68,7	56,1	63,4	68,1	65,5	62,2	67,5	76,2	57,5	76,6	62,2	52,3	57,9	71,8	53,0
Sr	743	491	634	545	465	509	625	777	741	591	770	370	748	436	400	434	573	745	428	490
Zr	175	132	134	129	53	164	220	193	203	142	168	51	214	224	207	113	170	202	225	216
Mo	2,3	2,1	4,7	8,8	2,2	2,1	10,7	2,1	2,1	10,8	6,0	2,2	2,2	2,2	2,3	3,1	2,0	2,4	2,2	2,2
Sb	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,10	0,10	0,11	0,10	0,09	0,07	0,10	0,10	0,08
Te	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	2,1	2,2	2,2	2,2	2,3	2,2	2,3	2,3	1,1	2,4	2,2	2,1	2,4	2,3	1,9
Cs	4,30	3,71	3,87	4,77	3,93	3,75	2,64	3,48	2,97	3,33	4,94	6,20	5,26	4,85	6,06	4,28	2,02	3,84	4,34	1,98
Ba	320	333	336	373	394	313	342	330	371	382	385	409	419	263	394	246	316	346	361	326
La	26,1	26,0	27,4	27,1	27,3	22,9	27,6	29,2	29,0	28,9	25,7	27,0	29,4	12,2	29,8	20,1	22,3	29,4	29,3	26,6
Ce	50,8	51,4	54,3	52,9	52,7	46,9	54,8	56,9	56,6	56,4	49,3	53,6	55,5	52,7	57,5	37,6	45,2	58,7	58,1	52,4
Nd	19,2	22,5	20,8	19,6	24,4	18,3	21,6	22,0	21,1	24,6	20,8	22,7	22,6	22,4	24,1	14,2	18,5	22,5	23,4	18,8
Sm	3,97	4,24	4,16	4,24	4,35	4,08	4,52	4,44	4,49	4,65	4,33	4,45	4,43	3,71	4,59	2,18	3,45	4,85	4,51	4,05
Eu	1,11	1,19	1,15	1,17	1,22	1,08	1,18	1,22	1,27	1,26	1,22	1,28	1,30	1,25	1,28	0,66	0,97	1,29	1,17	1,08
Tb	0,35	0,81	0,38	0,40	0,46	0,36	0,50	0,40	0,33	0,40	0,38	0,12	0,54	0,30	0,40	0,06	0,36	0,40	0,51	0,30
Yb	1,24	1,14	1,20	1,28	1,39	1,26	1,07	1,17	1,20	1,22	1,15	1,32	1,41	1,20	1,45	0,43	0,72	1,41	1,41	0,73
Lu	0,16	0,17	0,17	0,19	0,20	0,18	0,15	0,14	0,16	0,18	0,17	0,18	0,21	0,14	0,21	0,05	0,09	0,21	0,19	0,11
Hf	3,84	3,94	4,09	4,08	4,20	4,24	4,26	4,32	4,58	4,36	4,33	4,78	4,51	4,61	4,70	3,47	4,14	4,46	4,31	4,19
Ta	0,52	0,53	0,52	0,58	0,57	0,48	0,47	0,54	0,54	0,51	0,58	0,59	0,61	0,58	0,67	0,34	0,41	0,54	0,56	0,34
Au	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002
Th	1,82	1,65	1,74	1,55	1,56	1,51	1,84	1,57	1,97	2,13	2,13	2,28	2,43	1,81	2,19	1,65	2,07	2,02	2,13	1,88
U	9,43	9,60	9,15	7,16	6,92	9,35	9,87	10,20	10,61	7,66	10,25	6,42	10,74	10,29	9,14	7,60	7,32	7,33	8,21	7,79

### Обсуждение результатов

Для вулканитов *КВР* установлены следующие петрохимические показатели:  $SiO_2$  ( $\geq 60\%$ );  $Al_2O_3 = 15,3-18,15$ , Ср. =  $16,5\%$ ;  $Sr = 360-529$ , Ср. =  $460$  г/т;  $La^n/Yb^n = 14-18$ ;  $Y = 11-19$ , Ср. =  $14,6$  г/т;  $Yb = 0,6-1,4$ , Ср. =  $1,0$  г/т; низкие содержания *HFSE*, *Nb*, *Ta*, *Ti*, *P*. Для вулканитов Казбекского района по [15] характерны:  $SiO_2 \geq 56,8\%$ ;  $Al_2O_3 = 15-18,4$ , Ср. =  $16,7\%$ ;  $Sr = 350-1400$ , Ср. =  $660$  г/т;  $Y = 11-19$ , Ср. =  $15,6$  г/т. На петрогенетических диаграммах составы пород *КВР* группируются в полях вулканитов формирующихся в субдукционных условиях, образованных при плавлении слэба и адакитов, что подтверждается значениями *Nb/Ta* отношения =  $6-56$ , низкими концентрациями *Ti*, *Nb*, *Ta*. Уточним, что в связи с дефицитом содержаний *Sr* и *Mg*, мы не считаем вулканиты *КВР* классическими адакитами, тем не менее, некоторые из адакитовых характеристик в исследованных породах явно присутствуют. Петрологический термин «адакиты» предложенный для определения средних и кислых по составу магматических пород, образовавшихся путем непосредственного плавления базальтов молодой ( $\leq 25$  млн. лет), относительно горячей субдукционной плиты [Defant, Drummond, 1990]. Большое число проявлений адакитового магматизма связано с дополнительным разогревом и плавлением слэба в субдукционных окнах [Авдеенко и др., 2011; Thorkelson, Breitspacher, 2005]. Для адакитов характерны: **а)**  $SiO_2$  ( $\geq 56\%$ ),  $Al_2O_3$  ( $\geq 15\%$ ),  $Sr > 800$ , высокие содержания *LILE*, *V*; **б)** низкие содержания *Y* ( $< 18$  г/т), *Yb* ( $< 1,8$  г/т), *HFSE*, *Nb*, *Ta*; **в)** высокие величины отношений:  $Sr/Y$  и  $La^n/Yb^n$  ( $> 8-16$ ), указывающие на сильно дифференцированный тип распределения *REE* в породах; **г)** низкие величины отношений  $K/La$ ,  $Rb/La$ ,  $Ba/La$ .

Появление адакитоподобных пород, на наш взгляд, не противоречит представлениям о смене собственно коллизионного режима синколлизионным рифтингом [Имамвердиев, 2000], или о совмещении континентальной коллизии и «горячей точки» [Бубнов, Гольцман, 2005]. По-видимому, это свидетельствует о том, что на периферии зон коллизии, или на отдельных ее участках, свою долю в формирующиеся магматические расплавы вносят унаследованные от предшествующих обстановок реликты «слэбов». Отметим особенность коллизионной обстановки типа континент – континент (КК), заключающуюся в том, что в областях столкновения типа КК прекращается действие механизма субдукции и начинается поддвиг континентальной коры под континентальную кору, отслоение континентальной мантии и отрыв от нее пластины океанической литосферы, т. е. происходит субдукция А (Амштуца) [Мережковский и др., 1995].

В начале неогена в условиях субмеридионального сжатия и субширотного растяжения, БК, протяженностью  $1150$  км, был рассечен субмеридиональными крупными разломами на Северо – Западный, Центральный, Восточный и Юго-Восточный сегменты, а ЧЗМК – на одноименные наноплиты шириной от  $90$  до  $435$  км. Интенсивное тангенциальное субмеридиональное сжатие, происходящее в обстановке жесткой коллизии, вызвало расчленение самих наноплит, на поперечные мелкие и узкие клавишеподобные блоки – «шоли» размером от  $25$  до  $75$  км в поперечнике. Поэтому на позднеорогенном этапе развития на БК воздействовал не единый ЧЗМК, а к нему в субмеридиональном направлении придвигался и вдвигался в него целый ансамбль блоков ЧЗМ различных размеров. Это вызвало проявление в системе блоков ЧЗМК – БК различных деформационных процессов. Одни шоли и наноплиты придвигались к разломной границе и внедрялись в складчатую струк-



туру БК, а другие поддвигались под нее. Внедрение разновеликих блоков ЧЗМК в складчатую систему БК путем придвиговых и поддвиговых перемещений, резко изменившее морфологию первичной складчатости, происходило в результате проявления шоловой тектоники [Гиоргобиани, 2016].

Рассуждения о дополнительном источнике температуры, обусловившем плавление пород в этой локальной части Восточного сектора БК, результатом чего являлись дискретные проявления сравнительно небольшого по объемам вулканизма, выходят за пределы нашего исследования. Однако, существенные различия по концентрациям  $K$ ,  $Rb$ ,  $Zr$ ,  $Y$ ,  $Sr$  и величинам  $Na_2O/K_2O$ , отмеченные [Газеев и др., 2011] для близких по возрасту и составу пород Казбекской и Эльбрус – Чегемской неовулканических областей БК, на наш взгляд, обусловлены плавлением различного по составу субстрата. В одном случае, в Эльбрус-Чегемской области плавился субстрат фундамента Скифской плиты, а в другом (в КНВО) – плавился фрагмент ЧЗМК, что согласуется с представлениями о шоловой тектонике.

### Заключение

Проведено изучение геохимических особенностей вулканитов КВР, распространенных на территории республики Южной Осетии и вулканитов Казбекского района – в Грузии. Установлено, что вулканиты КВР характеризуются следующими петрохимическими и геохимическими особенностями:  $SiO_2 (\geq 60\%)$ ;  $Al_2O_3 = 16,5\%$ ;  $Sr = 460$  г/т;  $La^n/Yb^n = 4-18$ ;  $Y = 14,6$  г/т;  $Yb = 1,0$  г/т; низкими содержаниями  $HFSE$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $Ti$ ,  $P$ .  $Nb/Ta = 6-56$ ; а для вулканитов Казбекского района [Trager, 1990] характерны:  $SiO_2 \geq 56,8\%$ ;  $Al_2O_3 = 16,7\%$ ;  $Sr = 660$  г/т;  $Y = 15,6$  г/т.

На петрогенетических диаграммах составы пород КВР группируются в полях вулканитов, образовавшихся в субдукционных условиях при плавлении слэба и адакитов. В связи с некоторым дефицитом содержаний  $Sr$  и  $Mg$  изученные вулканиты не являются классическими адакитами, хотя им присущи некоторые их характеристики.

Вулканиты КВР и КВО по содержанию  $K$ ,  $Rb$ ,  $Zr$ ,  $Na_2O/K_2O$  заметно отличаются от близких по возрасту и составу пород Эльбрус – Чегемской неовулканической области БК. Эти отличия обусловлены плавлением разного по составу субстрата, что согласуется с современными геологическими представлениями о деформационных процессах, развивающихся при взаимодействии ЧЗМК и БК на позднеорогенном этапе развития, а именно, с проявлением шоловой тектоники.

### Литература

1. Авдеенко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца. Обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. – 2011. – Вып. 17. – С. 45-58.
2. Абрамович И.И. и др., Основы геодинамического анализа при геологическом картировании // Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании. – Санкт – Петербург: Карт., фабрика ВСЕГЕИ, 1997. – 498 с.
3. Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. Модель новейшего вулканизма Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса. // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли. – Апатиты: КНЦ РАН, 2005. – С. 25-28.

4. Газеев В.М., и др., Зональность новейших вулканитов Большого Кавказа и варианты ее геодинамической интерпретации // Тез. V Всерос. Симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. – Екатеринбург, 21-27 ноября 2011. – С. 365-367.
5. Гиоргобиани Т. В Условия формирования складчатой системы Большого Кавказа: этапы, механизмы и геодинамика тектогенеза // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ. РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. – М.: ИФЗ, 2016. – Т. 1. – С. 40-47.
6. Емельянова Т. А. Петролого – геохимические критерии эволюции позднемезозойско – кайнозойского вулканизма и геодинамики Японского и Охотского морей // Автореф. дисс. д г-м.н. ТОИ ДВО РАН. – Владивосток. – 2016. – 43 с.
7. Имамвердиев Н. А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. – Баку: Nafta-Press, 2000. – 188 с.
8. Лебедев В. А., и др., Хронология извержений четвертичных вулканов Кельского нагорья (Большой Кавказ) по данным К – Аг изотопного датирования // ДАН. – 2004. – Т. 399. №3. – С. 378-383.
9. Мережковский и др., Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. – М: Роскомнедра, Геокарт, ВСЕГЕИ, 1995. – 213 с.
10. Рогожин и др. Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. – 2015. – №2. – С. 36-49.
11. Станкевич Е. К. Новейший магматизм Большого Кавказа. – Л.: Недра, 1976. – 232 с.
12. Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. – 1990. – V. 347, №4. – P. 662-665.
13. Phillip H. et al. The Caucasus: an actual example of initial stage of continental collision // Tectonophysics. – 1989. – V. 161. – P. 1-21.
14. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Geol. Spec. Publ. – 1989. – №42. – P. 313-345.
15. Susanne Trager. Der quartare kalkalkali – magmatismus der Grossen Kaukasus. Geochmie und petrographie der Elbrus – und Kazbek – magmatite // Diplomarbeit vorgelegt Cand. Min. aus Munzenberg – Gambach. Institut fur Geowissenschaften und Lithospharenforschung der Justus, Liebig Universitat Gieben. – 1990. – 67 с.
16. Thorkelson D. J., Breitsprecher K. Partial melting of slab window margins genesis of adakitic and non-adakitic magmas // Lithos. – 2005. – V. 79. – P. 25-41.

## **KELSKY VOLCANIC AREA (THE SOUTHERN OSSETIYA REPUBLIC): GEOCHEMICAL FEATURES OF ROCKS AND ITS GEODYNAMIC INTERPRETATION**

© 2017 V. M. Gazeev<sup>1,2</sup>, A. G. Gurbanov<sup>1,2</sup>, A. B. Lexin<sup>1</sup>, A. Ya. Dokuchaev<sup>1</sup>,  
O. A. Gurbanova<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Russia, 119017, Moscow, Staromonetny Lane, 35;

<sup>2</sup>Federal scientific centre «Vladikavkazsky scientific centre of Russian Academy of Sciences (VSC RAS), Russia, 362027, Vladikavkaz, Markov Str., 22, e-mail: gazeev@igem.ru;

<sup>3</sup>Federal State Budget Educational Institution of Higher Education M. V. Lomonosov Moscow State University (MSU), Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1

At the south-western part of the eastern segment of the Big Caucasus meganticlinorium the quaternary volcanoes of Kelsky volcanic area are situated. Results of petrography and geochemistry investigation of these volcanic rocks have been done. The results of RFA, ICP MA and INAA were presented and discussed. It was shown firstly, that this volcanic rock having of adakite-similar characteristics and according of geochemical conditions its very close to the volcanites which have been origin in subduction geodynamic conditions. The supposition that geochemical peculiarities of these volcanism should connect with a «sholean» tectonic and with a deformational processes, which are developing on interaction between Black Sea-Lesser Caucasus microcontinent and Big Caucasus, was done.

**Keywords:** Kelsky volcanic area, geochemical features of lava flows, quaternary volcanoes, petrography, subduction situation, geochemical features of rocks and its geodynamic interpretation geodynamic interpretation

УДК 550.84.02 (04)

## ТЕПЛОВЫЕ МЕТОДЫ ПОВЫШЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ МИОЦЕНОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ СТАРОГРОЗНЕНСКОГО И МАЛГОБЕК-ВОЗНЕСЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© 2017 Д. А. Исламов

Грозненский государственный нефтяной технический университет имени академика М. Д. Миллионщикова Институт нефти и газа, Россия, 364061, Чеченская Республика, г. Грозный, пр. Х. Исаева, 100, e-mail: denal928@mail.ru

Рассмотрены способы увеличения нефтеотдачи пластов для миоценовых залежей месторождений Чеченской Республики и Ингушетии с применением различных теплоносителей: паротепловое воздействие на Старогрозненском и Малгобек – Вознесенском месторождении, влажное внутрипластовое горение на Малгобек – Вознесенском месторождении. Выполнен анализ результатов проведенных работ и дана оценка возможных применений в других районах со сходными горно-геологическими условиями.

**Ключевые слова:** разработка, нефть, нефтеотдача, увеличение, месторождение, Чеченская Республика, Ингушетия, Старогрозненское, Малгобек – Вознесенское.

Чеченская Республика и прилегающие территории в экономическом отношении являются старейшими центрами нефтегазодобывающей и нефтеперерабатывающей промышленности России. История ее развития исчисляется веками и неразрывно связана с зарождением и развитием мировой нефтегазовой отрасли. Интенсивная разведка и ввод в разработку высокодебитных карагано-чокракских отложений надолгие годы обеспечили поступательное развитие нефтегазовой отрасли юга страны. Особенностью караганского и чокракского горизонтов является сложнейшее геолого-тектоническое строение отложений, связанное с надвигами и поднадвигами различных элементов антиклинальной структуры, наличием разрывных нарушений. В результате этого был сформирован уникальный набор различных типов залежей, разработка которых продолжается более сотни лет.

Нефтяная промышленность юга России пережила многие этапы спокойного и бурного развития, разрухи и становления, однако потенциал территории продолжает оставаться высоким и востребованным. Выполнение комплекса мероприятий, таких как воздействие на призабойную зону пласта, закачка воды и сжатого газа под высоким давлением в пласт и других позволяло и позволит в дальнейшем снизить темпы падения добычи нефти. На площадях Чеченской республики применялись основные физико-химические, тепловые и гидродинамические методы повышения нефтеотдачи пластов [Геология..., 2010].

Большинство залежей карагано-чокракских отложений ПО «Грознефть» (ОАО «Грознефтегаз») сосредоточено на Старогрозненском, Малгобек – Вознесенском, Октябрьском и Горском месторождениях. Старогрозненское, Октябрьское и Горское месторождения содержат, в основном, нефти малой и средней вязкости, а Малгобек – Вознесенское – высокой вязкости. Практически все нефти являются высокосмолистыми (до 40%), содержат асфальтены (до 5-6%), реже парафины. По большинству

залежей Старогрозненского, Октябрьского и Горского, а также по некоторым пластам Малгобек – Вознесенского месторождений обводненность добываемой продукции превышает 90-95%. Карагано-чокракские залежи нефти характеризуются геологическими и технологическими особенностями, в значительной степени осложняющими осуществление современных методов повышения нефтеотдачи пластов и снижающими их эффективность. Практически все месторождения являются многопластовыми, причем большинство пластов являются неоднородными по коллекторским свойствам, по мощности и простираению. Кроме того, пласты имеют сложное геологическое строение, осложнены различными нарушениями, длительное время находятся в эксплуатации, обладают малыми запасами естественной энергии. Высокая вязкость и плотность нефти один из основных факторов, определяющих ее малую подвижность в пористой среде и неудовлетворительную эффективность извлечения. Вязкость нефти сильно зависит от температуры, которая не всегда достаточно высока в пластовых условиях [Дегтярев, Кисаев, 1988].

В России получен довольно значительный опыт применения новых технологий для освоения запасов высоковязкой нефти в различных геолого-промысловых условиях, но при этом следует сказать о недостаточном использовании потенциала залежей высоковязких нефтей. Одними из наиболее перспективных методов добычи высоковязкой нефти являются тепловые.

Тепловые методы воздействия за многолетнюю историю эксплуатации применялись и применяются в большинстве нефтегазодобывающих регионов России и бывшего СССР: Башкортостане, Татарстане, Краснодарском крае, Пермском крае, на Сахалине, а также Узбекистане, Казахстане и других регионах, есть аналогичный опыт применения тепловых методов и в странах дальнего зарубежья.

Применяемые на практике основные модификации теплового воздействия, как на межскважинную зону, так и на призабойную зону пласта (ПЗП): сухое и влажное внутрипластовое горение, вытеснение нефти паром, горячей водой, пароциклические обработки скважин, электротепловой прогрев ПЗП, закачка горячей нефти и нефтепродуктов, термокислотные обработки. Такие технологии эффективны в первую очередь на месторождениях вязкой и высоковязкой нефти. Эффективность тепловых методов в основном обеспечивается снижением вязкости нефти за счет повышения температуры и улучшающихся при этом условий вытеснения. При нагревании от +20-25 до +100-120 °С вязкость нефти может быть снижена от 1000 до 5-20 мПа·с, это подтверждается опытом реализации тепловых методов [Анализ..., 2012; Новые принципы..., 2004].

Основными критериями применимости тепловых методов увеличения нефтеотдачи являются: глубина пласта, нефтенасыщенность, проницаемость, глинистость, мощность пласта, вязкость нефти, обводненность продукции (табл. 1) [Оценка..., 2016].

Паротепловое воздействие – является методом увеличения нефтеотдачи пластов, наиболее распространенное при вытеснении высоковязких нефтей. В этом процессе пар нагнетают с поверхности в пласты с низкой температурой и высокой вязкостью нефти через специальные паронагнетательные скважины, расположенные внутри контура нефтеносности. Пар, обладающий большой теплоемкостью, вносит в пласт значительное количество тепловой энергии, которая расходуется на нагрев пласта и повышение относительной проницаемости, снижения вязкости и расширение всех насыщающих пласт агентов – нефти, воды, газа. Механизм из-



Таблица 1.

**Критерии применимости тепловых методов**

Параметр	Тепловые методы (технология)				
	Паротепловое воздействие	Паротепловые обработки скважин	Нагнетание горячей воды	Внутрипластовое горение	Парогравитационное дренирование
Вязкость нефти в пластовых условиях, мПа·с	>50	>30	>5	>10-30	>500
Глубина пласта, м	<1500	<1500	<1500	<3500	<1200
Эффективная нефтенасыщенная толщина, м	>6	>6	>3	>3	>12-15
Средняя проницаемость, мкм <sup>2</sup>	>0,2	>0,2	>0,03	>0,1	>1,0
Нефтенасыщенность, %	>50	>50	>50	>50	>50
Глинистость, %	<5-10	<5-10	<5-10	Не крит.	<5-10
<i>Текущие показатели разработки</i>					
Обводненность, %	<30-60	<15-55	<30	–	–

влечения нефти из пласта, при нагнетании в него перегретого пара, основывается на изменениях свойств нефти и воды, содержащихся в пласте, в результате повышения температуры. С повышением температуры вязкость нефти, ее плотность и межфазовое отношение понижаются, а упругость паров повышается, что благоприятно влияет на нефтеотдачу. При паротепловом воздействии в пласте образуются три характерные зоны: зона вытеснения нефти паром; зона горячего конденсата, где реализуется механизм вытеснения нефти водой в неизотермических условиях, и зона, не охваченная тепловым воздействием, где происходит вытеснение нефти водой пластовой температуры [Хайруллин, Смуляков, 2015].

На нефтяных месторождениях Чеченской Республики и Ингушетии опытно-промышленные испытания паротеплового воздействия на пласты проведены на Старогрозненском и Малгобек – Вознесенском месторождениях.

Для опытного нагнетания пара на Старогрозненском месторождении выбрана VII линза X пласта надвинутого крыла. Целью работы явилась проверка возможности и эффективности закачки пара в условиях вскрытия многих пластов большим количеством ранее пробуренных и ликвидированных скважин [Полянский, Умнов, 1987].

Анализ результатов паротеплового воздействия показал, что добывающие скважины реагировали на закачку пара повышением динамических уровней и дебитов (рис. 1). По полученным данным установили, что часть нагнетаемого пара уходит в XI пласт, то есть постоянно происходит утечка теплоносителя в выше- и нижележащие пласты. Сообщаемость пластов могла также происходить через ликвидированные ранее скважины. На Старогрозненском месторождении огромное количество (свыше 2 тысяч) ликвидированных скважин, зачастую не имеющих колонн. Опасение о взаимодействии пластов посредством перетоков в ликвидированных скважинах высказывалось и ранее, но в достаточной мере этот вопрос не был изучен, что и явилось весьма существенным неблагоприятным фактором при ведении процесса [Полянский, Умнов, 1987].

Поступление пара в неконтролируемых объемах в другие пласты и на дневную поверхность значительно снижало эффективность процесса и повышало удельный

расход пара. При наличии необсаженных ликвидированных скважин старой конструкции и неэкранированных нефтяных пластов применение напорных методов закачки рабочих агентов является малоэффективным.

Более успешным является процесс паротеплового воздействия на пласт, выполненный в 1978 г. на Малгобек – Вознесенском месторождении. Закачка пара велась в XII-XIII пласты Южной Вознесенки, которые представлены переслаиванием мелкозернистых кварцевых песчаников, глин и песчанистых алевролитов. Продуктивные пласты залегают на глубине 715 м [Дегтярев, Кисаев, 1988]. Нефти XII-XIII пласта относятся к тяжелым и имеют плотность  $925 \text{ кг/м}^3$ , вязкость нефти в поверхностных условиях при  $20^\circ\text{C}$  равна 300-500 мПа·с и более [Состояние..., 1992].

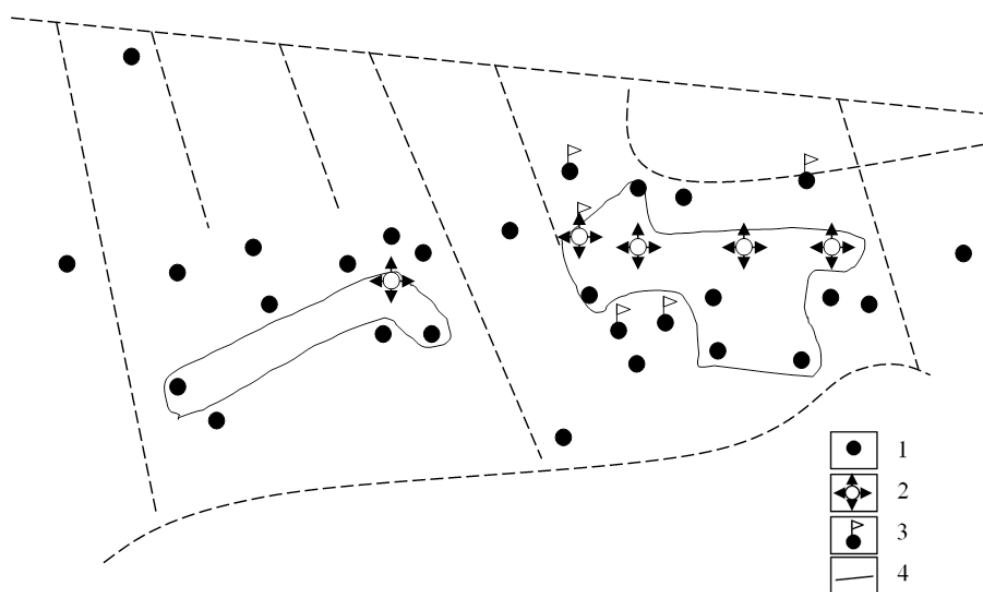


Рис. 1. План расположения скважин на Старогрозненском месторождении:  
1 – добывающая; 2 – нагнетательная; 3 – наблюдательная;  
4 – зона термодинамического реагирования

В начальный период нагнетание пара проводилось через 7 скважин, вводимых за определенный период (№ 164-9, 165-9, 166-9, 169-9, 170-9, 171-9, 172-9), как показано на рисунке 2. Скважины для нагнетания пара располагались во втором ряду, если считать вверх по восстанию пород. На закачку отреагировали сначала скважины верхних рядов, некоторым увеличением дебита; затем постепенно начала снижаться обводненность в среднем с 72-73% в 1978 году до 50-59% в 1981 году. По скважинам 4 ряда начало расти давление, что позволило в 1982 году ввести в эксплуатацию скважины № 185-9, 186-9, 184-9, 183-9, 182-9 [Состояние..., 1992].

Скважины, расположенные ниже по структуре, начали реагировать позже в 1983-1984 гг. В 1983 году были отмечены прорывы пара в добывающие скважины № 146 и № 178 (рис. 2). Высокая неоднородность продуктивного горизонта привела к рукавообразному распространению процесса. Сложное неоднородное строение коллектора подтвердилось комплексом гидродинамических и индикаторных исследований пласта [Состояние..., 1992].

Процесс характеризовался низкими темпами закачки пара (0,2-0,5 т/ч). Учитывая глубину скважин и сухость пара на устье, при таком темпе закачки на забой поступала фактически горячая вода. Температура же на забоях добывающих сква-

жин максимально составила 40°C, оставаясь в основном в пределах 30–36° [Состояние..., 1992].

Нагнетание пара оказало положительное влияние на условия эксплуатации добывающих скважин, Дебиты ближайших к нагнетательным скважин увеличились в 4-15 раз, годовая добыча из залежи возросла почти в три раза. За время осуществления процесса паротеплового воздействия дополнительно добыто более 10 тыс. т. нефти. В целом, нагнетание пара в условиях XII – XIII пластов Южной Вознесенки оценивается положительно как технологически, так и экономически. В настоящее время масштабы применения метода расширяются на всю залежь [Дегтярев, Кисаев, 1988]. В дальнейшем паротепловое воздействие возможно применять в условиях Малгобек – Вознесенского месторождения для извлечения высоковязких нефтей при нормальном техническом обеспечении процесса, при этом экономически метод будет выгоден при повышении цены на нефть [Состояние..., 1992].

Приведенные результаты позволяют считать, что с внедрением паротеплового метода воздействия на пласт эффективность добычи нефти существенно возрастает. В целом можно утверждать, что паротепловое воздействие на пласт является одним из самых эффективных методов повышения нефтеотдачи, незаменимым другими методами, особенно при разработке залежей высоковязких нефтей [Умариев, Алиев, 2016].

Вторым методом повышения нефтеотдачи пластов из группы термических методов, применявшимся в ОАО «Грознефтегаз», является влажное внутрислоевоое горение (ВВГ). Процесс внутрислоевоого горения (ВГ) – способ разработки и метод повышения нефтеотдачи продуктивных пластов, основанный на использовании энергии, полученной при частичном сжигании тяжелых фракций нефти в пластовых условиях при нагнетании окислителя (воздуха) с поверхности. Основа горения – экзотермическая окислительно-восстановительная реакция органическо-

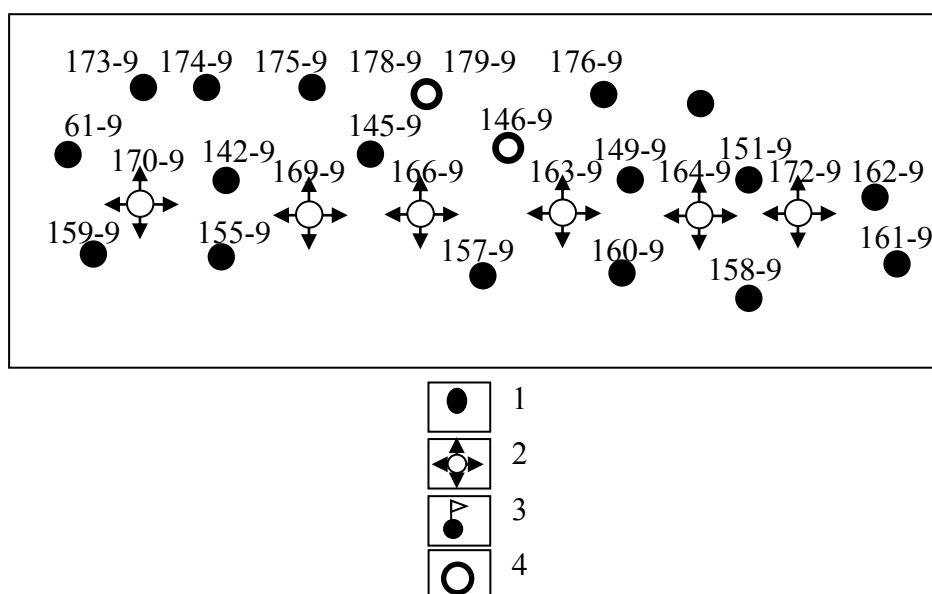


Рис. 2. Схема размещения скважин на опытном участке XII – XIII пласта Южной Вознесенки  
1 – добывающая; 2 – нагнетательная; 3 – наблюдательная; 4 – добывающие скважины с прорывами пара.

го вещества с окислителем. Процесс внутрипластового горения начинается с поджога некоторого количества нефти с помощью забойного нагревающего устройства (электрических или огневых горелок). После образования устойчивого очага горения в пласт закачивают через нагнетательную скважину окислитель или смесь окислителя и воды. Кислород соединяется с топливом, образуя  $\text{CO}_2$  и воду с выделением тепла. Предварительно разогретая порода далее нагревает движущийся через нее окислитель до температуры выше воспламенения кокса и нефти. При нагнетании окислителя разогретая зона, температура которого поддерживается высокой за счет сгорания части нефтепродуктов, продвигается вглубь пласта. При этом часть пластовой нефти (10-15%) сгорает и выделяющиеся в результате горения газы, пар и другие горючие продукты сгорания, продвигаясь по пласту, эффективно вытесняют нефть из пласта. Процесс продолжается непрерывно за счет образования продуктов для горения [Хайруллин, Смуляков, 2015].

Влажное внутрипластовое горение (ВВГ) проводилось в 1980-х годах на I, III-IV пластах первого поднадвига Северной Вознесенки Малгобек – Вознесенского месторождения. Данные пласты обладают достаточно высокими запасами (около 1 млн. т) и имеют, как было указано ранее, высокую плотность и вязкость нефти, что обуславливает возможность применения тепловых методов. Глубина залегания продуктивных отложений 450-600 м. Залежи нефти I, III-IV пластов представляют собой узкие полосы нефтенасыщенных песчаников протяженностью 10-12 км, в верхней части которых находилась газовая шапка в начале разработки, а в нижней части подстилаются неактивной контурной водой (рис. 3) [Байбаков, Гарушев, 1980].

Технология внутрипластового горения, разработанная НПО «Союзтермнефть» совместно с ПО «Грознефть» предусматривала:

1. Расположение нагнетательных скважин в зоне водонефтяного контакта.
2. Увеличенный отбор продукции из скважин, расположенных ниже по падению пластов, для предотвращения прорыва рабочего агента в газовую шапку [Состояние..., 1992].

Процесс внутрипластового горения был проведен вначале на одном опытном участке, а затем на втором. При этом были получены достаточно высокие результаты. После создания высокотемпературной зоны вокруг зажигательных скважин приступили к нагнетанию воды вместе с воздухом с целью рекуперации тепла и организации внутрипластового горения [Байбаков, Гарушев, 1980]. Уже в первые годы осуществления процесса горения отмечено реагирование добывающих скважин. Дебиты скважин увеличились в 3-4 раза, дополнительно получено около 30 тысяч тонн нефти и достигнут заметный экономический эффект [Анализ..., 2012].

Опытные испытания тепловых методов на месторождениях Чеченской Республики и Ингушетии выявили положительные и отрицательные стороны процессов в условиях карагано-чокракских залежей. Длительные сроки разработки большинства залежей (50-90 лет) в ряде случаев привели к высокой степени обводненности пластов.

Следует отметить, что наряду с вышеизложенным на миоценовых залежах Чеченской Республики внедрялись и другие методы повышения нефтеотдачи. Так, успешно применена закачка углеводородного газа под высоким давлением на месторождении Гойт-Корт, щелочное и карбамидное заводнение, закачка поверхностно-активных веществ (ПАВ) [Дегтярев, Кисаев, 1988].

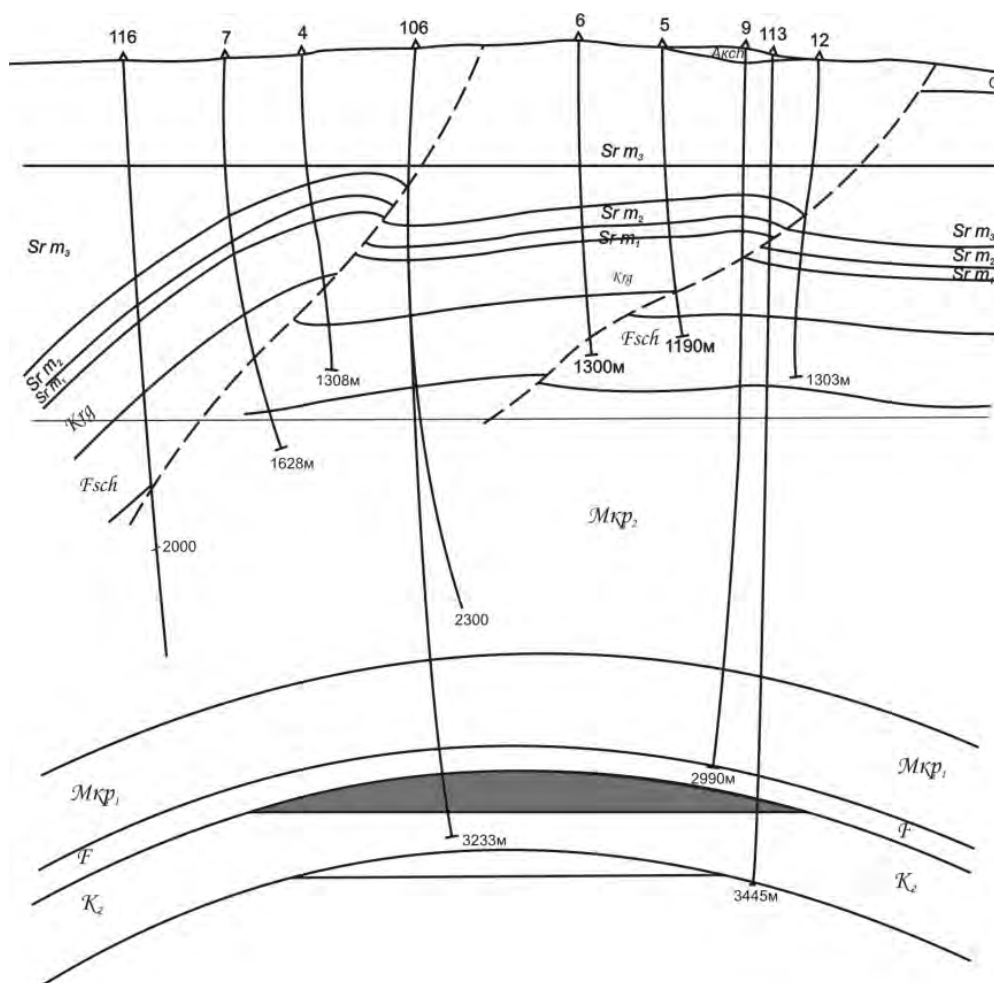


Рис. 3. Профильный геологический разрез месторождения Малгобек – Вознесенское – Алиортовское

Промысловые испытания современных методов повышения нефтеотдачи пластов (закачка углеводородного газа под высоким давлением, паротепловое воздействие, ВВГ, щелочное и карбамидное заводнение) в условиях карагано-чокракских залежей Чеченской Республики и Ингушетии определили возможные масштабы их применения, а также задачи, решение которых позволит повысить эффективность применяемых методов (борьба с ранними прорывами рабочих агентов, пескопроявлением, повышение приемистости нагнетательных скважин и т. д.). Вместе с тем результаты опытных работ по внедрению названных методов показывают, что область их эффективного применения ограничена. Большая часть залежей карагано-чокракских отложений в силу отмеченных выше особенностей не может быть объектами повышения нефтеотдачи традиционными методами.

В настоящее время в России неблагоприятные экономические условия для развития методов увеличения нефтеотдачи тяжелых и высоковязких нефтей. Происходит сокращение объемов работ по внедрению тепловых методов, требующих определенных затрат, хотя из всех новых методов повышения нефтеотдачи наиболее технологичными являются термические методы, которые могут увеличить конечную нефтеотдачу в 2-3 раза (с 8 до 50% и более) [Гарушев А. и др., 2008]. В связи с изложенным актуальна задача поиска новых методов повышения нефтеотдачи,



эффективных в сходных горно-геологических условиях, в первую очередь при высокой водонасыщенности и неоднородности коллекторов [Анализ..., 2012].

С целью дальнейшего развития термических и других методов увеличения нефтеотдачи необходимо на государственном уровне принять решение по совершенствованию механизма финансирования и взимания налогов для того, чтобы заинтересовать производственные предприятия в получении прибыли от разработки месторождений такими методами. На стадии проведения научно-исследовательских исследований и опытно-промышленных работ необходимо полностью освободить организации от налогов, как это делается в США, Канаде, Венесуэле, Мексике, Индонезии и других странах [Гарушев А. и др., 2008; Кудинов, 1996].

### Литература

1. Анализ теплового воздействия на пласты-коллекторы, содержащие высоковязкую нефть/Абизбаев И. И., Андреев В. Е., Дубинский Г. С. и др. В сборнике: Нефтегазовые технологии и новые материалы (проблемы и решения). – Уфа. – 2012. – С. 94-105.
2. Байбаков Н. К., Гарушев А. Р. Тепловые методы разработки нефтяных месторождений. – М.: Недра, 1988. – 343 с.
3. Гарушев А. Р., Гарушев Э. А., Коновалов А. Е. К проблеме разработки месторождений с трудноизвлекаемыми запасами нефти // Нефтепромысловое дело. – 2008. – № 3. – С. 4-10.
4. Геология и перспективы нефтегазоносности Чечни и Ингушетии/И. А. Керимов, З. Г. Борисенко, А. А. Даукаев и др. – Грозный: Академия наук, 2010. – 298 с.
5. Дегтярев Н. М., Кисаев В. В. Поиск новых методов повышения нефтеотдачи длительно разрабатываемых карагано-чокракских залежей месторождений ЧИАССР. – Грозный: СевКавНИПИнефть, 1988. – 105 с.
6. Кудинов В. И. Совершенствование тепловых методов разработки месторождений высоковязких нефтей. – М.: Нефть и газ, 1996. – 284 с.
7. Новые принципы и технологии разработки месторождений нефти и газа/Закиров С. Н., Закиров Э. С., Закиров И. С. и др. – М.: ВИНТИ, 2004. – 520 с.
8. Оценка применимости методов увеличения нефтеотдачи/Золотухин А. Б., Пятибратов П. В., Назарова Л. Н. и др. Труды Российского государственного университета нефти и газа им. И. М. Губкина. – 2016. – № 2. – С. 58-70.
9. Полянский В. Г., Умнов В. Г. Проект разработки мезозойских залежей нефти Старогрознесенского месторождения: Отч./СевКавНИПИнефть. – Грозный. – 1987. – 174 с.
10. Состояние и перспективы проблемы повышения нефтеотдачи миоценовых залежей. СевКавНИПИнефть. – Грозный. – 1992. – 155 с.
11. Умариев Т. М., Алиев Э. Г. Механизм повышения нефтеотдачи при паротепловом воздействии на пласт // В сборнике: Неделя науки – 2016 материалы XXXVII итоговой научно-технической конференции ДГТУ. Под редакцией Т. А. Исмаилова. – 2016. – С. 378-382.
12. Хайруллин А. А., Смуляров Д. С. Применение современных тепловых методов для повышения нефтеотдачи // В сборнике: «Новые технологии – нефтегазовому региону». Материалы Всероссийской с международным участием научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых. – 2015. – С. 170-173.

---

---

## THERMAL METHODS OF INCREASING CRUDE-OIL YIELD OF THE MYOCENE FIELDS OF OLD-GROZNY AND MALGOBEK – VOZNESENSKY DEPOSITS

© 2017 D. A. Islamov

Grozny State Oil Technical University after M. D. Millionshikov, Institute of Oil and Gas,  
Russia, 364061, Chechen Republic, Grozny, Ch. Isaev Ave., 100,  
e-mail: denal928@mail.ru

Some methods of increasing crude-oil yield of the myocene fields of the Chechen republic and Ingushetia oilfield with the application of different heat-transfer agents are examined: steam-heat action on the the old-Groznyy and Malgobek – Voznesensky oilfield, moist intra-stratified combustion on Malgobek – Voznesensky oilfield. The analysis of the carried out works results. The analysis of the results of the carried out works is executed is executed and estimation of possible applications in other regions with the similar mining geological conditions is given.

**Keywords:** exploitation, oil, crude-oil yield, an increase, oilfield, the Chechen republic, Ingushetiya, old-Groznyy, Malgobek – Voznesensk.

УДК 556.3+556.5+551.24

## ВЗАИМОСВЯЗЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ДИНАМИКИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ БАСЕЙНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД – ВОЗМОЖНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ В КАТАСТРОФИЧЕСКИХ НАВОДНЕНИЯХ

© 2017 В. Н. Конешов<sup>1</sup>, д.т.н., Т. А. Трифонова<sup>2</sup>, д.б.н., Д. В. Трифонов<sup>3</sup>,  
С. М. Аракелян<sup>3</sup>, д.ф.-м.н., проф.

<sup>1</sup>ФГБУН Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Россия, 123995, г. Москва, ул. Б. Грузинская, 10/1;

<sup>2</sup>ФГБОУВО Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1;

<sup>3</sup>ФГБОУВО Владимирский государственный университет им. А. Г. и Н. Г. Столетовых, Россия, 600000, г. Владимир, ул. Горького, 87, e-mail: arak@vlsu.ru

Обсуждается возможное влияние тектонических напряжений на возникновение катастрофических наводнений посредством механизма модификации 3D-сетей скальных формаций и транзита подземных вод в этой естественной транспортной системы в условиях функционирования водосборного бассейна реки. Считается, что несколько наводнений (не паводков) имевших место в 2013-2014 годы, вероятно, могли быть связаны с соответствующими сейсмическими процессами в земной коре. В практическом аспекте предлагаемая гипотеза может оказаться полезной при предварительном определении потенциально опасных районов, где могут происходить катастрофические события, связанные с водой, принимая во внимание влияния состояния подземной гидросферы и тектонической структуры реологического участка земных недр на конкретных территориях.

**Ключевые слова:** бассейн реки, грунтовые воды, поверхностные воды, сейсмические процессы, катастрофические наводнения.

### Введение

В настоящей статье обсуждается состояние подземных вод в их вероятной роли в катастрофических водных событиях на поверхности Земли. Рассмотрение проведено в рамках единой концепции тектоники с учетом комплексных взаимовлияющих процессов в разнофазной неоднородной среде, которую представляют собой земные недр.

Взаимосвязь сейсмических явлений и процессов в подземной гидросфере была ранее детально исследована [Киссин, 2015; Основы..., 1980, 1982; Павленко, 2009; Флюиды и геодинамика, 2006; Копылова, 2006, 2008]. При землетрясениях образуются гидроразрывы, которые могут иметь характерные масштабы трещины от микроразмеров до макроразмеров – региональные разломы и мегаразломы. Такие мощные гидроразрывы при давлении 10-15 килобар в нижней коре формируют гидродинамическое поле аномалий с ареалами радиуса от 300 до 1000 км и до ~ 1000 км (при энергетическом классе землетрясения  $K \geq 17$ ) с высокими показателями по дебитам и уровням жидкой фазы (вода, нефть) при землетрясениях магнитудой больше 6,0. Кроме того, изменения в подземной гидросфере могут служить пред-

вестниками землетрясений [Киссин, 2015; Основы..., 1980, 1982]. Закономерности гидродинамических режимов подземной гидросферы и влияние на них различных факторов, в т. ч. атмосферного давления, тектонических сил и лунно-солнечного притяжения, рассматривалось уже давно в ряде работ [см., например, Вартанян и др., 1987; Вартанян, 1995; Волейшо, 1984].

Однако, роль такого воздействия на возникновение водных чрезвычайных ситуаций – наводнений, селей – практически не обсуждается. Трудности рассмотрения подобных задач связаны с противоречивостью ряда представлений об очагах землетрясений в областях с сильными тектоническими напряжениями [Леонов, 2008].

Кроме того, роль тектонических процессов в развитии катастрофических водных ЧС и явлений проявляются в кратковременных процессах. Разгрузка напряжений в аспекте изменения состояний подземных вод происходит по внезапно открывающимся трещинам при аномально больших давлениях, т. е. имеет место принципиально нестационарный процесс, который может также быстро прекратиться в условиях преимущественного сжатия при тектонических давлениях [Гольдин, 2002; Киссин, 2015]. Исследования в данной области берут начало еще с классических работ А. В. Николаева [Николаев, 1965, 1973; Николаев и др., 1997].

Тем не менее, общие закономерности и тенденции динамики развития подобных ЧС генетически связаны со сравнимыми процессами в пространственных масштабах, в которых реализуются динамические/периодические явления в подземной гидросфере и земной коре [ср. с Киссин, 2015; Основы..., 1980, 1982].

Таким образом, сейсмические процессы могут определять ЧС гидрологического характера именно в связи с провоцированием катастрофических водных явлений, происходящих на земной поверхности. Такое провоцирование, вероятнее всего, происходит вследствие перестройки 3D-сети речного бассейна, бывшей до этого устойчивой. Разумеется, необходимо иметь в виду простое изменение физико-химических характеристик подземных водных источников при подготовке землетрясений, но оно обычно – относительно слабое и неоднозначное.

В этом случае существенное значение принадлежит изменению карты гидродинамических/гидростатических давлений в сложно устроенной гидрологической схеме подземных вод под влиянием геодинамических и сейсмических процессов наряду с другими факторами – теми же атмосферными осадками, эффектами перколяции/инфильтрации и капиллярности в проницаемых трещиноватых горных породах.

Целью наших исследований является анализ одновременного воздействия факторов различной природы, «эффекта домино», в генезисе катастрофических наводнений для условий различных регионов.

### **Предлагаемый подход**

О гидрогеологических предвестниках землетрясений уже многие годы идет широкая дискуссия, проводятся комплексные исследования по прогнозу землетрясений.

Исследование гидрологических ЧС ведется с целью ее прогнозной задачи: изучение подготовки землетрясений, проявляющихся в изменении состояния подземных вод, в основном химического состава воды в скважинах. Одновременно решается и обратная задача – прямое действие в гидрологическом аспекте. Когда земле-

трясение уже произошло, его последствием может быть катастрофически сильный выброс подземных вод из-за резкого возрастания давления в отдельных областях подземной гидросферы и перестройки 3D-сети речного бассейна.

В плане анализа устойчивости сложной динамической системы данная проблема состоит не столько в фиксации отклонений ее параметров от нормальных значений, а в выявлении условий, приводящих к разрушению системы. Состав и физико-механические свойства различных грунтов, определяющие их прочность и динамические характеристики, хорошо известны [см., например, Лысенко, 1972; Jakob, Hungt, 2005]. При этом важное значение имеет изменение механических свойств грунтов, проявляющееся в их разжижении при землетрясениях, что может служить причиной выброса подземных вод из-за изменившихся реологических свойств пород [Павленко, 2009; Константинова, Пинегина, интернет-ресурс].

Данный эффект возможен, но он совсем не обязателен, является редким и требует выполнения ряда условий – «совпадения» нескольких факторов. Тем более, что гидродинамические предвестники землетрясений, которые определяются предсейсмическими разрядами напряженного состояния пород, часто приводят к снижению уровня воды, наблюдаемое в скважинах. Подобные механизмы изменения уровня воды в скважинах перед землетрясениями исследованы и определяются эффектом трещинной дилатансии в водовмещающих породах и увеличением их емкости [Игумнов, Степанян, 1989; Копылова, 2005].

Таким образом, основные положения нашего подхода сводятся к следующему: во-первых, – к утверждению о функционировании на территории единой 3D-сети речного бассейна; во-вторых, – о транзите водных масс в ней по системе трещин разной иерархии, и это происходит в динамике как неотъемлемая часть естественных циклов функционирования речного бассейна; в-третьих, о наличии достаточного ресурса подземных вод, особенно в приповерхностном слое; в-четвертых, и это главное, о необходимости анализа причин, из-за которых происходит внезапная перестройка топологии этих трещин и, как следствие, – возможный триггерный выброс подземных вод наружу. Последний эффект связан и с экстремальными атмосферными осадками. Все это указывает на одновременное действие сейсмических, геодинамических и метеорологических процессов, на что ранее не обращалось достаточного внимания при прогнозировании рисков возникновения водных стихийных бедствий.

Топология трещиноватости горных пород и, соответственно их водопроницаемость, не сводится к простым схемам с регулярными каналами на одинаковых уровнях. Необходимо учитывать фрактальные топологические структуры для транзита воды в виде различного типа регулярных и стохастических «деревьев» 3D-системы трещин [Трифорова и др., 2014]. Однако, если пространственный масштаб этой в общем случае стохастической структуры 3D-сети трещин имеет достаточно большую характерную длину между последовательными бифуркациями (извилистостью), то совокупность отдельных ее фрагментов для оценки режима подземных вод может быть рассмотрена как регулярная сумма их участков в рамках стандартных моделей различных типов гетерогенного строения области фильтрации – трещино-блоковой, пористо-блоковой и слоистой [см., например, Фисун, Ленченко, 2016].

В рамках данных моделей можно проанализировать водопроницаемость/расход воды в трещиноватых горных массивах в аспекте транзита подземных вод из глубины на земную поверхность.



Основные геометрические параметры модели – средний поперечный размер  $i$ -той трещины (ее радиус  $r_i$ ), величина ее шероховатости (высота выступов  $\Delta r_i$ ), и, соответственно, относительная шероховатость  $\Delta r_i/r_i$ . Они определяют режим движения воды наряду с градиентом потока, зависящим от гидравлического уклона, состава пород и других факторов, фиксирующих эффекты фильтрации и перколяции.

Для нас сейчас важно, что процедура оценки расхода воды  $Q$  через отдельные трещины хорошо известна – как с гладкими стенками, так и со стенками с шероховатостями – и определяется в зависимости от режима течения – ламинарного и/или турбулентного потока [Рац, Чернышев, 1970]. Расчеты по динамике подземных вод, используемые в инженерной практике при решении гидрогеологических задач, хорошо известны даже в учебной литературе [см., например, Фисун, Ленченко, 2016]. Однако, мы остановимся на простой оценке зависимости расхода воды от значения  $r_i$ .

В простейшем случае ламинарного потока в канале с гладкими стенками ( $\Delta r_i/r_i \rightarrow 0$ ) имеем для  $Q_i$ :

$$Q_i = \frac{m}{12\mu} (r_i)^3 I,$$

где  $m$  – объемный вес воды,  $\mu$  – коэффициент ее вязкости,  $I$  – напорный градиент, определяемый отношением разницы гидростатических напоров на участке к длине участка.

Вывод, который следует из приведенного соотношения – суммарный расход воды через совокупность  $N$  мелких трещин  $\sum_i^N Q_i$  может существенно увеличиваться при увеличении их раскрытия. Например, при раскрытии в 2 раза, т. е.  $(r_i + \Delta r_i) = 2r_i$ , что для мелких трещин (например,  $r_i = 1$  мм) является рутинным процессом, это приводит к увеличению расхода  $Q$  почти на порядок. Таким образом, раскрытие трещин – главное для движения подземных вод; влияние же роста числа трещин не столь существенно.

Соответственно, величины гидродавлений в такой системе сильно увеличиваются с уменьшением  $r_i$  ( $\sim 1/r_i^4$  в модели ламинарного потока для канала круглого сечения), что способствует повышению вероятности прорыва вод при прочих равных условиях.

Принципиальный вывод из этого результата – перестройка 3D-сети трещин с существенным увеличением расхода воды вовсе не уникальный процесс, требующий каких-то глобальных изменений и разломов в земной коре, как может показаться. Такая перестройка является следствием локального влияния разных мелких факторов – дождевых потоков, микросейсмике и слабых вибраций, в т. ч. антропогенного характера, и др. Эти факторы играют роль спускового механизма и приводят к дальнейшему раскрытию трещин по всей 3D-сети и/или на ее отдельных участках из-за реализации положительной обратной связи в системе, возникающей благодаря взаимосвязи отдельных трещин друг с другом. Сама степень этой взаимосвязи, естественно, также подвержена влиянию тех же и/или иных внешних причин.

Действительно, поскольку важны как сама сложившаяся топология канала выброса подземных вод, так и оказываемое им сопротивление движущемуся потоку воды, то принципиальным эффектом, приводящим к положительной обратной связи в такой системе, является образование области разрежения в месте скоростного водного выброса. Это может происходить в полостях самих земных недр, а также и на земной поверхности. Эффект зависит от величины скорости потока, определя-

емой соотношением Бернулли [см., например, Рац, Чернышев, 1970; Скотт, 2007]. Создающаяся область аттрактора притягивает к себе новые массы воды из других подземных горизонтов и водных объектов. Особенно сильно это может проявляться в условиях потоков жидкости, вращающихся под действием неинерциальных сил, в локализованных областях аналогично вихревым водным структурам типа водоворотов, а также циклонам/антициклонам в атмосфере и смерчам, которые резко увеличивают массоперенос и проницаемость транспортных водных путей [Соколовский, Веррон, 2011]. При турбулентном потоке такое раскрытие и очищение трещин очень значимо. Эффект аналогичен действию водоструйных вакуум-насосов, создающих существенно пониженное давление, 10-20 мм рт. ст. в объеме, из-за струи воды. Это обеспечивает подсосывание воды вместе с седиментами за счет сил поверхностного трения и, соответственно, к совместной транспортировке такой гидросмеси – эффект Вентури [Лямаев, 1988].

Данные нестационарность и нелинейность процесса в условиях влияния эффекта Бернулли – резкое падение давления (гидроудар) в скоростном жидком потоке в расширяющуюся полость – объясняют, на первый взгляд, странный факт, когда огромные локальные давления в земных недрах не всегда приводят к ожидаемым мощным водным выбросам на земной поверхности.

### **Примеры взаимодействия сейсмических волн и подземных вод**

Изменение состояния подземных вод в связи с сейсмическими событиями или их подготовкой обычно рассматривается при изучении гидрогеологических предвестников: гидродинамических, гидрохимических и гидрогеотермических [см., например, Киссин, 2015; Основы..., 1980, 1982; Копылова, 2008]. Однако, связь сейсмических явлений напрямую с катастрофическими наводнениями практически не анализируется для конкретных событий.

Остановимся выборочно на ряде подобных примеров.

Сейсмическая волна от сильного землетрясения у берегов Японии (11.03.2011) привела к поднятию грунтовых вод в штате Виржиния (США) и возникновению сейшевых волн во фьордах Норвегии, которые сыграли роль своеобразных естественных резонаторов [Bondevik et al., 2011]. С другой стороны, хорошо известны синхронные колебания уровней воды в различных речных бассейнах, расположенных на расстояниях в тысячи километров, что, по некоторым представлениям, связано с единой сетью подземных вод, регулируемой общими процессами в земной коре и верхней мантии [Гольдин, 2002; Леонов, 2008]. Этот механизм отвечает, по-видимому, за четко зарегистрированную корреляцию между пиками показателей уровня воды в реках Эльба, Дунай и Рейн при катастрофическом наводнении в Центральной Европе в июне 2013 г.

После катастрофического, локализованного, водно-грязевого выброса в г. Крымск Краснодарского края 12.07.2012, в котором подземные воды, по нашему предположению, играли доминирующую роль [Трифорова и др., 2014], в течение нескольких месяцев после произошедшего события из-за нарушения водного баланса в системе поверхностной и подземной компонент речного бассейна фактически исчезло Неберджайское водохранилище – более 7 млн. м<sup>3</sup> воды [Росводресурсы, 2014]. Это, вероятно, связано с восстановлением ресурсов подземных водных коллекторов из-за их истощения во время катастрофического события. Данный факт исчезнове-

ния значительного водного объекта, к сожалению научным сообществом не комментируется, хотя подобная ситуация наблюдалась при схожих обстоятельствах здесь же и в 2001 г. Аналогичное явление происходило и во время катастрофического наводнения в Приамурье (сентябрь 2013 г.), когда с поднятием уровня воды в р. Амур (более 9 м в районе г. Комсомольск-на-Амуре) практически одновременно упал уровень воды в р. Лена в Усть-Кутском районе Якутии и в Иркутской области (на территории Киренского района) до уровня, меньше судоходного – на расстоянии более 2000 км [Росводресурсы, 2014]. Эти коррелированные процессы с противоположным поведением попеременно происходят в руслах двух великих рек в среднем с интервалом в 12 лет, что также позволяет предположить наличие не только связи между ресурсами подземных вод, но и саморегуляторных функций для восстановления устойчивых состояний гидросферы. В этом же плане можно рассматривать неожиданно сухой сезон в Приамурье, приведший к обширным лесным пожарам в конце апреля 2014 г., хотя вплоть до октября 2013 г. именно на этой территории происходило длительное наводнение, которое должно было надолго увлажнить всю территорию. Интересно также отметить факт исчезновения знаменитой долины гейзеров на Камчатке в июне 2007 г. из-за схода селя/оползня, которая начала восстанавливаться под напором подземных вод, начиная с 2012 г. [Вести.Ру, интернет-ресурс].

Гидрогеодинамические аномалии наблюдались и в гейзерах Йеллоустонского национального парка на северо-западе США на расстоянии свыше 5000 км от эпицентра Аляскинского землетрясения, произошедшего 27.03.1964 г. с магнитудой  $M > 9,0$  [Киссин, 2015].

Фундаментальное и детальное рассмотрение фактических данных по гидрогеологическим методам поиска предвестников землетрясений (в частности в Камчатском регионе) выполнялись неоднократно. Регулярные постсейсмические изменения в уровне воды в артезианских скважинах Камчатки подтверждены многократными замерами [Копылова, 2005, 2006, 2008]. В связи со Спитакским землетрясением (07.12.1988 г.), например, приведем ряд фактических данных [Игумнов, Степанян, 1989].

Для такого изолированного по времени события, каким являлось Спитакское землетрясение (Армения, 07.12.1988,  $M 6,9$ , глубина очага – около 10 км, глубина фокальной области афтершоков – 2-7 км), наблюдались существенные изменения в гидрогеохимическом и гидродинамическом режимах подземных вод. В частности, в ряде Араратских скважин после Спитакского землетрясения (вплоть до расстояний порядка сотен километров от эпицентра) по результатам синхронных замеров резко увеличился дебит: для скважины №1 (условный номер) – с 0,25 до 0,5 л/с; для скважины №2 – с 0,3 до 0,7 л/с; а бывшая сухая скважина №3 – стала самоизливаться с дебитом до 0,5 л/с; скважина №4 за сутки до землетрясения перестала изливаться, а после землетрясения – стала изливаться непрерывно в течение трех суток, и ее напор повысился почти в 3 раза. Кроме того, увеличилась также минерализация воды почти в 3 раза, вероятно, из-за перетока воды из более глубоких водоносных горизонтов с солеными и рассольными водами при усилении гидравлической связи в рамках единой системы подземных вод. В целом, выбросы большого количества воды (в том числе в виде внезапного кратковременного бурного потока) при сильных землетрясениях являются обычным процессом [ср. с Киссин, 2015; Основы..., 1980, 1982]. Они, по свидетельствам очевидцев, наблюдались и при Спитакском событии.

Синхронный осцилляционный отклик уровня воды в артезианских скважинах (глубиной 80 м) в штате Виржиния, г. Крисченсберг (США) регистрировался во время сейсмических толчков амплитудой 7.4 (по шкале Рихтера) в Гватемале, г. Чамперико, 07.11.2012 [Virginia Groundwater Responseto Guatemalan Earthquake, 2012, интернет-ресурс].

Более того, эмпирически доказаны и значительные временные (вплоть до нескольких месяцев) и пространственные (сотни километров) масштабы влияния сейсмической активности на гидрогеологические процессы [Хуторской и др., 1999].

Наблюдаемые явления подтверждают, что землетрясение магнитудой в несколько единиц приводит в соответствующем речном бассейне к поднятию воды на несколько метров [Гольдин, 2002]. Надо полагать, что такая разгрузка напряжений в руслах рек происходит в корреляции с состоянием подземных вод и установлением нового устойчивого гидробаланса в системе. Следует отметить, что анализ разрушений на разных территориях при Спитакском землетрясении 1988 г. позволяет сделать вывод о заметной корреляции зон максимальных разрушений с расчлененностью русел в речных бассейнах, т. е. с топологией и бифуркацией трещин в земной коре [Трифорова, 1994, 1995, 2008].

Схожее действие на внезапную перестройку 3D-транспортной сети транзита подземных вод может оказывать вулканическая активность, влияя на состояние подземной гидросферы [Кирюхин и др., 2010].

Кроме того, необходимо учитывать и антропогенный фактор в плане индуцирования вибраций, а также гравитационные/периодические эффекты и др., в т. ч. в условиях развития в грунтах эффектов тиксотропии под действием данных причин.

Таким образом, влияние современных тектонических процессов на состояние подземных водных бассейнов (особенно, горных рек) вполне наблюдаемо. Оно происходит в совокупности с другими факторами, также влияющими на транзит подземных вод, в том числе из-за сильных ливневых дождей. Более того, вполне вероятно, что они провоцируются горячими выбросами из земных недр, а затем конденсируются в атмосфере (в т. ч. на частицах пепла) – в виде облаков [Осика, Черкашин, 2008; Основы..., 1980, 1982]). Редкость этих событий – с периодичностью в десятки-сотни лет и даже существенно больше – [см., например, Котляков и др., 2012; Данилов-Данильян и др., 2014] – говорит о необходимости совокупного одновременного действия многих факторов, которые могут способствовать освобождению путей выхода подземных вод на поверхность и вызывать катастрофические наводнения.

### **Вероятные условия и механизмы влияния тектонических процессов на подземные воды: доминирующие факторы**

Предлагаемая концепция тектонического режима территорий основана на факте расслоенности корового слоя Земли, его латеральной неоднородности и внутренней 3D-подвижности глубинных горных масс. Такое нарушение монолитности горных пород, их фрагментарность связаны с гранулированностью среды на микро- и макроуровне, т. е. с наличием свободного пространства между дискретными твердыми частицами (Леонов, 2008). Устойчивость подобных систем обеспечивается, в том числе заполненностью пустот водой как из собственно подземных источников, так и из-за просачивания поверхностных вод. Характерные максимальные глубины для этих двух механизмов можно оценить значениями от 10-15 км и до десятков-со-

тен метров, соответственно [Киссин, 2015; Основы..., 1980, 1982]. Такая гранулированность, являющаяся результатом процессов деструкции, приводит к блочно-иерархической структуре и характерна даже для совокупности литосферных плит [Гольдин, 2002; Jaeger, Nagel, 1992]. При этом возможен вертикальный переход пород между разными оболочками литосферы (вертикальная аккреция), сопровождающийся смещением даже их границ – «мерцающие границы». Этот геодинамический процесс, по-видимому, должен определять и вертикальный подъем подземных глубинных вод во время землетрясений.

К сожалению, к непосредственно наблюдаемым (измеряемым) величинам можно отнести только сдвиговые перемещения, а возникающие вследствие этого (и важные для настоящего обсуждения) напряжения и деформации являются лишь результатами модельных вычислений [Леонов, 2008]. Поэтому мы следуем формату логических предположений на основе наблюдаемых в естественных условиях процессов, в частности, основываемся на механизме разрушения горных пород путем образования трещин скола, что характерно для перехода от хрупкого процесса к пластическому процессу, который приводит к 3D-деформации горных пород, а в целом – к их объемной подвижности на всех уровнях.

Такая глубинная динамика земной коры, способствующая структурной расчлененности и тектоническим срывам на границах литосферных структур, может проявляться в поверхностных явлениях, в том числе в выходах на поверхность водных масс. В этом аспекте исследование речных водных бассейнов и процессов в них дает возможность изучать данные явления в «3D-формате», поскольку речное русло есть индикатор проявления на поверхности глубинных процессов в единой топологии 3D-сети трещин [Трифонова, 1994]. В геологических исследованиях по подобным обнаженным (поверхностным) участкам, хорошо различаемым по космоснимкам, не только оценивают строение, в частности зоны трещиноватости всего массива в целом, но и анализируют объемную подвижность и тектонические течения [Леонов, 2008]. Для водных потоков такая 3D-картина движения подземных водных масс тем более представляется естественной и отражает реологические свойства горного ландшафта.

Таким образом, при сильных тектонических процессах прямого действия, особенно в скальных массивах, выброс подземных вод вероятен как катастрофический. Однако не надо думать, что влияние оказывают исключительно планетарного масштаба процессы. Действительно, как обсуждалось в предыдущем разделе, выброс воды возможен и без этих исключительных условий для определенного режима изменения водопроницаемости в горных массивах.

Далее, обсуждаемый трещиноватый водный коллектор обладает определенной анизотропией зависящей от топологии трещин. Поэтому расход воды для выброса подземных вод требует использования статистических расчетов с тензорными величинами для оценки водопроницаемости и, соответственно, выброса подземных вод по разным направлениям [ср. с Рац, Чернышев, 1970]. Это в итоге и определяет локальную область, с которой начинается катастрофическое событие на территории речного бассейна – часто в мелких притоках, сухих руслах, для которых такое раскрытие трещин резко и качественно меняет их режим функционирования [ср. с Jakob, Hungr, 2005].

При рассмотрении влияния подземных вод на катастрофические наводнения процессы блоково-разрывной тектоники выступают на первый план. Фиксация су-



шествующих в земных недрах (в относительно стабильные/спокойные периоды) больших объемов глубинных подземных вод проводится по скачкообразному изменению на границах их локализации скорости распространения сейсмических волн. Подобные количественные изменения ключевых параметров-индикаторов могут служить основанием для нашего, понятного по сути, подхода даже при отсутствии фактической доказательной измерительной базы. Она, кстати, явно недостаточна даже для такого общепринятого явления как тектоническая расслоенность [Леонов, 2008]. Более того, признанная в настоящее время концепция объемного пластического течения горных масс вплоть до их выхода на дневную поверхность – модель жидкости с высокой вязкостью в экстремальных физических условиях в коре – не может не затрагивать подземные воды.

Действительно, их ресурсы, во-первых, огромны и, во-вторых – представляют единую водную сеть на большой территории с характерными геологическими пространственными масштабами [Зверев, 2011; Подземные воды..., 2007]. Именно динамическая активизация этих водных масс (как в виде слоев, так и изолированных линз) и может происходить в единстве с глубинными тектоническими процессами. Постепенно включая в себя крупномасштабные срывы, вязкие разломы, зоны пластического течения и даже относительное проскальзывание литоплит [Леонов, 2008].

Сейсмические волны могут воздействовать на грунтовые воды через механизмы, во-первых, усиления сейсмических колебаний (на частотах 0,2-10 Гц) в приповерхностных слоях глубиной до 100-200 м, а также в обводненных зонах (волноводах), где реализуются меньшие значения плотностей среды и сейсмических скоростей. Во-вторых – благодаря резонансным явлениям в верхних частях разломов из-за эффектов отражения и преломления и соответственно, – интерференции волн. В-третьих – усиления нелинейной связи «напряжение-деформация» в зависимости от интенсивности сейсмических воздействий при глубинах очагов землетрясений 10-20 км [Николаев, 1965; Павленко, 2009]. Кроме того, в результате постоянных циклических нагружений с небольшой амплитудой из-за микросейсмических колебаний повышается давление в поровой жидкости (вплоть до килобар), и происходит процесс разжижения грунтов. Тогда водонасыщенность пород может резко увеличиваться, и процессы тиксотропии могут способствовать образованию цементоподобных на поверхности масс после того, как событие завершилось [Jakob, Hungr, 2005]. Такие массы часто наблюдаются при селях и сходах ледников [Павленко, 2009; Константинова, Пинегина, интернет-ресурс].

Подобное формирование режима функционирования подземных вод в зависимости от сейсмичности требует анализа в рамках соответствующих математических моделей при наличии достоверного ряда измерений с учетом их коррекции на действие других факторов влияния – атмосферного давления, приливных волн и др. [Вартанян и др., 1987; Вартанян, 1995].

Эти процессы ускоряются/наиболее наглядно проявляются в определенных зонах, особенно, – в горных условиях, где трещиноватость хорошо развита, и могут приводить к катастрофическим водным событиям на земной поверхности из-за резкого изменения гидростатического/гидродинамического давлений (по разным причинам) в некоторых секторах подземной гидросферы.

Однако, принципиальным для нашей задачи является вопрос – является ли подземная водная система открытой или закрытой. В первом случае ключевой параметр – избыточное давление в определенной области водного горизонта может

плавно стравливаться, во-втором – поведение системы приводит к возникновению взрывного/триггерного процесса. Для подземных изолированных объектов последний, скачкообразный, процесс может быть катастрофическим в аспекте выхода подземных вод на земную поверхность. Для него проведенные нами оценки в случае катастрофического грязе-водного события в г. Крымск Краснодарского края 6-7 июля 2012 г., исходя из параметров наблюдаемого водного потока [Котляков и др., 2012], на основе простой гидравлической модели [Trifonova et al., 2014] приводят к значению давления в водном горизонте приблизительно в 65 атм, если выброс происходит с глубины 12 м и к значению в 79 атм. – с глубины 150 м. При этом мы в рамках модели триггерного процесса для выброса воды считали, что в дальнейшем распространение водного потока идет в виде солитонного объекта [ср. Trifonova et al., 2014; Скотт, 2007].

Без признания такого комплексного и масштабного влияния современной тектоники, наряду с другими явлениями, на 3D-транспортную сеть подземных вод, затруднительна интерпретация катастрофических наводнений и внезапных/триггерных, селевых выбросов. При этом важны временные параметры излива подземной воды на поверхность – медленное в обычных условиях и взрывное/триггерное, например, при произошедшем сейсмическом событии. Для подземных водных потоков, вырвавшихся на поверхность во втором случае, процесс в дальнейшем может продолжаться по первому сценарию. Именно с этими механизмами следует ассоциировать, во-первых, водно-грязевые мощные селевые выбросы, происходящие локализовано за короткое время, и, во-вторых, длительные катастрофические наводнения на больших территориях (мы обсудим эти вопросы в следующем разделе в связи с рядом недавних катастрофических наводнений 2013-2014 гг.).

Сразу отметим, что речь идет не о глобальной проблеме формирования некоторой особой гидрологической системы в условиях влияния сейсмических процессов, а о трансформации сложившейся 3D-системы трещиноватости горного ландшафта (обеспечивающей транзит подземных вод и устойчивый водный баланс речного бассейна) под действием различных факторов, в т. ч. сейсмических процессов.

Подобное воздействие особенно сильно, когда уровень грунтовых вод близок к земной поверхности; именно эти территории характеризуются неустойчивостью гидрологического режима в аспекте выброса подземных вод на поверхность. Такая ситуация характерна, например, для бассейнов рек Енисей и Амур, простирающихся на стыках Байкальской и Каледонской; Байкальской, Герцинской и мезозойской складчатостей [Гольдин, 2002; Киссин, 2015; Леонов, 2008; Основы..., 1980, 1982].

Управляющий параметр в задачах взаимодействия тектонических процессов с подземными водами – соотношение между величинами разных давлений (на глубине  $z$ ) в земной коре – геостатическим  $p_z = \rho g z$ , где, например, для гранита плотность  $\rho \sim 2,5-3$  г/см<sup>3</sup>, и гидростатическим  $p = \rho_w g z$ , где для обычной воды плотность  $\rho_w = 1$  г/см<sup>3</sup> ( $g = 980$  см/сек<sup>2</sup> – ускорение свободного падения). Уже на глубине  $z \sim 1,5$  км эти два давления сравнимы по величине [Зверев, 2011; Осика, Черкашин, 2008]. Другого порядка значения имеет пластовое давление  $p_{пл}$  на больших глубинах при тектоническом сжатии ( $z > 100$  км), которое может составлять 50-100 тыс. атм. (при этом температура  $T \sim 700-1100$  °С) и доходит даже до 1200 тыс. атм. (с  $T \sim 3700$  °С). При таких экстремальных значениях вода как субстанция флюида сильно минерализована и насыщена седиментами (с большой плотностью  $\rho \sim 1,8$  г/см<sup>3</sup> в магме при сверхкритических температурах). Она находится под давлением

$p$ , которое в этих условиях может превышать  $p_{пл}$ , что приводит к восходящим тепловым источникам для зон тектонических разрывов и 3D-системы трещин [Зверев, 2011; Леонов, 2008]. По-видимому, с этим явлением может быть связано наблюдаемое при землетрясениях локализованное (через трещину на поверхности) обугливание приземных частей кустарников при сохранении в целом их корневой системы за счет выброса тепла наружу. Например, это регистрировалось при Спитакском землетрясении.

Очевидно, что рассматриваемые аномалии давления могут реализовываться на земной поверхности, например, в виде внезапных водно-грязевых выбросов, если в соответствующем грунтовом слое существуют для этого необходимые условия проницаемости и трещиноватости породы. Более того, сама резкая модификация системы трещин, особенно при сильных землетрясениях, может стимулировать триггерный процесс выброса подземных вод. При этом, хотя 3D-сеть трещин/разломов и является единой системой, но разные ее участки могут активизироваться неравномерно и неоднородно в зависимости от конкретных тектонических напряжений в породах в районах этих участков и близости приповерхностных вод. Такая неоднородность водных потоков в практически соседних руслах и притоках, действительно, наблюдалась в огромном бассейне р. Амур (площадь – более 2 млн. км<sup>2</sup>) при наводнении в сентябре 2013 г. Это хорошо видно на космоснимках [Данилов-Данильян и др., 2014].

Подобные явления в целом характерны для процессов горообразования и движений в разломах литосферных плит. Например, при вертикальных подвижках пород всего в несколько сантиметров происходит выделение огромной энергии, эквивалентной движению горных масс в миллиарды тонн [Павленко, 2009]. Уместно в связи с этим отметить хорошо известное явление оседания суши в связи с истощением ресурсов подземных вод. Так, например, практически вся территория Японии оцифрована на этот процесс, и соответствующая карта показывает существенное опускание суши (оседание поверхности) – в среднем на несколько сантиметров в год – именно, как считается, из-за уменьшения уровня подземных вод, в том числе в связи с их тотальным хозяйственным использованием [Подземные воды..., 2007].

Если говорить об обратной задаче – влиянии подземных вод на модификацию тектонических напряжений, – то данный процесс имеет самостоятельное тектоническое значение для подготовки землетрясений, в том числе и в аспекте передачи напряжений в подземном водном бассейне на большое расстояние из-за слабой сжимаемости воды [Киссин, 2015; Основы..., 1980, 1982]. Такую передачу напряжений необходимо рассматривать в совокупности с влиянием ливневых дождей, которые приводят как к высвобождению транспортных путей из-за дренажного механизма, так и к увеличению поверхностных водных масс (в озерах, водохранилищах и т. д.) и, соответственно, к увеличению давлений в единой гидравлически связанной 3D-системе бассейна реки.

### **Анализ ряда катастрофических наводнений, произошедших в 2013-2014 гг.; роль и характер влияния геодинамических процессов**

Конкретные районы, в которых возникают условия для проявления катастрофических водных событий (в их связи с тектоническими явлениями), определяются геологическим строением земной коры и режимами распространения в ней сейс-

мических волн. Действительно, при упругой деформации горных пород, когда реализуется высокая способность к передаче действия сейсмических волн, речь может идти о далеких по расстоянию от эпицентра землетрясения водных событиях – до тысячи километров. При вязко-пластической деформации пород – связанные сейсмические и водные события, вероятнее всего, локализованы на одной территории до десятков-сотен километров. При хрупкой деформации горных пород, разрыве сплошности под действием скальвающих или растягивающих напряжений, разрушения происходят по трещинам дробления и разломам, что способствуют мгновенному выбросу подземных вод из-за «тектонических шоков». В этих условиях возникают зоны разветвления, слияния и пересечения трещин и разломов; эти зоны оцениваются размерами в десятки-сотни метров в поперечнике; по ним – при их подвижности – большие объемы подземных вод могут выходить на поверхность. Особенно благоприятны в этом случае «сквозные трещины», пронизывающие несколько водных горизонтов.

Однако, влияние этих факторов зависит от глубинного строения литосферы, где из-за вертикальной слоистости системы (в том числе и из-за наличия водных горизонтов) существуют сейсмически прозрачные и непрозрачные слои и объемы с разными характеристиками. Так на глубине до 50-60 км, где проходит граница Мохоровичича коры и мантии, плотность пород и скорости сейсмических волн соответственно равны 2,66-2,75 г/см<sup>3</sup> и 5,2-5,9 км/с. 3,2 г/см<sup>3</sup> и 8,0-8,1 км/с для коро-во-мантийной смеси верхней мантии [Шаров, 1993].

В рамках современных представлений о подвижности литосферных плит, в которых в нашу эпоху реально происходят широкомасштабные латеральные течения горных масс, эти тектонические режимы не детерминированы предшествующей геологической историей развития территорий [Леонов, 2008].

Поскольку под понятием подземной гидросферы понимаются разные глубинные масштабы ее локализации в зависимости от рассматриваемой задачи, то для нас важен лишь анализ возможных причин ее выхода из устойчивого состояния в определенных локальных областях. В связи с этим упомянем грязевые вулканы в качестве иллюстрации реализующегося внезапного, регулярно повторяющегося, процесса. Аналогичный механизм выхода на поверхность грязе-водных масс (из-за скачка давлений) должен быть характерен при провоцировании внешними причинами катастрофических наводнений и селей [ср. с Jakob, Hungr, 2005].

В результате оценки корреляций для отмеченных событий (землетрясение – наводнение), проведенной по этим данным, удалось установить: 1) временной шаг в 6-19 дней для наступления наводнения при коэффициенте корреляции (между магнитудой землетрясения и временем наступления наводнения) больше 0,3; 2) расстояние между двумя событиями в 1,3-2,1 тыс. км с коэффициентом корреляции больше 0,4. Хотя получены относительно низкие значения корреляций, они позволяют все же выявить общий тренд. Он достаточно очевиден: чем сильнее сейсмическое событие, тем, с одной стороны, на большее расстояние могут распространяться тектонические напряжения (и на это требуется большее время). С другой стороны, оно должно проявиться в стимулировании наводнения, поскольку для этого требуется меньше времени. Конечно, ситуация намного сложнее – все определяется типом распространяющихся сейсмических волн, их длиной волны, структурой земной коры в анализируемых случаях и другими факторами, о которых частично говорилось выше.





Рис. 1. Катастрофические наводнения в Западной Европе 2013 года и ассоциированные с ними землетрясения (показаны на географической карте).

Желтые метки – эпицентры землетрясений; полупрозрачные розовые окружности – распространяющиеся (для простоты – изотропно) сейсмические волны; розовые области с красным контуром – потенциально опасные зоны возникновения наводнений; красные метки – зафиксированные места катастрофических наводнений вблизи выбранных городов. Границы литосферных плит отмечены черной линией. Слева приведена территория речного бассейна с дислокацией подземных вод (включая, и за его пределами – отмечено разными штриховками); цвет заливки указывает глубины залегания подземных вод в разных районах.

Подобный экспресс-анализ может быть полезен для первичного сужения зоны поиска потенциально опасных районов в многоэтапной схеме установления общих закономерностей. Действительно, каталог только сильных землетрясений магнитудой более 6, произошедших с 1900 по 2009 гг., включает в себя около 20000 событий и еще больше – по настоящее время [International Seismological Centre, интернет-ресурс]. Аналогичная ситуация имеет место и для наводнений [Воробьев и др., 2003; Данилов-Данильян и др., 2014; Котляков и др., 2012]. Поэтому такое разрежение больших баз данных по коррелированным событиям необходимо.

С учетом этого остановимся на рамочном анализе влияния сейсмической активности на выход подземных вод при произошедших катастрофических наводнениях. Его проведем на примере ряда событий 2013-2014 гг.

1. Наводнение 12-15 сентября 2013 г., округ Боулдер (Колорадо, США). Происходили затяжные ливневые дожди – всего выпало 430 мм осадков. При этом рост расхода воды в р. Боулдер (это, по сути – ручей) составил с  $5 \text{ м}^3/\text{с}$  до  $140 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Землетрясения, которые можно ассоциировать с этим событием, сводятся к следующим (в скобках – указана магнитуда): (4,2), север Калифорнии, 27.08.2013 г.; (4,3), север Мексики, 28.08.2013 г.; (4,5), восток Техаса, 02.09.2013 г.

2. Наводнение 3-4 сентября 2013 г., средняя часть р. Амур (Россия). Наиболее интенсивные осадки случились 13-15 августа – с интенсивностью  $\sim 50 \text{ мм/день}$ . При этом расход воды в р. Амур возрос с 20 тыс.  $\text{м}^3/\text{с}$  до уровня 46 тыс.  $\text{м}^3/\text{с}$ .

Землетрясения, которые мы считаем возможным указать: магнитуды (5,0; 4,4; 2,9),

о. Сахалин, соответственно по датам 04.07.09 июля 2013 г.; (5,9), Камчатка, 17-18.07.2013 г.; (6,9), Тихоокеанское побережье Японии, 04.09.2013 г.

Здесь стоит также отметить другую возможную причину – вулканическую активность на Камчатке, лето 2013 г. (Ключевская сопка, Шивелуч).

3. Наводнение в конце мая – начале июня 2013 г., Западная Европа (в бассейне рек Дунай, Эльба, Рейн и др.). Уровень воды поднялся на 7-13 м, и за 2-4 дня выпала



ла двухмесячная норма осадков: 04.06.2013 г. – Австрия, 170-220 мм; 07.06.2013 г. – Германия, 150-180 мм, объем воды 23 км<sup>3</sup>. Для сравнения: в Черном море объем воды оценивается значением ~ 500 тыс. км<sup>3</sup>, а речной сток в год – порядка 350 тыс. км<sup>3</sup>.

Землетрясения: (5,0) на Юго-западе Турции, 16.05.2013 г.; (5,1) северное побережье Алжира, 19.05.2013 г.

Интересно отметить, что в Москве и Московской обл. (г. Кашира) в сентябре 2013 г., выпало, соответственно, больше 180 мм (что в 3 раза больше нормы), и 277 мм (что в 5 раз больше нормы), но никакого катастрофического наводнения не произошло.

Фиксация потенциально опасных зон (в аспекте вероятности возникновения наводнений) в условиях влияния сейсмического фактора проводилась нами по определенной процедуре на примере отмеченных выше катастрофических наводнений. Для краткости это показано только для Западной Европы, май-июнь 2013 г. (рис. 1).

### Заключение

При выходе подземных вод на земную поверхность их дальнейшее распространение можно описывать в рамках нелинейной гидродинамики в условиях рельефа конкретной территории, что и определяет разные режимы, в том числе солитонные, движения разрушительных водных потоков [Скотт, 2007; Трифонова и др., 2014].

Комплексное влияние разных причин на конкретные катастрофические наводнения требует выполнения условия, чтобы «сошлось» много факторов, а это происходит редко. Возможно, поэтому такие исключительные катастрофические события как наводнения в г. Крымск (6-7 июля 2012 г.) и/или в Приамурье (лето – осень 2013 г.) специалистами оцениваются как явления, происходящие раз в десятилетия или даже в сотни лет [Данилов-Данильян и др., 2014; Котляков и др., 2012].

Возможно, в описанных процессах, тесно связанных с сейсмичностью, значительную роль играют и другие факторы. Описанные явления полностью подпадают под закономерность, выраженную в факте (цитата) «дистанционного влияния необратимых процессов на состояние вещества сложных систем, вплоть до изменений свойств вещества и протекающих в нем явлений». Это утверждение астрофизика Н. А. Козырева говорит о том, что дальнейшие исследования в этой области могут быть нацелены на поиск закономерностей, связывающих необычные, экстремальные, явления, происходящие в гидросфере, с астрособытиями [Козырев, 1991].

Выражаем искреннюю благодарность А. В. Николаеву и Е. А. Рогожину за конструктивную критику, дискуссию и ценные замечания, которые привели к существенной корректировке текста статьи.

Научная публикация подготовлена в рамках Государственного задания ВлГУ № 16.1123.2017/ПЧ, а также при поддержке РФФИ (грант № 16-41-330032 р\_а).

### Литература

1. Вартанян Г. С., Башляков В. И., Волейшо В. О., Прупис В. Н. Гидродинамическая реакция водоносного горизонта на изменение напряженного состояния // Советская геология. – 1987. – № 7. – С. 54–58.

2. Варганиян Г. С. Гидродрогеодеформационные поля в исследовании механизмов геодинамики // Отечественная геология. – 1995. – № 4. – С. 29–37.
3. Вести.Ru: Из-за обмеления Лены в Иркутской области ввели режим ЧС. <http://www.vesti.ru/doc.html?id=1126919>.
4. Волейшо О. В. Микроуровнеметрия подземных вод // Разведка и охрана подземных вод. – 1984. – № 12. – С. 43–48.
5. Воробьев Ю. Л., Акимов В. А., Соколов Ю. И. Катастрофические наводнения начала XXI века: уроки и выводы. – М.: ООО «ДЭКС-ПРЕСС», 2003. – 352 с.
6. Гольдин С. В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. – 2002. – Т. 5. № 5. – С. 5–22.
7. Данилов-Данильян В. И., Гельфан А. Н. и др. Катастрофическое наводнение 2013 года в бассейне реки Амур: условия формирования, оценки повторяемости, результаты моделирования // Водные ресурсы. – 2014. – Т. 41. № 2. – С. 111–122.
8. Зверев В. П. Подземная гидросфера. Проблемы фундаментальной гидрогеологии. – М.: Научный мир, 2011. – 260 с.
9. Игумнов В. А., Степанян З. Г. Некоторые гидрогеохимические аспекты Спитакского землетрясения // Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле. – 1989. – XLII. № 3. – С. 24–34.
10. Кирюхин А. В. Кирюхин В. А., Манухин Ю. Ф. Гидрогеология вулканогенов. – СПб.: Наука, 2010. – 396 с.
11. Киссин И. Г. Флюиды в земной коре: Геофизические и тектонические аспекты. 2-е изд., испр. и доп. – М.: Наука, 2015. – 328 с.
12. Козырев Н. А. Избранные труды. Л.: Изд. ЛГУ, 1991. – С. 431.
13. Константинова Т. Г., Пинегина Т. К. Разжижение грунтов при сейсмических событиях в условиях Камчатки. <http://www.kscnet.ru/ivs/bibl/sotrudn/stpineg/7.pdf>.
14. Копылова Г. Н. Изменения уровня воды в скважинах под влиянием землетрясений // Вестник КРАУНЦ. Серия наук о Земле. – 2005. – № 5. – С. 113–126.
15. Копылова Г. Н. Сейсмичность как фактор формирования режима подземных вод // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. – 2006. – № 1. Вып. № 7. – С. 50–66.
16. Копылова Г. Н. О связи режима подземных вод с сейсмичностью и деформациями земной коры на стадиях подготовки сильных землетрясений // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 7. – С. 37–45.
17. Котляков В. М., Денисов Л. В., Долгов С. В. и др. Наводнение 6-7 июля 2012 года в городе Крымске // Изв. РАН, сер. Географическая. – 2012. – № 6. – С. 80–88.
18. Леонов М. Г. Тектоника консолидированной коры. – М.: Наука, 2008. – 457 с.
19. Лысенко М. П. Состав и физико-механические свойства грунтов. – М.: Недра, 1972. – 320 с.
20. Лямаев Б. Ф. Гидроструйные насосы и установки. – Л.: Машиностроение, 1988. – 256 с.
21. Николаев А. В. Сейсмические свойства грунтов/Акад. наук СССР. Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта. – М.: Наука, 1965. – 184 с.
22. Николаев А. В. Сейсмика неоднородных и мутных сред/АН СССР. Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта. – М.: Недра, 1973. – 174 с.
23. Николаев А. В., Алексеев А. С., Цибульчик Г. М., Троян В. Н., Рыжиков Г. А., Яновская Т. Б., Сурнев В. Б. Проблемы геотомографии: Государственная научно-техническая программа России «Глобальные изменения природной среды и клима-

та»: сборник научных трудов/Российская академия наук, Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Институт экспериментальной геофизики. – М.: Наука, 1997. – 335 с.

24. Осика Д.Г., Черкашин В.И. Энергетика и флюидодинамика сейсмичности. – М.: Наука, 2008. – 244 с.

25. Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология/Отв. редактор Е. В. Пиннекер. – Новосибирск: Наука, 1980. – 225 с.

26. Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах./Отв. редактор Е. В. Пиннекер. – Новосибирск: Наука, 1982. – 239 с.

27. Павленко О.В. Сейсмические волны в грунтовых слоях: нелинейное поведение грунта при сильных землетрясениях последних лет. – М.: Научный мир, 2009. – 260 с.

28. Подземные воды Мира: ресурсы, использование, прогнозы/Под ред. Зекцера И.С. – М.: Наука, 2007. – 438 с.

29. Рац М.В., Чернышов С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. – М.: Недра, 1970. – 164 с.

30. Росводресурсы: водохранилище смягчило удар стихии по Крымску. – Новости Событий. – Новости Mail.Ru. <http://news.mail.ru/inregions/south/23/incident/9576012>.

31. Скотт Э. Нелинейная наука. Рождение и развитие когерентных структур/Пер. с англ. И. А. Макарова под ред. проф. А. Л. Фрадкова. – Н: Физматлит, 2007. – 560 с.

32. Соколовский М. А., Веррон Ж. Динамика вихревых структур в стратифицированной вращающейся жидкости. – Иж: Ижевский институт компьютерных исследований, 2011. – 372 с.

33. Трифонова Т.А. Горное речное русло: энергетическая модель развития // Докл. РАН. – 1994. – Т. 337. №3. – С. 334-338.

34. Трифонова Т.А. Энергетическая модель развития горного русла // Геоморфология. – 1995. №4. – С. 13-22.

35. Трифонова Т.А. Речной водосборный бассейн как самоорганизующаяся природная геосистема // Изв. РАН, серия географическая. – 2008. – № 1. – С. 28-36.

36. Трифонова Т.А., Акимов В.А., Абрахин С.И., Аракелян С.М., Прокошев В.Г./Основы моделирования и прогнозирования чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера. Комплексный анализ развития фундаментальных природных процессов в земной коре с использованием современных математических методов и информационных технологий. – МЧС России. – М.: ФГБОУ ВНИИ ГОЧС (ФЦ), 2014. – 436 с.

37. Фисун Н.В., Ленченко Н.Н. Динамика подземных вод. Краткий курс лекций и лабораторный практикум. – М.: Научный мир, 2016, – 268 с.

38. Флюиды и геодинамика // Материалы Всероссийского симпозиума «Глубинные флюиды и геодинамика» (Москва, 19-21 ноября, 2003 г.) – М.: Наука, 2006. – 283 с.

39. Хуторской М.Д., Зволинский В.П., Рассказов А.А. Мониторинг и прогнозирование геофизических процессов и природных катастроф. – М.: Изд-во РУДН, 1999. – 222 с.

40. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. – Апатиты: КНЦРАН, 1993. – 145 с.

41. Bondevik S., Gjevik B., Sorensen M.B. Norwegian seiches from the giant

2011Tohoku earthquake // Geophysical Research Letters. V.40. №13. P. 3374-3378; Hydrologic Response in Well 27F2 SOW 019 to Worldwide Earthquakes: NEAR THE EAST COAST OF HONSHU, JAPAN, Mar 11, 2011, M9,0 earthquake. <http://va.water.usgs.gov/earthquakes/20110311a.html>.

42. International Seismological Centre. <http://www.isc.ac.uk>; GEOFON Program GFZ Potsdam: GEOFON Main page. <http://geofon.gfz-potsdam.de/>.

43. Jaeger H. M., Nagel S. R. La physique de l'état granulaire // Recherché. – 1992. – Vol. 23. – P. 1380-1387.

44. Jakob M., Hungr O. Debris-flow. Hazards and Related Phenomena. Springer, 2005, 745p.

45. Trifonova T.A., Arakelian M.M., Arakelian S.M., Trifonov D.V., Tulenev N.Y. Surface water, groundwater and unified 3D-crack network as a triple coupling dynamic system for a river watershed functioning – manifestation in catastrophic floods// European Geosciences Union General Assembly 2014. – Vienna, Austria. – 2014.

46. Virginia Groundwater Response to Guatemalan Earthquake. – 2012 – YouTube. <http://www.youtube.com/watch?v=wJ-JqXQ4EPw&feature=youtube>.

## **DYNAMICS OF GROUNDWATER BASIN FUNCTIONING – A POSSIBLE MANIFESTATION OF THE CATASTROPHIC FLOODS**

© 2017 V. N. Koneshov<sup>1</sup>, Sc. Doctor (Tech.), T. A. Trifonova<sup>2</sup>, Sc. Doctor (Biol.), D. V. Trifonov<sup>3</sup>, S. M. Arakelyan<sup>3</sup>, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof.

<sup>1</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Russia, 123995, Moscow, Bolshaya Gruzinskaya Str., 10-1;

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Russia, 119991, 1, Moscow, Leninskie Gory;

<sup>3</sup>Vladimir State University named after A. and N. Stoletovs, Russia, 600000, Vladimir, Gorky Str., 87, e-mail: arak@vlsu.ru

Possible influence of tectonic stresses on the occurrence of catastrophic floods by the mechanism of modification of the 3D-cracknet of the rock formations and the transit of the groundwater in this natural transport system in the conditions of functioning of the river catchment basin is discussed. Several floods (not freshets) took place in 2013-2014, which probably could be associated with corresponding seismic processes in the earth's crust, are considered. In the practical aspect proposed hypothesis can be useful during the preliminary definition of potentially dangerous areas for catastrophic water events taking into account the interference of the state of the underground hydrosphere and the tectonic structure of the rheological section of bowels of the earth on the concrete territories.

**Keywords:** river basin, groundwater, surface water, seismic processes, catastrophic floods.

УДК 551.435.627+551.24

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОПОЛЗНЕВЫЕ МАССИВЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

© 2017 Е. В. Кюль, к.г.н.

ФГБНУ «Федеральный научный центр «Кабардино-Балкарский научный центр Российской академии наук» Центр географических исследований, Россия, 360009, Кабардино-Балкарская Республика, г. Нальчик, ул. Туполева 33, e-mail: elenakyul@mail.ru

В статье приводятся результаты инвентаризации основных тектонических оползневых массивов Центрального Кавказа. Вначале на основе проведённого тектонического районирования выделяются основные тектонические структуры исследуемой территории. При этом в пределах данных структур приводятся данные по скорости современных тектонических движений и сейсмической активности. Площадная оценка оползневой деятельности по основным административным районам субъектов-республик, а также основным речным бассейнам, проводится с учётом результатов тектонического районирования. Дана подробная характеристика основных тектонических оползневых массивов. При этом выявлена их приуроченность к главным тектоническим структурам: выделены 3 зоны тектонических сейсмодислокаций, к которым приурочены наиболее крупные оползневые массивы исследуемой территории.

**Ключевые слова:** опасные природные процессы, оползневые массивы, эндогенные факторы, тектоника, сейсмичность, тектоническое районирование, народно-хозяйственные объекты, оползневая опасность

### Введение

Оползневые процессы широко распространены практически на территории всего северного склона Большого Кавказа. При этом Центральный Кавказ, в отличие от таких территорий с чрезвычайной степенью оползневой опасности, как, например, Дагестан, по последним исследованиям характеризуется опасной и весьма опасной степенью оползневой опасности [Бабурин и др., 2014]. По данным МГУ процент оползневых ситуаций от общего числа всех опасных природных процессов (ОПП) за последние годы на северном склоне Большого Кавказа в центральной его части (соответственно только в Кабардино-Балкарской Республике) минимален и составляет всего 2,7%. При этом данных на этот период по сходу оползней на территории Республики Северная Осетия-Алания нет.

При проведении же оценки подверженности территории Центрального Кавказа ОПП, в т.ч. оползням, установлено, что Центральный Кавказ в силу своих физико-географических особенностей практически на всей территории горной части (горизонталь 800 м) имеет очень сильную до чрезвычайно сильной (РСО-Алания) степень подверженности склоновым процессам (оползням, обвалам и осыпям). Здесь большую роль играют эндогенные факторы образования ОПП такие как геологическое строение региона, вулканизм, тектоника, сейсмичность [Кюль, 2004]. Поэтому на Центральном Кавказе, характеризующимся высокими тектонической и сейсмической активностью, достаточно широко распространены т.н. тектонические оползневые массивы (ОМ), сформированные в тектонических зонах. В этой



связи при анализе геологических условий важно учитывать структурно-тектоническое положение исследуемого региона.

Активизация ОПП, в т. ч. оползней, в последнее время также увеличивается за счёт освоения и развития горной части исследуемой территории. Поэтому *актуальность* данных исследований не вызывает сомнений и возрастает на сегодняшний момент времени, так как, к сожалению, инженерный мониторинг за крупными тектоническими ОМ с конца 90-х гг. прошлого столетия не проводится. Существовавшая когда-то здесь реперная сеть разрушена, периодически повторявшиеся ранее инструментальные наблюдения не ведутся. Это приводит к серьёзным последствиям вплоть до катастрофических (например, подвижки в 2000 году ОМ «Бузулган» привели к сходу катастрофического селя).

*Цели исследований:* провести инвентаризацию и детальные обследования основных тектонических ОМ, а также народно-хозяйственных объектов (НХО) в оползневых зонах.

*Объект исследований:* горная часть территории Центрального Кавказа.

*Предмет исследований:* состояние (на предмет подвижек) крупных тектонических ОМ. Основные НХО в оползневой зоне следующие: а) площадные (населённые пункты и рекреационные комплексы); б) линейные (автодороги с мостами, газопроводы, ЛЭП и др.).

### **Материалы и методы исследований**

Работа выполнена на основе данных: а) дешифрирования космоснимков различных лет залёта на исследуемую территорию; б) анализа специальных карт различного масштаба; в) полевых обследований (GPS-съёмки) за последние 5 лет. *Основной метод:* космокартографический. Работа выполнялась в рамках комплексных исследований подверженности геосистем Северного Кавказа опасным природным процессам, проводимых в Центре географических исследований КБНЦ РАН на основе развития и реализации геоинформационной методологии численной интегральной оценки степени природной опасности [Марченко и др., 2011; Марченко, Кюль, 2013], а также разрабатываемой автором методики оценки влияния ОПП на горные ландшафты [Кюль, Джаппуеву, 2011, 2013; Кюль, 2014а].

### **Постановка задачи**

На предварительном этапе на основе анализа специальной литературы, а также топографических карт различного масштаба и разновременных космоснимков, формируется Кадастр ОМ (в т. ч. тектонических) Центрального Кавказа для составления рабочей основы карты-схемы ОМ М1:500000. Для этого на исследуемой территории проводится районирование: районы оползнеобразования выделяются в пределах всего административного субъекта и его административных районов, а также основных речных бассейнов. На следующем полевом этапе определяется на местности состояние данных ОМ в ходе инвентаризации (вносятся уточнения и дополнения). На заключительном этапе проводится ранжирование оползней по степени опасности для разработки рекомендаций по её снижению до оптимального уровня.

*Теоретические вопросы.* Исследования проводятся, в основном, в горной части территории, где, в силу физико-географических особенностей и сконцентрированы основные тектонические оползни. Для определения границ районов оползнеобра-

Таблица 1.

**Градации высотного деления территории**

№ п/п	Высотное деление территории		Геоморфологические таксоны		
	высотные отметки, м	Морфографический тип рельефа	область	подпровинция	провин- ция
1	5000-3000. Более 5000	Высочайшие и высо- кие горы	высокогор- ная	среднегорно-высо- когорная (кристал- лическое ядро)	горная
2	3000-2000	Высокие и средневы- сокие горы			
3	2000-800	Средне- и низковвысот- ные горы	среднегорно- низкогорная	низкогорно-средне- горная (северный склон)	
4	Менее 1000. 800-500	Мелковвысотные горы и плоскогорья		предгорная	предгор- ная

Примечание: курсивом выделены градации, добавленные в 2014 году.

зования проводится деление территории по нескольким направлениям. В первую очередь, проводится *высотное деление территории*. Геолого-геоморфологическое районирование, которое выполнено автором для горной части территории КБР в последнее десятилетие при оценке последствий схода снежных лавин, проводилось по 4 градациям [Кюль, 2004]. Для детализации результатов предыдущего районирования [Кюль, 2014б], включая предгорную часть, введена такая градация, как мелковвысотные горы (уточнены границы горной и предгорной частей территории) (табл. 1).

Далее на исследуемой территории выделяются: 1) геоморфологические провинция (горизонталь 800 м) и 2 подпровинции (граница по горизонтали 2000 м); 2) главный речной бассейн и основные крупные речные бассейны разного порядка; 3) административные субъекты с основными административными районами. *Тектоническое районирование* проводится на основе анализа фондовых и картографических материалов [Мезенина и др., 1977; Разумов и др., 2000]. *Характеристика ОМ* даётся по следующим параметрам: 1) привязка к речному бассейну (борт реки); 2) номер по Атласу... [Разумов и др., 2000]; 3) наличие современных подвижек; 4) тип оползня; 5) причина активизации; 6) НХО в оползневой зоне.

При типизации используются следующие классификации ОМ [Ломтадзе, 1977]:

1. По размеру: малые (менее 10 м<sup>3</sup>), небольшие (от 10 до 200 м<sup>3</sup>), средние (от 200 до 1000 м<sup>3</sup>), большие (от 1000 до 100-200 тыс. м<sup>3</sup>), грандиозные (более 200 тыс. м<sup>3</sup>).
2. По направлению движения: прогрессивный, регрессивный.
3. По генезису: дополнительно к выделенным тектоническим оползням рассматривается антропогенная составляющая: природно-антропогенные и антропогенные ОМ с указанием причин активизации (просадки, подрезка склона и т. д.).
4. По типу движения: скольжения, течения, смешанные.
5. По структуре: асеквентный, консеквентный, инсеквентный.
6. По динамике движения: активный, временно стабилизовавшийся, стабилизовавшийся, полностью стабилизовавшийся, древний.

7. По глубине расположения поверхности движения: поверхностные или срывы (менее 1 м), мелкие (менее 5 м), глубокие (менее 20 м), очень глубокие (более 20 м).

Данные по оползням сводятся в таблицы, на основе которых разрабатываются База данных, Кадастр... и комплект специальных карт.

## Результаты исследований

Оползневая деятельность оценивается в пределах выделенных таксонов. В *геоморфологическом отношении* это следующие таксоны: горная часть исследуемой территории – т. н. *геоморфологическая провинция* – включает в себя сложно построенную морфоструктуру I порядка, орогенную морфоструктуру Большого Кавказа, развившуюся на месте альпийской геосинклинали [Кюль, 2004]. В нее входят две *геоморфологические подпровинции*: 1) *высокогорная*, представленная осевым кристаллическим ядром Большого Кавказа, и выраженная орографически высокогорными (Главным и Боковым, в пределах КБР дополнительно Передовым) хребтами; 2) *среднегорно-низкогорная* (северный склон Большого Кавказа), представленная псевдокуэстовыми гравитационными сооружениями (Скалистый, Пастбищный и Лесистый хребты, в пределах КБР дополнительно Джинальский хребет). Граница провинции совпадает с границей северного склона Лесистого хребта (горизонталь 800 м). Хребты разделены между собой депрессиями. Наиболее чётко в рельефе выражена Северо-Юрская депрессия, расположенная между Боковым в КБР – Передовым на СЗ республики) и Скалистым хребтами. В *гидрографическом отношении* исследуемая территория относится к главному речному бассейну I порядка – бассейну р. Терек. При этом на территории КБР выделяется 5 основных речных бассейнов: 3 бассейна 2-го порядка – бассейн р. Малка, Лескен и Урух (левые притоки р. Терек); 2 бассейна 3-го порядка – бассейн р. Баксан (правый приток р. Малка) и Хазнидон (левый приток р. Урух); 2 бассейна 4-го порядка – бассейны рр. Чегем и Черек (правые притоки р. Баксан). На территории РСО-Алания соответственно выделяются: 4 бассейна 2-го порядка, рр. Урух, Урсдон, Ардон (левые притоки р. Терек) и Камбилеевка (правый приток р. Терек); 3 бассейна 3-го порядка, рр. Дур-Дур (левый приток р. Урсдон), Фиэгдон и Геналдон (правые притоки р. Ардон). В *социально-экономическом отношении* на исследуемой территории КБР выделено 7 (рассматривается часть территории, всего районов 12), а на территории РСО – Алании 9 административных районов.

**Тектоническое районирование территории.** На территории Центрального Кавказа на основе анализа картографического материала и специальной литературы [Кюль и др., 1994; Чулков и др., 1993] можно выделить следующие тектонические структуры (по вертикали с ЮЗ на СВ). В основу районирования положена схема Хаина В. Е. [Мезенина и др., 1977]. Здесь можно выделить 3 тектонические области: мегаантиклинорий Большого Кавказа, Краевая подвижная зона Предкавказской плиты и Крайняя южная часть Предкавказской (Скифской) эпигерцинской плиты. *Мегаантиклинорий Большого Кавказа.* Делится на зону Главного Кавказского хребта (с подобластью Бокового хребта) и структуру Восточного Кавказа. Первая зона протягивается в ЮВ направлении от западной границы Карачаево-Черкесской Республики (КЧР) до р. Терек. Это сложно построенный альпийский горст-антиклинорий, расположенный в осевой части мегаантиклинория Большого Кавказа. Он разбит на ряд кулисообразно расположенных блоков, отделяющимися друг от друга депрессиями (на Центральном Кавказе представлен Балкаро-Дигорским и Адайхохским блоками, разделёнными Штулинской депрессией). Вторая зона отделяется от первой Владикавказским меридиональным разломом и расположена юго-восточнее р. Терек (правобережная часть) на границе с Чеченской Республикой и представлена (с ЮЗ на СВ) горст-антиклинорием подзоной Бокового хребта, Авгалинской складчатой ступенью и Известняковой зоной Восточного Кавказа.

*Краевая подвижная зона Предкавказской плиты.* Сюда входят Северо-Кавказский краевой массив (краевая часть Скифской плиты) и Терско-Каспийский передовой прогиб. При этом на территории КБР *Северо-Кавказский краевой массив* подразделяется на 4 зоны: Передовой хребет и Бечасынскую зону, образующие структуры фундамента, а также Лабино-Малкинскую зону и Северо-Кавказскую моноклинали, образующие структуры осадочного чехла. Передовой хребет протягивается в общекавказском направлении от западной границы КЧР до р. Баксан на востоке параллельно зоне Главного хребта. Южная граница краевого массива (в т. ч. Передового хребта), отделяющего Скифскую плиту от альпийской геосинклинали проходит по глубинным разломам, входящим в систему Пшекиш-Тырныузской шовной зоны. На востоке в бассейне р. Баксан (г. Тырныуз) это горст шириной 2 км. Восточная граница массива представлена системой разломов меридионального и западного простирания (Лысогорский и Нальчикский разломы). Что касается Северо-Кавказской моноклинали то её С и СВ границы совпадают с границей Северо-Кавказского краевого массива. Восточная же граница проходит на территории РСО-Алании по Садонскому разлому (между рр. Урух и Ардон), к востоку от которого находится сложно построенная Северо-Осетинская моноклинали, которая может являться западным продолжением Известняковой зоны Восточного Кавказа. *Терско-Каспийский передовой прогиб*, являясь южным продолжением Терско-Кумской впадины, с ЮЗ ограничен Нальчикским разломом. На территории КБР он представлен Кабардинской впадиной и на ЮВ Терской и Сунженской антиклинальными зонами. На территории РСО-Алании на левобережной части р. Терек данный массив представлен Осетинской впадиной, на правобережной продолжением Терской и Сунженской антиклинальными зонами и появляющейся на границе с Чеченской Республикой разделяющей их Алханчуртской депрессией.

*Современные тектонические движения и сейсмичность территории.* Центральный Кавказ как и весь Большой Кавказ в настоящее время испытывает интенсивное поднятие. Причём скорость современных поднятий варьирует от 1,5-2 до 3-4 мм в год (максимальны в осевой зоне). Интенсивно восходящие движения в высокогорье сопровождаются тектоническими нарушениями с разрывами и дифференцированными подвижками по древним разломам. В Предкавказье же на фоне современного погружения (2-4 мм в год) продолжается унаследованное развитие локальных тектонических структур. При этом современные тектонические движения сопровождаются сейсмическими явлениями. На фоне повсеместной сейсмической активности (до 5-6 баллов) наблюдаются сравнительно узкие продольные зоны сейсмической активности вдоль границ мегаантиклинория Большого Кавказа и Терско-Сунженской антиклинальной зоны. Кроме того наблюдаются поперечные зоны сейсмической активности, приуроченные к границам поперечных поднятий (например, Эльбруско-Ставропольскому), представленных глубинными долгоживущими разломами, по которым происходят дифференцированные движения и в настоящее время. При этом наибольшая сейсмическая активность характерна для зон, где наблюдается пересечение глубинных разломов разного простирания и разной глубины заложения (например, Приказбекский сейсмический район).

*Оползневая деятельность.* На основе анализа данных Атласа... [Разумов и др., 2000] и специальной литературы [Томаев, Хацаева, 2010; Хацаева, Томаев, 2015; Кумыков, Кюль, 1993; Кюль и др., 2014] по оползневой деятельности сделана *площадная оценка распространения ОМ*, в т. ч. тектонических по территории Центрального Кавказа на уровне административных районов (в пределах республик)



(табл. 2). По результатам оценки было выявлено, что в КБР всего выделено 162 ОМ, из них 49 тектонических (на 31 ОМ наблюдаются современные подвижки). При этом из 49 ОМ 20 находятся в зоне расположения НХО. Причём больше всего ОМ находится в Эльбрусском, включая г. Тырнауз (всего 76, из них 22 тектонические) и Чегемском (всего 54, из них 2 тектонические) административных районах. Согласно тектоническому районированию приурочены они, в основном, к Пшекиш-Тырнаузской шовной зоне. Что касается территории РСО-Алании, то наибольшее развитие оползневые процессы получили в Ирафском (52) и Алагирском (229) районах. Причём именно в последнем (это бассейн р. Ардон) сосредоточены наиболее крупные тектонические ОМ Осетии (18). Рассмотрим подробно основные тектонические ОМ Центрального Кавказа (в пределах республик по административным районам и основным речным бассейнам).

**Площадная оценка оползневой деятельности по административным районам республик.** В таблицах 3-4 приведены данные по распределению тектонических ОМ по основным речным бассейнам республик (данные Атласа... дополнены данными дешифрирования космоснимков и полевого мониторинга). Всего на Центральном Кавказе выявлено около 469 оползневых массивов, из них на территории РСО-Алании – 335 (более 70%). На настоящий момент в результате инвентаризации выявлено около 70 тектонических ОМ.

**Территория КБР.** 49 тектонических оползневых массивов находится на территории КБР (более 80% от общего количества).

Значительная часть из них расположена в Эльбрусском районе и административном округе г. Тырнауза (среднегорно-низкогорная часть территории); приурочены ОМ к т.н. Пшекиш-Тырнаузской шовной зоне, выраженной в рельефе Передовым хребтом (табл. 3), характеризующейся высокими тектонической и сейсмической активностью. Это природно-антропогенные грандиозные (более 200 тыс. м<sup>3</sup>) ОМ с №№ 2-15, 2-17 [Кумыков, Кюль, 1993], расположенные на левом борту р. Баксан, приуроченные к Северному разлому. Их значительная активизация связана в последнее время в т.ч. с интенсивными просадочными процессами, наблюдающимися на месте расположения подземных выработок рудника «Молибден» (основной объект Тырнаузского вольфрамо-молибденового комбината). Несколько тектонических ОМ (№№ 2-31, 2-33, 2-34) расположены в бассейнах рр. Герхожансу и Мыстылколсу, правых притоков р. Баксан и приурочены они к Центральному разлому. Все они являются источниками подпитки селей. Так в результате тектонических подвижек на оползне «Бузулан» в 2000 г. сошёл катастрофический сель, который перекрыл р. Баксан и привёл к подтоплению значительной части территории г. Тырнауза, а также гибели людей.

Ряд ОМ расположен в Чегемском (3) и Черекском (25) районах (см. табл. 2). ОМ в бассейнах рр. Чегем (№№ 3-22, 3-24) и Черек Хуламский (№№ 4-12, 4-18) приурочены к границе между зоной Главного Кавказского хребта и Северо-Кавказской моноклиналию (см. табл. 3). Часть из них также является источниками подпитки селей. Под угрозой здесь находятся сс. Булунгу и Безенги. Наибольшее количество очень крупных ОМ находится в бассейне р. Черек Балкарский и приурочены они к Задалеск – Верхне-Балкарской тектонической зоне, Скалистый хребет (бассейны рр. Чайнашки, Курноятсу, Хашхасу). Все они являются источниками подпитки селей и угрожают с. Верхняя Балкария и автодороге Нальчик – Верхняя Балкария с газопроводом.



Таблица 2.

## Тектонические оползни Центрального Кавказа

№	Оползневые массивы		Количество ОМ				НХО в зоне действия оползней
	привязка	номер по Атласу... [Разумов и др., 2000]	всего	из них тектонические			
				количество	с современными подвижками	в зоне НХО	
1	Кабардино-Балкарская Республика:						
	Зольский район	1-01-1-03	3	–	–	–	
	Баксанский район	2-01-2-02	2	–	–	–	
	Эльбрусский район:	2-01-2-47	45	13	5	4	Г. Тырнауз и объекты ТВМК, а/д Тырнауз – Минводы
	в т. ч. г. Тырнауз с окрестностями	2-04-2-17, 2-29-2-45	31	9	4	4	
	Чегемский район	3-01-3-54	54	3?	2?	2	Сс. Лечинкай, Эльтубю, Булунгу а/д и газопровод
	Черекский район	4-01-4-36	36	25	17	6	Сс. Герпегеж, Кашхатау В. Балкария, Безенги, а/д к с. Безенги
	в т. ч. г. Нальчик с окрестностями	–	–	–	–	–	
	<b>Итого:</b>		<b>162</b>	<b>49</b>	<b>31</b>	<b>20</b>	14 площадных НХО: 8 н/п, ТВМК (6) 3 линейных НХО: а/д Чегем – Булунгу, Аушигер – Безенги: газопровод
2	Республика Северная Осетия-Алания:						
	Моздокский район	–	16	?	–		
	Кировский район	–	2	?	–		
	Правобережный район	–	3	?	–		
	Ирафский район	–	52	1	1	1	А/д
	Дигорский район	–	15	1	1	1	То же
	Ардонский район	–	0	–	–		
	Алагирский район	–	229	16?	16	16?	А/д, п. Садон, сс. Унал, Холст, Зинцар, Н. Зарамаг, Кадат, Урикау, Сагат, Даллагкау, Н. Зарамагская ГЭС?, р/к «Цей»
	Пригородный район	–	26	?	–	–	
	Г. Владикавказ с окрестностями	–	12	?	–	–	
	<b>Итого:</b>		<b>335</b>	<b>18?</b>	<b>18?</b>	<b>18?</b>	11 площадных НХО: 9 н/п и 1 ГЭС, 3 линейных НХО: а/д, в т. ч. Транскам
	<b>Всего на Центральном Кавказе:</b>		<b>469</b>	<b>67</b>	<b>49</b>	<b>38</b>	

Примечания: ОМ – оползневые массы; ? – данные нуждаются в уточнении. а/д – автодорога; н/п – населённые пункты; г.п. – горные породы; р/к – рекреационный комплекс.

Таблица 3.  
Тектонические оползневые массивы (по основным речным бассейнам) в зоне НХО с современными подвижками

№	Тектонические ОМ		Номер ОМ по Атласу [Разумов и др., 2000]	НХО	Типы ОМ					по динамике движения и генезису
	№	привязка			по размеру	по направлению движения	по типу движения	по структуре	по глубине захвата г.п.	
	Р. Баксан (от с. Заюково до истоков):									
1-3	Л.б. р. Баксан, выше устья р. Камыксу	*2-15-2-17	г. Тырнауз	грандиозный 3 – большой	регрессивный	скольжения	инсек-вентный	1 – глубокий 2-3 – мелкие	активный (проседание, подрезка склона). ПШ-ТШЗ. Северный разлом	
2	П.б. р. Герхожансу, п.п. р. Баксан, «Бузулган»	**2-31	то же	грандиозный	то же	то же	консек-вентный	очень глубокий	то же (подмыв рекой, родники по разлому) ПШ-ТШЗ. Центральный разлом	
5	П.б. р. Кюгенбалсу, п.п. р. Герхожансу	**2-33	то же	то же	то же	то же	то же	то же	то же, ПШ-ТШЗ.	
6	Л.б. р. Мыстылкол, п.п. р. Баксан	**2-34	а/д	то же	то же	то же	то же	то же	то же, ПШ-ТШЗ.	
3	Р. Чегем от с. Лечинкай:									
3б	П.б. р. Гара-Ау-зусу, п.п. р. Чегем	3-22	а/д к т/б Чегем	грандиозный	прогрессивный	то же	то же	мелкий	активный	
3	П.б. р. Булунгусу, п.п. р. Чегем	**3-24	а/д	то же	то же	то же	то же	глубокий	активный	
4	Р. Черек, правый приток р. Баксан:									
1	Л.б. р. Черек	*4-05	а/д	грандиозный	регрессивный	то же	консек-вентный	то же	активный (подрезка склона, опора ЛЭП)	

4а	2	Л.б. р. Ч. Хулаамский, л.п. р. Черек	4-12	то же, с. Безенги	то же	прогрессивный	то же	то же	глубокий	активный
	3	П.б. р. Кишлыксу, п.п. р. Ч. Хулаамский	**4-18	то же	то же	регрессивный	то же	то же	то же	активный (подмыв рекой)
4б	4-9	Р. Чайнашки, л.п. р. Ч. Балкарский, п.п. р.	**4-23 **4-24-4-27	С.В. Балкария	то же	1 – регрессивный	1 – сдвига (обвал); 2-5 – сдвига	то же	1, 2, 5 – глубокий; 3, 4 – мелкий	активный (подмыв рекой)
	10-11	Р. Курноятсу, п.п. р. Ч. Балкарский	**4-29-4-30	то же, а/д	то же	то же	сдвига	то же	глубокий	то же (увлажнение, родники по разломам)
	12	Р. Хашхасу, п.п. р. Ч. Балкарский	**4-31	а/д	то же	то же?	скольжение, с.п. – течения	то же	очень глубокий	то же
	13	Р. Ч. Балкарский, п.б.	4-34	то же	то же	то же	сдвига, с.п. – течения		глубокий	Активный (подмыв рекой)

Примечания: ОМ – оползневые массивы; ПШ-ПШЗ – Пшекиш-Гырныауская шовная зона; с.п. – современные подвижки; п.б. – правый борг; л.б. – левый борг; п.п. – правый приток; л.п. – левый приток; п.и. – правый исток; л.и. – левый исток; а/д – автодорога; г.п. – горные породы; ? – уточнение данных; \* – пригодно-антропогенный; \*\* – подпитка селей.

Таблица 4.

## Оползневые массивы РСО-Алании (по основным речным бассейнам)

№	Оползневой массив		НХО	Междуречье рр. Урух и Ардон:					Типы ОМ		
	№	привязка		по размеру	по направлению движения	по типу движения	по структуре	по глубине захвата г.п.	по динамике движения и генезису		
1	1	Мацутинский ОМ, п.б. р. Урух	а/д?	грандиозный	прогрессивный	скольжения	консеквентный	очень глубокий	активный, Задалеск-Верхне-Балкарская зона Скалистый хребет		
	2	Урсдонский ОМ, п.б. р. Урсдон	?	то же	то же	то же	то же	глубокий	то же (родники по линии разлома)		
	Р. Ардон:										
2	1	Зинцарский I, л.б. р. Ардон напротив с. Зинцар	с. Зинцар	большой?	то же	то же	то же	очень глубокий	активный, Садоно-Унальская зона (антиклиналь)		
	2	Зинцарский II, п.б. р. Ардон над с. Зинцар	то же	грандиозный	то же	то же	то же	глубокий	то же		
	3	Луарский ОМ, п.б. р. Ардон 1,5 км на 3 от с. Унал	с. Унал	то же	то же	то же	то же	очень глубокий	то же		
	4	Холстский ОМ	с. Холст	грандиозный?	то же	то же	то же	очень глубокий	активный, СЗ разломы, опеляющие Садоно-Унальский сброс		
	5	*Бизский ОМ, л.б.	а/д	?	регрессивный	то же	то же	глубокий?	Активный (подрезка а/д)		
	6	**Нижне-Зарамагский ОМ, п.б.	с. Н. Зарамаг, а/д	то же	то же	то же	то же	то же	?		

	ОМ «Калм», л.б. р Ардон (1 км ниже слияния р.р. Нардон, Мамихдон, Адайкомдон и Цмиакомдон	то же	грандиозный	то же	то же	то же	то же	то же	активный, Нарская зона, Айдаком-Казбекский разлом (родники по линии разлома)
7									
8	ОМ «Мсита», п.б. р. Ардон	то же	то же	то же	то же	то же	то же	то же	то же
9	Адайкомский ОМ, к С от устья р. Адайком, п.и. л.б. р. Ардон	ГЭС?	?	прогрессивный	то же	то же	то же	то же	то же
Р. Ардон (бассейн р. Цейдон, левого притока):									
2а	Верхне-Цейский ОМ	а/д по Цей-скому ущелью	грандиозный?	то же	то же	то же	то же	то же	Цейский хребет, южный склон
	Б. Хукалинский ОМ								
	Средне-Цейский ОМ								
	*Нижне-Цейский ОМ								4-активный (подмыв рекой)
Р. Ардон (бассейн р. Фиагдон, правого притока):									
2б	Кадагский ОМ, л.б.	с.с.Кадаг и Урикау	грандиозный?	регрессивный	то же	то же	то же	то же	активный (подмыв рекой)
Р. Ардон (бассейн р. Мамихдон-Мамисондон?):									
2в	**Сатагский ОМ, п.б.	с. Сатаг, ГЭС?	то же	то же	то же	то же	то же	то же	активный (родники и м.и. по линии разлома), Тибский взброс
	Даллагауский ОМ, п.б.	с. Даллагау	то же	прогрессивный	скольжения?	консеквентный	то же	то же	активный, Нарская зона, Нарский северный разлом

Примечания: ОМ – оползневые массивы; с.п. – современные подвижки; п.б. – правый борг; л.б. – левый борг; л.п. – левый приток; п.п. – правый исток; л.и. – левый исток; а/д – автодорога; г.л. – горные породы; м.и. – минеральные источники; ? – уточнение данных; \* – природно-антропогенный; \*\* – подпитка селей



**Территория РСО-Алании.** [Томаев, Хацаева, 2010; Хацаева, Томаев, 2015]. На территории РСО-Алании выделены только наиболее крупные оползневые массивы (18), в т. ч. угрожающие значимым НХО. Здесь можно выделить несколько районов оползнеобразования. Первый находится в Ирафском и Дигорском районах (междуречье рр. Урух и Урсдон): здесь 2 грандиозных ОМ (Мацутинский и Урсдонский) приурочены к Задалеск – Верхне-Балкарской тектонической зоне. Этот район, расположенный на сочленении южного склона Скалистого хребта и Северо-Юрской депрессии, является продолжением района, расположенного на территории КБР (с. Верхняя Балкария). Более всего подвержен оползневой деятельности Алагирский район (из 229-16 основных тектонических ОМ). Причём ОМ приурочены к нескольким тектоническим зонам. 5 ОМ, в т. ч. очень крупные (Зинцарский I и II, Луарский) приурочены к Садоно-Унальской тектонической зоне антиклинали (среднее течение р. Ардон). В геоморфологическом отношении они также находятся на сочленении южного склона Скалистого хребта и Северо-Юрской депрессии. Под угрозой находятся сс. Зинцар, Унал и Холст. Сюда же относится и крупный Кадатский ОМ (бассейн р. Фиагдон, правого притока р. Ардон), угрожающий сс. Кадат и Урикау. Целая серия ОМ находится на южном склоне Цейского хребта в бассейне р. Цейдон, левого притока р. Ардон. ОМ большие, активные за счёт подрезки дорогой и подмыва рекой. Под угрозой находится автодорога к рекреационному комплексу «Цей». Южнее находится т. н. Нарская тектоническая зона (верхнее течение р. Ардон). В геоморфологическом отношении она расположена между Главным Кавказским и Боковым хребтами. К Айдаком-Казбекскому разлому приурочены 4 крупных ОМ: Айдакомский, Нижне-Зарамагский, Калм и Мсита. Под угрозой находится с. Нижний Зарамаг, а также комплекс строящихся Зарамагских ГЭС. В бассейне р. Мамихдон, истока р. Ардон расположены 2 крупных ОМ: Сататский, приуроченный к Тибскому взбросу, и Даллагкауский (2), приуроченный к Северному Нарскому разлому. Под угрозой находятся сс. Сатат и Даллагкау.

### Выводы

В результате проведённых исследований было установлено, что на Центральном Кавказе широко развиты т. н. тектонические оползневые массивы, приуроченные к тектоническим нарушениям. **Пространственные закономерности** в распространении ОМ следующие: исходя из тектонического районирования территории, можно выделить несколько крупных линейных систем разрывных нарушений сейсмогенного характера, т. н. сейсмодислокаций (с ЮЗ на СВ). В высокогорной части исследуемой территории расположена южная, наиболее крупная и протяжённая зона, выявленная на территории РСО-Алании в бассейне реки Ардон и ее притоках. Это т. н. *Нарская зона*. Она представлена серией крупных линейных нарушений, которые хорошо выражены особенно на водоразделах между долинами Мамихдон и Зругдон у горы Техта, в междуречье Льядона и Заккадона и по правобережью последней в ее среднем течении в виде полосы, шириной 0,7-1,5 км. Линейные нарушения здесь совпадают с зонами крупных тектонических нарушений – Тибским, Северным и Южным Нарскими разломами. В статье дана подробная характеристика 6 крупных тектонических оползневых массивов, приуроченных к Нарской зоне и находящихся в геоморфологическом отношении между Главным Кавказским и Боковым хребтами. Западнее можно выделить *систему глубоких разломов* субширотного направления, вдоль которых, например, на территории КБР заложены

тектонические депрессии типа узких грабенов (Штулу-Харезская, Штулинская) разделяющие Главный Кавказский и Боковой хребты. Для оценки оползневой деятельности, в частности выделения тектонических ОМ здесь необходимо провести дополнительные исследования. Сюда же можно отнести на западе *Цейскую зону*, заложенную по Цейскому оперяющему разлому (южный склон Цейского хребта, отрога Бокового хребта), где расположены 4 крупных ОМ.

На границе высокогорной и среднегорной частей (2000 м) расположена т.н. *Пшекиш-Тырныаузская шовная зона*, которая на востоке тектонически выклинивается на правом борту р. Баксан и Даут с крупным Северным разломом. Здесь приведена характеристика 6 крупных ОМ, приуроченных к данной зоне и находящихся в геоморфологическом отношении на сочленении Передового хребта и Северо-Юрской депрессии. Следующая крупная зона – *Задалеск – Верхне-Балкарская* – расположена на сочленении Северо-Юрской депрессии и Скалистого хребта. Здесь дана характеристика 10 ОМ в бассейне р. Черек Балкарский и 2 ОМ в междуречье рр. Урух и Урусдон. На территории РСО-Алании к данной системе можно отнести *Садано-Унальскую зону*. Здесь дислокации протягиваются преимущественно в виде единичных нарушений, редко серии параллельных, от 1 до 2-3 км длиной, вытянутых в широтном, иногда северо-восточном и северо-западном направлениях. К Садано-Унальской зоне приурочены 5 крупных ОМ, в т.ч. Луарский, а также Зинцарский I и Зинцарский II). Сюда же можно отнести на востоке в бассейне р. Кутардон *Бадскую зону*, заложенную по одноименному разрыву.

Можно сделать *основной вывод*, что в результате выделены три основных крупных линейных системы разрывных нарушений сейсмогенного характера – районы образования крупных тектонических оползневых массивов:

1. Высокогорная главная (Штулу-Харезская, Штулинская, Нарская, Цейская). Расположена между Главным и Боковым хребтами.
2. Пшекиш-Тырныаузская шовная зона. Выражена в рельефе Передовым хребтом.
3. Среднегорная (Задалеск – Верхне-Балкарская, Садано-Унальская, Бадская). Расположена на сочленении Северо-Юрской депрессии и Скалистого хребта.

При этом анализ изученности исследуемой территории на предмет оползневой деятельности выявил ряд нерешённых задач. В первую очередь необходимо провести полевые обследования основных оползневых массивов, т.н. инвентаризацию и паспортизацию, на основе которой нужно создать единую Базу данных и Кадастр оползневой опасности Центрального Кавказа. На территории КБР уже предпринимались такие попытки: в частности, автор принимал участие в создании Атласа природных опасностей Кабардино-Балкарской Республики [Разумов и др., 2000], куда входит и созданная им карта оползней. В отношении ОПП и, в частности, оползней территория КБР изучена лучше, чем территория РСО-Алании. В отношении же структурно-тектонического строения территории (тектоническая и сейсмическая активность) наблюдается прямо противоположная тенденция. Недостаточно изучена и роль экологической составляющей в активизации оползневых процессов.

*Как итог* проведённое районирование позволяет на основе полученных данных по т.н. тектоническим оползневым массивам составить детальную карту-схему районов оползнеобразования Центрального Кавказа и провести ранжирование оползневых массивов по классу опасности на основе анализа структурно-тектонического строения исследуемой территории. Из оползневых массивов различно-

го ранга с учётом класса опасности необходимо сформировать мониторинговую оползневую сеть и разработать для каждого оползневого массива рекомендации по ведению наблюдений и при необходимости инженерно-технические мероприятия по стабилизации оползней.

### Литература

1. Бабурин В. Л., Данилина А. В., Гаврилова С. А., Грязнова В. В., Шныпарков А. Л. Оползневой риск на Северном Кавказе // В сборнике: Снежные лавины, сели и оценка риска. Вып. 3. – М.: Изд-во «Перо», 2014. – С. 41-49.
2. Кумыков Х. К., Кюль Е. В. Исследование оползневой обстановки левого борта долины р. Баксан в районе города Тырнауза. Отчёт о НИР №93.12 от 18.10.1993 (Государственный комитет по чрезвычайным ситуациям Кабардино-Балкарской Республики).
3. Кюль Е. В. Геоэкологические последствия схода снежных лавин на территории Кабардино-Балкарской Республики // Диссертация на соискание учёной степени канд. геогр. наук/Ростовский госуниверситет. – Ростов-на-Дону. – 2004.
4. Кюль Е. В. Оценка изменения ландшафтов лавинной деятельностью (по ландшафтным признакам частоты схода лавин)/Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. – 2014а. – №3 (59). – С. 53-59.
5. Кюль Е. В. О детализации геолого-геоморфологического районирования опасных природных процессов (на примере территории Кабардино-Балкарской Республики)/Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. – 2014б. – №5 (61). – С. 56-61.
6. Кюль Е. В., Джаппуев Д. Р. Оценка влияния селевой деятельности на ландшафты горных территорий // В сб.: Северный Кавказ в системе стратегического развития России. Материалы Всероссийской научно-практической конференции. – Нальчик. – 2011. – С. 408-411.
7. Кюль Е. В., Джаппуев Д. Р. Ландшафтная оценка селеопасности территории/Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. – 2013. – №4 (54). – С. 87-92.
8. Кюль Е. В., Марченко П. Е., Джаппуев Д. Р. Анализ подверженности природно-техногенных горных геосистем опасным экзогенным процессам (на примере Кабардино-Балкарской Республики). Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. – 2014. – №3 (59). – С. 46-52.
9. Кюль Е. В., Стрешнева Н. П., Янин А. Э. и др. Составление комплекта карт инженерной защиты территории КБР от экзогенных геологических процессов. Отчёт о НИР №9314 от 05.01.1994 (Комитет по ГО и ЧС КБР).
10. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. – Л.: Недра, 1977. – 474 с.
11. Марченко П. Е., Кюль Е. В., Анисимов Д. А. Разработка информационно-моделирующих комплексов исследования подверженности геосистем опасным природно-техногенным процессам. Отчёт о НИР №01201173789 от 01.01.2011 (Российская Академия Наук).
12. Марченко П. Е., Кюль Е. В. Особенности геолого-геоморфологического строения геосистем Северного Кавказа и пространственное распределение экзогенных геологических процессов // В сборнике: Устойчивое развитие: концепции, модели. Материалы Международного симпозиума, посвящённого 20-летию создания ФГБУ

науки. – 2013. – С. 162-166.

13. Мезенина Т. Н., Стрешнева Н. П. и др. Отчёт по инженерно-геологическому обследованию территории Карачаево-Черкесской Республики, Кабардино-Балкарской Республики, Республики Северная Осетия и Чечено-Ингушской Республики. 1975-1976 гг. Фонды КБГРЭ. – Нальчик. – 1977. – 241 с.

14. Разумов В. В., Перекрест В. В., Кюль Е. В., Стрешнева Н. П. и др. Атлас природных опасностей и стихийных бедствий Кабардино-Балкарской республики. – С.-Пб.: Гидрометеоиздат, 2000. – 66 с.

15. Томаев В. А., Хацаева Ф. М. Развитие оползней в зонах палеосейсмодислокаций горных территорий РСО-Алания // Казанская наука. – 2010. – №9. – С. 1016-1019.

16. Хацаева Ф. М., Томаев В. А. Оползневая опасность бассейнов горных рек Республики Северная Осетия-Алания // Современные проблемы науки и образования. – 2015. – №1-1. – С. 1821.

17. Чулков К. И., Мезенина Т. Н., Сейнова И. Б. Пояснительная записка к комплекту карт распространения экзогенных процессов на территории Кабардино-Балкарской Республики М 1:200000. Отчёт о НИР №9314 от 01.10.1993 (Комитет по ГО и ЧС КБР). 97 с.

## TECTONIC LANDSLIDE ARRAYSTHE CENTRAL CAUCASUS

© 2017 E. V. Kyul, Sc. Cand. (Geogr.)

Federal state budgetary scientific institution Kabardino-Balkarian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences Center of Geographic Researches, Russia, 360002, Kabardino-Balkarian Republic, Nalchik, Tupolev str., 33, e-mail: elenakyul@mail.ru

The article presents the results of the inventory of major tectonic landslide slopes of the Central Caucasus. First, based on the tectonic zoning and highlights the main tectonic structures of the study area. Within these structures provides data on the speed of modern tectonic movements and seismic activity. Areal assessment of landslide activities on the main administrative districts of the constituent entities-republics, as well as the main river basin is carried out based on the results of tectonic zoning. Detailed characteristics of major tectonic landslide slopes. At the same time revealed their location to the main tectonic structures: there are 3 zones of tectonic seismic dislocation which dedicated the largest landslide arrays of the study area.

**Keywords:** hazardous natural processes, landslide arrays, endogenous factors, tectonics, seismicity, tectonic zoning, national economic projects, landslide hazard.

УДК 550.343.3

## ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ТЕХНОГЕННОГО ОПОЛЗНЯ

© 2017 С. Ю. Малышков, В. Ф. Гордеев, к.т.н., В. И. Поливач

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук, Россия, 634055, г. Томск, пр. Академический, 10/3, e-mail: msergey@imces.ru

Приведены результаты оценки динамического изменения состояния техногенного оползня методом регистрации естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) в условиях горно-складчатых областей с активной геодинамикой Северо-Кавказского региона. Даны рекомендации по настройке регистраторов ЕИЭМПЗ, выделению пространственных аномалий и их интерпретации с целью оценки напряженно-деформированного состояния горных пород.

**Ключевые слова:** ЕИЭМПЗ, вариации геофизических полей, оползень.

Впервые применение методов регистрации естественного импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) при решении задач инженерной геологии и, в частности, оценки оползневых процессов было предложено в 1983 году [Мастов и др., 1983]. Но до недавнего времени эти методы мало использовались из-за большого числа помеховых импульсов в структуре ЕИЭМПЗ. Импульсы электромагнитного поля, несущие информацию о строении земной коры, возникают в массивах горных пород вследствие естественного постоянного геодинамического движения земной коры как результат механоэлектрических преобразований энергии, вызванных этим движением. Интенсивность и частотный состав этого поля определяется структурным и литологическим строением подстилающих пород, их напряженно-деформированным состоянием [Malyshkov et al., 2013]. Однако, при интерпретации результатов возникают сложности, связанные с отбраковкой большого количества импульсов-помех и выделения лишь небольшой части полезной информации о напряженно-деформированном состоянии (НДС) объекта исследования. Подавляющая часть регистрируемых импульсов генерируется далекими источниками литосферного, атмосферного происхождения и техногенными помехами, не несущими информации об интересующем объекте.

В структуре естественного импульсного электромагнитного поля Земли присутствуют импульсы от различных источников:

1. Импульсы грозового атмосферного происхождения, как от местных грозовых процессов в летнее время года, так и от мощных грозовых разрядов тропических гроз.

2. Импульсный поток литосферной составляющей, вызванный длиннопериодными деформационными волнами из нижней мантии, связанными с эксцентричным вращением ядра и оболочки Земли.

3. Импульсы, связанные с региональными тектоническими процессами, подготовкой, протеканием и релаксацией тектонических напряжений в очаге землетрясения.

4. Тектонические процессы в геодинамически активных областях.



При использовании импульсных электромагнитных полей Земли необходимо учитывать:

1. Шумовой характер регистрируемого сигнала, его крайнюю нестабильность во времени. Число регистрируемых импульсов экспоненциально возрастает с уменьшением порога дискриминации аппаратуры.

2. Наличие явно выраженного суточного хода. При этом суточный ход также не постоянен и кардинально меняется в течение всего года.

3. Наличие большого набора расщепленных полос в спектральных характеристиках временных рядов.

4. Присутствие в регистрируемом потоке атмосфериков, импульсов литосферного происхождения, а также мощных импульсов от удаленных источников. Наличие техногенных помех.

Казалось бы, что при таком наборе влияющих факторов получение качественного геофизического материала становится проблематичным. Во всяком случае, незначительное число публикаций по применению методов ЕИЭМПЗ в геофизической разведке подтверждает эти выводы.

В работе [Малышков Ю., Малышков С., 2009] впервые был показан механизм модуляции ЕИЭМПЗ деформационными волнами из нижней мантии Земли, были предложены методы настройки регистрирующей аппаратуры для увеличения доли импульсов литосферного происхождения в общем потоке регистрируемых импульсов. В работе [Гордеев и др., 2010] при решении методических задач было предложено использовать вариационные (реперные) регистраторы поля для выделения временной составляющей ЕИЭМПЗ. Практическое воплощение этой идеи стало возможным, благодаря появлению нового класса регистрирующей аппаратуры [Шталин и др., 2012], позволяющей осуществлять точную тонкую программную настройку усилительных трактов и привязку результатов к внутренним часам. В настоящее время использование импульсных электромагнитных полей в ОНЧ (очень низких частот) диапазоне для геофизической разведки все чаще применяется в инженерной геологии, в частности, для выбора мест для строительства опасных промышленных объектов атомной, топливно-энергетической промышленности и мониторинга напряженно-деформированного состояния грунтов.

Результаты, представленные в этой работе, получены многоканальным регистратором «МГР-01», разработанным в институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН. Регистраторы «МГР-01» сертифицированы, зарегистрированы в государственном реестре средств измерений под № 31892-06 и допущены к применению в Российской Федерации. Регистраторы позволяют измерять магнитные поля напряженностью от  $2 \cdot 10^{-7}$  А/м до 400 А/м или с магнитной индукцией от  $2,5 \cdot 10^{-4}$  нТл до  $5 \cdot 10^{-4}$  Тл, при том, что средняя напряженность поля у поверхности Земли составляет около 40 А/м. Опыт регистрации в различных регионах Северного полушария показал, что для получения хорошо воспроизводимых результатов нет необходимости производить измерения при очень высокой чувствительности аппаратуры.

Регистрируемый поток импульсов определяется пространственно-временными вариациями. Из геофизических наблюдений исключаются временные вариации полей, все импульсы от удаленных источников и оставляются только вариации импульсов «местного» структурно-тектонического происхождения. Удаление временных вариаций полей и выделение импульсов на импульсы местного и далекого происхождения можно осуществить с помощью системы из нескольких синхронно работающих регистраторов. Одни регистраторы являются неподвижными (реперными) и измеряют только временные вариации электромагнитных полей. С

помощью других – маршрутных регистраторов, проводят измерения параметров импульсов, связанных как с временными, так и с вариациями геологического характера ЕИЭМПЗ по профилям, пересекающим исследуемую территорию.

Различить местные и удаленные источники сигнала можно по времени прихода и разнице в амплитудах импульсов на регистраторах, разнесенных в пространстве. Импульсы от удаленных источников, например, атмосферники, будут распространяться в волноводе земля-ионосфера и достигать регистраторов, расположенных на небольшом удалении друг от друга, практически одновременно, иметь равные амплитуды. Сигналы от мощных удаленных литосферных источников, вышедшие на поверхность земли, далее будут распространяться вдоль земной поверхности со скоростью близкой к скорости света и слабым затуханием. Поэтому такие импульсы также будут зарегистрированы всеми регистраторами практически одновременно и с близкими значениями амплитуды.

Иная картина будет наблюдаться для импульсов местного литосферного происхождения, удаленных на относительно небольшое расстояние от регистрирующей аппаратуры. Основная часть их трассы до приемника поля будет проходить в горных породах. Сильное затухание электромагнитных полей в земной коре приведет к заметной разнице в амплитудах сигналов над источником и на удаленных точках. В приборах с пороговой системой регистрации и с отсечкой импульсов малой амплитуды возникнет ситуация, когда более удаленный регистратор за некоторый промежуток времени зафиксирует меньшее число импульсов по сравнению с прибором, расположенным непосредственно над излучающей геофизической аномалией. Если же отдельные импульсы от местного источника имеют достаточно большую амплитуду и регистрируются всеми разнесенными в пространстве регистраторами, то амплитуда регистрируемых импульсов будет также заметно различаться в зависимости от расстояния до источника. Такая обработка данных позволяет получить хорошо воспроизводимые результаты профильных вариаций ЕИЭМПЗ, пригодные для исследования структурных и литологических неоднородностей земной коры и анализа напряженно-деформированного состояния горных массивов. Точность выделения аномалий возрастает с увеличением числа используемых приборов. Эти особенности в проявлении местных и удаленных источников поля положены в основу разработанной нами специализированной аппаратуры и методики измерений.

Качество получаемой геофизической информации в значительной мере определяется точностью настройки аппаратуры. Как показали наши многолетние исследования, временные вариации радиоволнового поля Земли в диапазоне очень низких частот определяются суточными и годовыми ритмами движения земной коры и имеют суточные хода, зависящие от календарной даты, географических координат местности, ее геофизических особенностей. При слишком высокой чувствительности аппаратуры в регистрируемом потоке импульсов преобладают шумовые компоненты атмосферников и импульсы-помехи. При низкой чувствительности регистрируются только импульсы от наиболее мощных грозных разрядов, и отсутствуют импульсы от местных литосферных источников. Поэтому перед началом работ чувствительность регистраторов настраивается на некоторые оптимальные значения около 10 нТл, на частоте 14-17 кГц.

Многолетний мониторинг ЕИЭМПЗ с целью прогноза землетрясений на Северном Кавказе проводит ОАО «Кавказгеолсъемка» [Забирченко, Дьяконов, 2015]. В настоящей работе приводятся результаты оценки НДС грунтов оползневого склона, подрезанного полкой магистрального газопровода Дзаурикау – Цхинвал за период 2010-2016 гг. В 2010 году при участии авторов настоящей работы и специалистов ООО «ГЕОТЭК» на этом объекте впервые после строительства было

проведено картирование активных оползней и их ранжирование по степени опасности для эксплуатации промышленных объектов по трассе газопровода.

Исследуемая полоса трассы газопровода (25-82 км) прошла по северному склону Главного хребта в Алагирском районе Республики Северная Осетия-Алания (Большой Кавказ). Геоморфологической особенностью этой территории является чередование хребтов-водоразделов и межгорных долин общекавказской ориентировки ( $280-295^\circ$ ), пересекаемых более узкими долинами субмеридианального простиранья.

В целом на исследуемом участке рельеф трассы газопровода трехъярусный – низкогорный, среднегорный и высокогорный с крутыми склонами и сильно изрезанным рельефом, овражно-балочной сетью. Сложный зональный рельеф создает и высотно-площадную климатическую зональность. Высокая энергетика рельефа (крутизна склонов) и значительное количество осадков (максимум в мае-июне) обуславливают неустойчивость склонов и развитие опасных процессов в виде осыпей, обвалов и оползней. Значительная часть трассы газопровода расположена в зоне воздействия опасных склоновых геологических процессов (ОГП), что является естественным для горно-складчатых областей с активной геодинамикой, сейсмичностью, разнообразием геологических формаций и сильной расчлененностью рельефа. Наиболее распространенными ОГП являются: выветривание, плоскостной смыв, делювиально-осыпные, эрозионные, селевые и гравитационно-склоновые (обвально-оползневые и лавинные) процессы. Меньшую роль играют карстово-суффозионные процессы.

Согласно СНиП 2.01.15-90 территория характеризуется большой степенью опасности развития экзогенных геологических процессов и геологических рисков, что обуславливает необходимость проведения инженерно-геологических защитных мероприятий для объектов газотранспортной системы, особенно на участках воздействия ОГП разных типов. Например, сочетание эрозионных процессов, склонового смыва и контрастного режима быстроменяющихся климатических факторов, как правило, приводит к активизации склона и образованию оползней, не говоря уже о сейсмогенном воздействии и влиянии активных тектонических нарушений.

Оползневые образования по трассе газопровода представляют собой разновидность обычного склонового делювия и отличаются от него более крупным фракционным составом, повышенной естественной влажностью, меньшей уплотненностью и устойчивостью. Мощности оползней могут достигать до нескольких десятков метров. Оползни в большинстве своем имеют гравитационную и сейсмогенную природу. Последние, как правило, локализуются по зонам мощных тектонических разрывов. Образованию и подвижкам оползней способствуют грунтовые воды, атмосферные осадки и трещинные воды коренных пород. Дебиты источников достигают 1 л/с, минерализация 0,2-0,5 г/л, температура воды –  $5...8^\circ$ . Именно оползневой процесс представляет наибольшую угрозу газопроводу.

При выполнении работ настройка приборов производилась в пределах исследуемой площади, вблизи перехода газопровода через р. Ардон на отметке 30,6 км. В этом месте полка газопровода не подвержена оползневым процессам и не находится в зоне крупных тектонических нарушений. Для настройки на оптимальную чувствительность использовали специальные тарировочные зависимости, полученные нами на основе многолетних исследований. Настройка усилительных трактов и порога дискриминации производилась программно. В процессе настройки добивались, чтобы регистрируемые временные вариации были близки по своему виду к типичному суточному ходу для данного времени года. После настройки приборов на оптимальную чувствительность, переходили ко второму этапу – настройке идентичности принимаемых импульсов для всех регистраторов. Такая настройка необходима и должна выполняться с особой тщательностью, поскольку качество геофизической информации в определяющей мере зависит от идентичности репер-

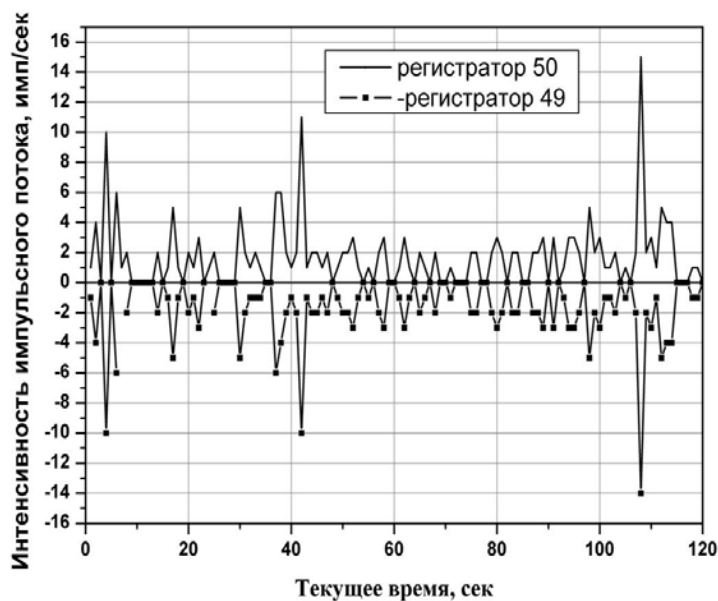


Рис. 1. Пример проверки идентичности работы двух регистраторов

ных и маршрутных приборов. Не идентичность приборов приведет к тому, что один и тот же импульс от одного и того же источника будет регистрироваться разными приборами по-разному. Это приведет к ошибкам при распознавании импульсов местного и далекого происхождения и, как следствие, к понижению точности способа. При настройке на идентичность все антенны приборов устанавливали в непосредственной близости друг от друга. Идентичность регистраторов по чувствительности проверяли не только по числу импульсов, зарегистрированных за определенный интервал времени, но и путем сравнения моментов прихода отдельных импульсов. На рисунке 1 показаны примеры записи сигнала двумя регистраторами в направлении запад – восток за произвольно взятые 50 минут измерений. Для наглядности показания регистратора с идентификационным номером 0 А умножены на минус единицу. Видно, что оба прибора регистрируют импульсы в одни и те же моменты времени, число импульсов в каждый дискрет времени отличается незначительно.

При интерпретации результатов полевых измерений из интенсивности ЕИЭМПЗ, зарегистрированной на каждом пикете, вычитается интенсивность, зарегистрированная реперной станцией в это же время. Невозмущенным полем следует считать участки со значениями близкими к 0. Высокие значения свидетельствуют о наличии зон трещиноватости или напряжений растяжения на данном пикете, отрицательные значения – зон сжатия.

Всего за время полевых работ и геоморфологического исследования 2010 г. было выявлено 20 оползневых участков, представляющих угрозу эксплуатации газопровода. Все оползни, развитые вдоль трассы, по механизму смещения, подразделяются на вязкопластические и оползни сдвига, с доминированием последних. Но в качестве наиболее опасного был выделен оползень на 53,5 км газопровода. Несмотря на то, что в ноябре 2010 г. на этом участке еще не было крупных отколовшихся блоков (рис. 2а), а только наметились трещины закола протяженностью около 10 м и величиной раскрытия 2-10 см. Интервал отмечается высокими отрицательными значениями электромагнитного поля, интерпретируемый как зона растяжения. Такая мозаичная структура поля говорит об активности оползня на этом участке газопровода. В месте резкой смены знака поля очень высокая вероятность



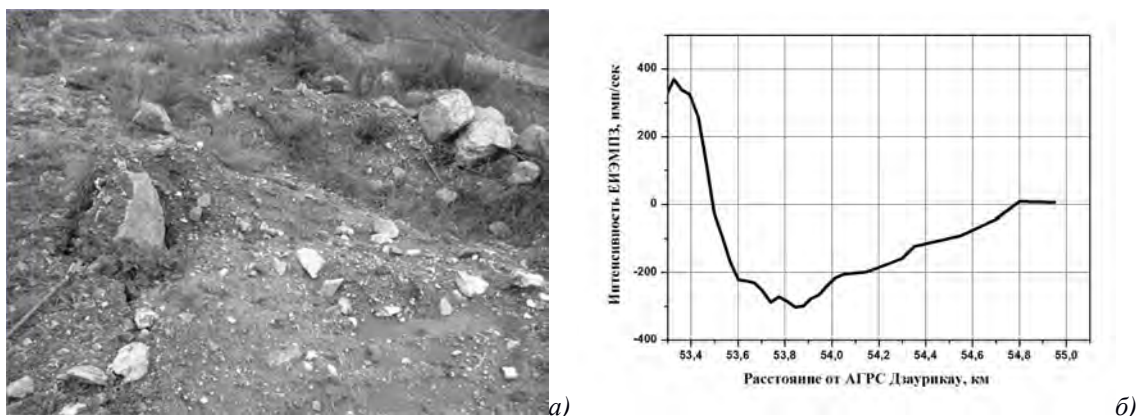


Рис. 2. Оползень пикет 53,5 км. Состояние ноябрь 2010 г.

схода оползня. Из вышесказанного был сделан вывод, что данный оползень представляет прямую угрозу газопроводу и требует незамедлительного принятия управляющих решений.

Через полгода после проведенных исследований на этом участке были проведены повторные работы по оценке НДС горных пород и геоморфологический анализ. За это время произошло существенное изменение рельефа местности, связанное с активизацией оползня. В результате оползень, захватил полку газопровода на протяжении 80 м. Ширина (захват полки) достигает 1,5-2,0 м. Стенка срыва вертикальная, фестончатая, высотой до 1,7 м. Она проходит в 1,5-2,0 м от трассы газопровода. Механизм смещения достаточно сложен: сдвиг по наклонной поверхности с признаками пластических деформаций. Тело оползня состоит из 3 блоков различной конфигурации, уклон поверхности полки достигает  $17^\circ$  при угле наклона склона до  $35-40^\circ$ .

Тело оползня с поверхности сложено элювием песчаника (глыбы, щебень, дресва, глинистые и пылеватые фракции), далее разрез неизвестен ввиду отсутствия горных выработок на данном участке. На момент исследований не было данных о глубине залегания скальных, несмещаемых пород. Их положение в разрезе определяет мощность тела оползня, а распространение в плане и мощность рыхлых отложений являются главными параметрами при прогнозировании откола новых оползневых блоков. Базисом оползания является полка, расположенная ниже по склону, следовательно, при смещении одного блока, будет откалываться следующий.

Ситуационный план на пикете 53,5 км приведен на рисунке 3а, вариации ЕИЭМПЗ геолого-тектонической и литолого-структурной природы на исследованном участке, в сравнении с данными первого инструментального контроля на рисунке 3б.

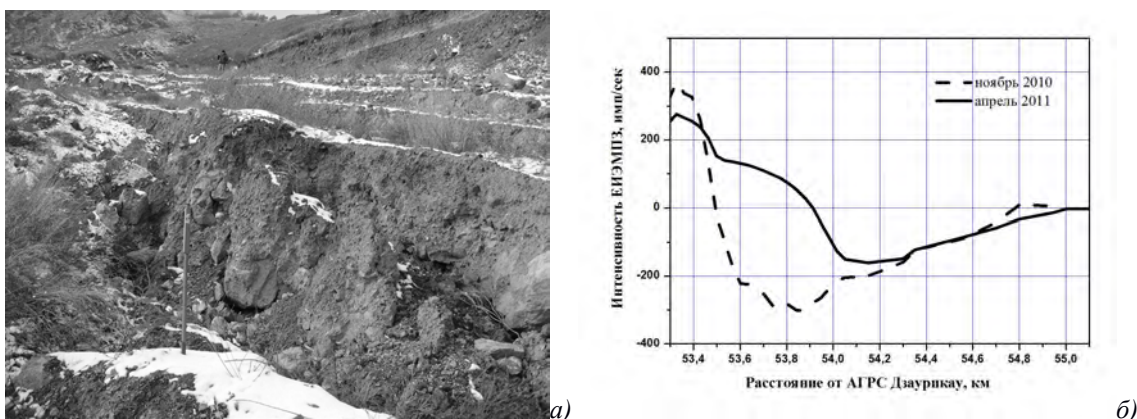


Рис. 3. Оползень ПК 53,5 км. Состояние апрель 2011 г.



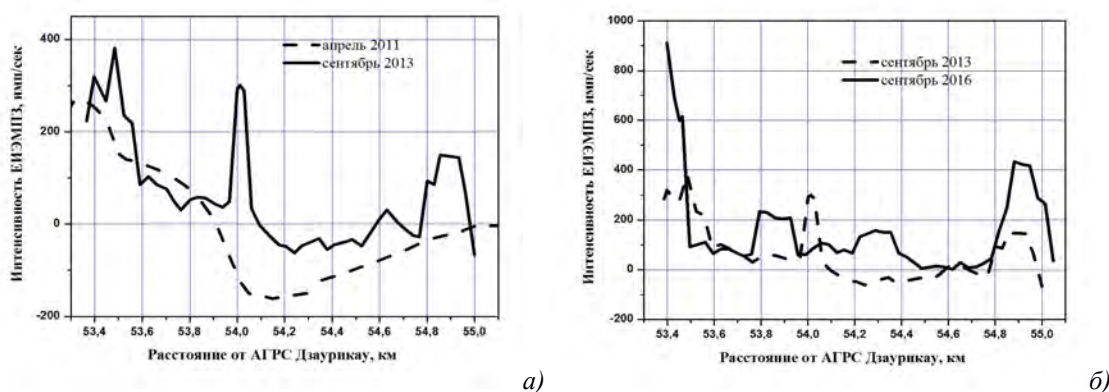


Рис. 4. Оползень ПК 53,5 км.

а) состояние сентябрь 2013 г.; б) состояние сентябрь 2016 г.

За период с ноября 2010 г. до апреля 2011 г. вертикальная осадка оползневых накоплений составила 1,5-1,7 м. Сравнительный анализ результатов измерения показал, что с изменением рельефа в результате активизации оползня изменилось и НДС горных пород на этом участке. Из-за крутизны склона газопровод на этом участке проложен серпантинном. При сохранении зоны растяжения на пикетах 53-53,8 км, зона сжатия грунтов сдвинулась ниже по оси газопровода. Оползень стал угрожать участку объекта, расположенному на полке ниже пикета 53,5 км. В итоге в 2012 г за счёт просадки грунтов головного срыва была обнажена труба газопровода от ПК 53,46 км до ПК 53,55 км.

В 2013 году был повторен геоморфологический анализ и оценка НДС оползневого склона методом ЕИЭМПЗ. Результаты оценки в сравнении с результатами 2011 года представлены на рисунке 4а. За это время на пикете 54 км, на котором в 2010-2011 годах горные породы находились в состоянии сжатия в результате динамического изменения состояния грунта, появилась зона растяжения. Параметры активного оползня по состоянию на 2013 г: длина по оси смещения – 350 м, средняя ширина – 120 м, площадь ~ 40000 м<sup>2</sup> (4 га). Выше головной части оползня, в верховом откосе террасы газопровода (ПК 53,28 км) зафиксированы узкие трещины растяжения (до 3 см) и осов рыхлых грунтов шириной 25-30 м. Головная часть оползня представлена серией трещин растяжения в виде уступов, общей высотой до 3,5-4,0 м в низовом откосе террасы газопровода. Борты оползня представлены открытыми осыпавшимися трещинами (до 20-30 см) сжатия и сдвига с валами выдавливания по ним высотой от 0,5-1,0 м в верхней и до 2,5 м в нижней её части. Причем левый борт оползня сопряжен с зоной разлома субмеридианального направления (340°), выявленного по дешифрированию космоснимков и подтвержденного профильной съёмкой эманации радиоактивных газов (радона и торона).

Тело оползня на фоне общего понижения (лощины) территории исследований представлено положительной формой рельефа (гриной) – валом выдавливания, ограниченным бортовыми срывами оползня. Причем мощность оползневых накоплений в нижней его части составляет ~ 8-10 м, а вверху превышает 10-12 м, что свидетельствует о нарушении баланса масс склоновых накоплений и является необходимым условием динамики оползня.

Вал напользания оползня высотой до 8,0 м, разгружается на трассу газопровода от ПК 54,11 км до ПК 54,17 км и угрожает ей разрушением на отрезке длиной 60 м. По данным профильных геофизических наблюдений за НДС грунтов методом ЕИЭМПЗ в языковой части оползня фиксируется зона сжатия.

В целом оползень подвешен на крутом (30° и более) склоне. Вал напользания не имеет удерживающего контрфорса и не достиг базиса разгрузки, т. е. оползень

будет постоянно активен, особенно в весенний период максимального увлажнения – при снеготаянии. На участке газопровода от ПК 54,84 км до ПК 54,91 км наблюдается небольшой обвал (~ 250 м<sup>2</sup>) коренных сильно трещиноватых гранитов, слагающих верховой откос террасы газопровода. Граниты разбиты двумя системами тектонических трещин:

– субмеридианального направления (340°), с вертикальными поверхностями смещения;

– субширотного направления (~ 80°), с поверхностями плоскости сместителя и зеркалами скольжения под углом 50–60° по направлению падения берегового склона р. Ардон.

Дешифрирование космических снимков показало здесь наличие зоны пересечения разломов данных направлений.

На текущий момент последние инструментальные полевые исследования с целью оценки НДС данного участка были проведены в сентябре 2016 г. Результаты в сравнении с результатами 2013 года представлены на рисунке 4б. Зарегистрированные повышенные значения ЕИЭМПЗ вдоль всего профиля, проходящего по полке газопровода, свидетельствуют о том, что на всем его протяжении горные породы находятся в состоянии растяжения. За период 2013-2016 гг. оползень развивается в ранее выявленных параметрах. На пикетах 53,28-54,17 км величина горизонтального смещения оползневых накоплений составляла ~ 1,5-2,0 м в год. Вертикальная осадка ~ 1,2-1,5 м. В 2016 году оползнеопасный склон не имеет признаков свежих оползневых деформаций. Однако, развитие активного оползня неизбежно приведет к его трансгрессивному росту вверх по склону. Данные оценки НДС методом ЕИЭМПЗ подтверждают наличие аномального состояния грунтов в головной и низовой части оползня.

### Литература

1. Гордеев В.Ф., Малышков Ю.П., Шталин С.Г., Малышков С.Ю., Поливач В.И., Задериголова М.М. Мониторинг напряженно-деформированного состояния оползневого склона по параметрам радишумов системой АСК-ГП // Конгресс «Гео-Сибирь-2010». – 2010. – Т. 1, ч. 2. – С. 8-12.
2. Забирченко Д.Н., Дьяконов С.С. Анализ наблюдений ЕИЭМПЗ по сети станций Северо-Кавказского региона. Выделение характерного образа аномалий, предвещающих активизацию сейсмичности Центрального и Восточного Кавказа // Геология и геофизика Юга России. – 2015. – №4. – С. 93-107.
3. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная взаимосвязь с движением ядра Земли // Геология и Геофизика. – 2009. – Т. 50. – С. 152-172.
4. Матов Ш. Р., Саломатин В. Н., Яворович Л. В. Выявление степени деформации участков оползня методом регистрации импульсов электромагнитного поля // Инженерная геология. – 1983. – №2. – С. 98-101.
5. Шталин С.Г., Гордеев В.Ф., Малышков Ю.П. и др. Регистратор импульсных электромагнитных полей для мониторинга геодинамических процессов и геофизической разведки // Датчики и системы. – 2012. – №4. – С. 32-37.
6. Malyshkov Y.P., Malyshkov S.Y., Gordeev V.F., Shtalin S.G., Polivach V.I., Krutikov V.A., Zaderigolova M.M. Electromagnetic Fields: Principles, Engineering Applications and Biophysical Effects Earth's Natural Electromagnetic Noises in a Very-Low Frequency Band. Editors Myung-Hee Kwang and Sang-Ook Yoon (New York: Nova Science Publishers). – 2013. – P. 1-86.

## **FIELD STUDY OF A TECHNOGENIC LANDSLIDE DYNAMICS**

**© 2017 S. Y. Malyshkov, V. F. Gordeev, Sc. Cand. (Tech.), V. I. Polivach**

Federal Government Budgetary Institution of Science Institute of Monitoring of Climate and Ecological system of the Siberian branch of Russian Academy of Sciences, Russia, 634055, Tomsk, Academichesky ave., 10/3, e-mail: msergey@imces.ru

The results of the technogenic landslide state dynamic change estimation using ENPEMF method for active geodynamic orogen locations of Northern-Caucasian region are shown. Recommendations are provided for ENPEMF recorders setting, spatial anomalies detection and their interpretation for the stress-deformed state of the rocks estimation. Instrumental geophysical studies are compared to geomorphological analysis data.

**Keywords:** ENPEMF, geophysical fields variations, landslide.

УДК 626/627.03.042 : 550.34.013.4

## МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПЛОТИНЫ И ПОДФУНДАМЕНТНЫХ СЛОЕВ ГРУНТОВОГО МАССИВА С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ ВОДЫ В ВОДОХРАНИЛИЩЕ

© 2017 И.Д. Музаев<sup>1,2</sup>, д.т.н., проф., К.С. Харебов<sup>1</sup>, к.т.н., доц., Н.И. Музаев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: kosta7x7@yandex.ru;

<sup>2</sup>Владикавказский филиал Финансового университета при Правительстве Российской Федерации, Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Молодежная, 7, e-mail: muzaevid@mail.ru

Составлена математическая модель совместных сейсмических колебаний высоконапорной плотины, водохранилища и двух слоев массива грунта под основаниями плотины и водохранилища. Модель представляет контактную краевую задачу математической физики в которой учтены взаимозависимости колебательных процессов в грунтовой толще, в плотине и в водохранилище при распространении гармонической сейсмической волны в рассматриваемой системе. В результате решения поставленной задачи получены расчетные формулы для вычисления относительных амплитуд сейсмических колебаний гребня и основания плотины.

**Ключевые слова:** плотина, водохранилище, контактная краевая задача, сейсмические колебания, математическая модель.

В горных регионах на сейсмоактивных территориях построены высоконапорные плотины и обширные водохранилища. В некоторых гидротехнических сооружениях глубины воды превосходят 250 м. На Сарезском озере (в горах Памира) глубина воды у завальной плотины превышает 500 м. при сейсмическом воздействии плотина и вода в водохранилище совершают колебательные движения, где частота собственных колебаний системы на некоторых объектах и при определенных условиях может достичь околорезонансного значения. Это может привести к аварии гидротехнического сооружения с трудно предсказуемыми опасными последствиями.

В связи с вышесказанным научные исследования по такому направлению представляются весьма актуальными и имеют существенное значение в деле проектирования, строительства и безаварийной эксплуатации гидротехнических сооружений.

На рисунке 1 представлен схематический чертеж гидротехнического сооружения, состоящего из высоконапорной плотины, воды в водохранилище, фундаментного блока и слоев грунта под их основанием.

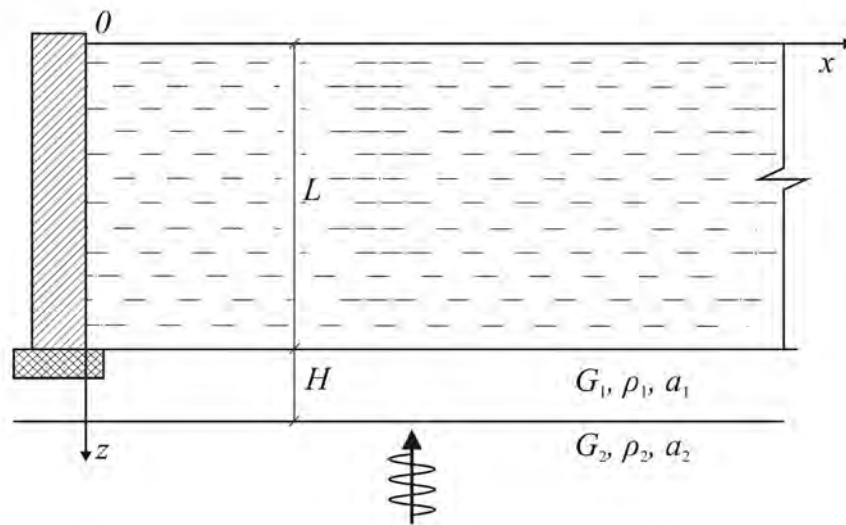


Рис. 1. Схематический чертеж гидротехнического сооружения

Грунты под основанием сооружения представляют систему из нескольких слоев пород с различными физико-механическими и мощностными характеристиками. С точки зрения оценки сейсмического воздействия всегда возникает весьма важный вопрос: как влияют мощность и физико-механические характеристики слоев, габаритные размеры и жесткость сооружения, а также глубина воды в водохранилище на уровень колебания сооружения, происходит усиление колебаний или же их ослабление? [Шульман, 1976]

В дальнейшем везде считается, что поверхность раздела двух слоев грунта представляет горизонтальную плоскость, а грунты совершают поперечные сдвиговые колебания. Известно, что такие колебания системы с точки зрения сейсмологии являются наиболее опасными [Kramer, 1996].

При составлении математической модели задачи считается, что в прямоугольной системе координат  $oxuz$  часть пространства ограниченная условиями  $0 \leq x < \infty$ ,  $-B/2 \leq y \leq B/2$ ,  $0 \leq z \leq L$ , представляет водохранилище, схематизированное в виде полугологранного прямоугольного параллелограмма. В створе  $x = 0$  помещена плотина, совершающая горизонтальные сейсмические гармонические колебания. Математическую модель сейсмических колебаний системы изображенной на рисунке 1 представляет следующая контактная краевая задача математической физики.

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0, \quad 0 < x < \infty, \quad 0 < z < L \quad (1)$$

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} \left( EJ \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right) + \rho B h \frac{\partial^2 V}{\partial t^2} = -BP(0, z, t), \quad x = 0, \quad 0 < z < L \quad (2)$$

$$\frac{\partial^2 U_1}{\partial t^2} - a_1^2 \frac{\partial^2 U_1}{\partial z^2} = 0, \quad L < z < L + H \quad (3)$$

$$\frac{\partial^2 U_2}{\partial t^2} - a_2^2 \frac{\partial^2 U_2}{\partial z^2} = 0, \quad L + H < z < \infty \quad (4)$$

$$\left. \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right|_{x=0} = \frac{\partial V}{\partial t}, \quad \varphi \rightarrow 0 \text{ при } x \rightarrow \infty \quad (5)$$



$$\left. \frac{\partial \varphi}{\partial t} \right|_{z=0} = 0, \quad \left. \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right|_{z=L} = 0 \quad (6)$$

$$U_1|_{z=L} = V|_{z=L}, \quad \left. \frac{\partial V}{\partial z} \right|_{z=L} = 0, \quad G_1 B h \left. \frac{\partial U_1}{\partial z} \right|_{z=L} = -E J \left. \frac{\partial^3 V}{\partial z^3} \right|_{z=L} \quad (7)$$

$$\left. \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right|_{z=L} = 0, \quad \left. \frac{\partial^3 V}{\partial z^3} \right|_{z=L} = 0 \quad (8)$$

$$U_1|_{z=L+H} = U_2|_{z=L+H}, \quad G_1 \left. \frac{\partial U_1}{\partial z} \right|_{z=L+H} = G_2 \left. \frac{\partial U_2}{\partial z} \right|_{z=L+H} \quad (9)$$

$$U_2 \text{ и } \left. \frac{\partial U_2}{\partial z} \right|_{z \rightarrow \infty} \text{ ограничены при } z \rightarrow \infty \quad (10)$$

$$P = -\rho \frac{\partial \varphi}{\partial t}, \quad (11)$$

где приняты следующие обозначения, соответствующие рис. 1:  $\varphi(x, z, t)$  – потенциал скорости колебательного движения воды в водохранилище,  $V(z, t)$  – поперечные перемещения центральной оси плотины – балки (балочная модель плотины),  $U_1(z, t)$  и  $U_2(z, t)$  – поперечные сдвиговые перемещения верхнего и нижнего слоя грунтового массива,  $L$  – глубина и высота плотины,  $H$  – мощность верхнего слоя грунтового массива,  $E$  – модуль упругости материала плотины,  $J = Bh^3/12$  – момент инерции поперечного сечения плотины,  $G_1$  и  $G_2$  – модули сдвига верхнего и нижнего слоев грунта,  $a_1$  и  $a_2$  – скорости распространения поперечных (сдвиговых) волн в верхнем и нижнем слоях соответственно,  $\rho_0$  – плотность воды,  $x$  и  $z$  – горизонтальная и вертикальная координаты,  $t$  – время,  $\rho_1$  и  $\rho_2$  – плотности верхнего и нижнего слоя грунта,  $a_1 = \sqrt{\frac{G_1}{\rho_1}}$ ,  $a_2 = \sqrt{\frac{G_2}{\rho_2}}$ .

Комментарии относительно контактной краевой задачи (1)–(11): (1) – дифференциальное уравнение безвихревого (потенциального) движения воды в водохранилище; (2) – дифференциальное уравнение поперечных колебаний центральной оси плотины; (3)–(4) – дифференциальные уравнения поперечных сдвиговых колебаний верхнего и нижнего слоя грунта; (5) – равенство горизонтальных скоростей воды и плотины на напорной грани; (6) – равенство нулю гидродинамического давления на свободной поверхности воды и равенство нулю вертикальной скорости воды на дне водоема; (7) – равенство перемещений и усилий на месте контакта основания плотины и верхнего слоя грунта; (8) – равенство нулю поперечной силы и изгибающего момента на гребне плотины; (9) – равенство перемещений и усилий (касательных напряжений) на месте контакта слоев грунта; (10) – ограниченность перемещений и напряжений в нижнем слое грунта в бесконечности; (11) – связь между гидродинамическим давлением и потенциалом скорости воды в водохранилище. Грунт под основанием водохранилища и плотины схематизирован в виде двухслойного массива где верхний слой имеет мощность  $H$  и нижний слой простирается до бесконечности. Физико-механические свойства слоев:  $\rho_1$ ,  $G_1$ ,  $a_1$  и  $\rho_2$ ,  $G_2$ ,  $a_2$ , соответственно.

Полагается, что на нижний слой грунта падает сейсмическая гармоническая волна

$$U_2(z, t) = A_2 e^{i\omega\left(t + \frac{z}{a_2}\right)} + B_2 e^{i\omega\left(t - \frac{z}{a_2}\right)}, \quad (12)$$

где  $A_2$  – амплитуда падающей сейсмической волны,  $B_2$  – амплитуда отраженной от верхнего слоя сейсмической волны уходящей в бесконечность. В дальнейшем считается, что вся система совершает вынужденные гармонические колебания с круговой частотой  $\omega$ .

При таких предположениях поставленная контактная краевая задача (1)–(12) поддается аналитическому решению, в результате которого получены следующие расчетные формулы для относительных амплитуд колебания гребня и основания плотины

$$y_1 = \frac{A(0)}{A_2} = 2G_1 h \frac{\omega}{a_1} \frac{|Z_1|}{\sqrt{k^2 \varphi_1^2 + \varphi_2^2}}, \quad (13)$$

$$y_2 = \frac{A(L)}{A_2} = 2G_1 h \frac{\omega}{a_1} \frac{|Z_2|}{\sqrt{k^2 \varphi_1^2 + \varphi_2^2}}, \quad (14)$$

где:  $A(0)$ ,  $A(L)$  – амплитуды колебания гребня и основания плотины;

$$Z_1 = (1 + \psi)(ch\lambda L + \cos \lambda L) - d(sh\lambda L + \sin \lambda L); \quad Z_2 = 1 + ch\lambda L \cdot \cos \lambda L; \quad k = \frac{\rho_1 a_1}{\rho_2 a_2};$$

$$\gamma = -\frac{24\rho_0\omega^2}{Eh^3L}; \quad \lambda = \sqrt[4]{\frac{12\rho\omega^2}{Eh^2}}; \quad a_n = -\frac{(2n-1)\pi}{2L}; \quad S_1 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin a_n L}{a_n^2(a_n^4 - \lambda^4)}; \quad S_2 = -\sum_{n=1}^{\infty} \frac{a_n}{a_n^4 - \lambda^4};$$

$$I = \frac{h^3}{12}; \quad \psi = \frac{\gamma}{\lambda^3} S_2 \cdot \sin \lambda L + \gamma S_1; \quad d = \frac{\gamma}{\lambda^3} S_2 \cdot \cos \lambda L; \quad R_1 = sh\lambda L \cdot \cos \lambda L + ch\lambda L \cdot \sin \lambda L;$$

$$R = (1 + \psi)R_1 - dsh\lambda L \cdot \sin \lambda L;$$

$$\varphi_1 = \left[ EJ\gamma S_2 \cos \lambda L (1 + ch\lambda L \cdot \cos \lambda L) + EJ\lambda^3 R \right] \cos \frac{\omega H}{a_1} + G_1 h \frac{\omega}{a_1} (1 + ch\lambda L \cdot \cos \lambda L) \sin \frac{\omega H}{a_1};$$

$$\varphi_2 = \left[ EJ\gamma S_2 \cos \lambda L (1 + ch\lambda L \cdot \cos \lambda L) + EJ\lambda^3 R \right] \sin \frac{\omega H}{a_1} - G_1 h \frac{\omega}{a_1} (1 + ch\lambda L \cdot \cos \lambda L) \cos \frac{\omega H}{a_1}$$

Рассмотрим частные случаи.

1. Сооружение и вода отсутствуют. В этом случае  $L=0$ ,  $\rho_0=0$ ,

$$y_1 = y_2 = 2A_2 \frac{1}{\sqrt{k^2 \sin^2 \frac{\omega H}{a_1} + \cos^2 \frac{\omega H}{a_1}}}.$$

Получена формула для амплитуды поперечных колебаний дневной (свободной) поверхности верхнего слоя грунта. Она точно совпадает с формулой полученной Э.Е. Хачияном [Хачиян, 2009].

2. Вода в водохранилище отсутствует.  $L \neq 0$ ,  $\rho_0 = 0$ . Высота сооружения не равна нулю.

В этом случае:  $\gamma = 0$ ,  $\psi = 0$ ,  $d = 0$ ,  $R = R_1$ .

$$\varphi_1 = EJ\lambda^3 R_1 \cos \frac{\omega H}{a_1} + G_1 h \frac{\omega}{a_1} (1 + ch\lambda L \cdot \cos \lambda L) \sin \frac{\omega H}{a_1};$$

$$\varphi_2 = EJ\lambda^3 R_1 \sin \frac{\omega H}{a_1} - G_1 h \frac{\omega}{a_1} (1 + ch\lambda L \cdot \cos \lambda L) \cos \frac{\omega H}{a_1}.$$

3.  $L \neq 0, H = 0, \rho_0 = 0$ .

$$\varphi_1 = EJ\lambda^3 R_1; \quad \varphi_2 = -G_1 h \frac{\omega}{a_1} (1 + ch\lambda L \cdot \cos \lambda L);$$

$$y_1 = 2G_1 h \frac{\omega}{a_1} \frac{|ch\lambda L + \cos \lambda L|}{\sqrt{k^2 (EJ\lambda^3 R_1)^2 + \left(G_1 h \frac{\omega}{a_1}\right)^2 (1 + ch\lambda L \cos \lambda L)^2}};$$

$$y_2 = 2G_1 h \frac{\omega}{a_1} \frac{|1 + ch\lambda L \cos \lambda L|}{\sqrt{k^2 (EJ\lambda^3 R_1)^2 + \left(G_1 h \frac{\omega}{a_1}\right)^2 (1 + ch\lambda L \cos \lambda L)^2}}.$$

4.  $L = 0, H = 0, \rho_0 = 0$ .

$$y_1 = y_2 = 2.$$

При выходе сейсмической волны из однородного грунта на свободной дневной поверхности амплитуда колебаний увеличивается в два раза по сравнению с амплитудой падающей волны.

На рисунках 2–3 представлены графики зависимостей относительных амплитуд  $y_1, y_2$  от высоты сооружения для значений частот 1 и 2 Гц.

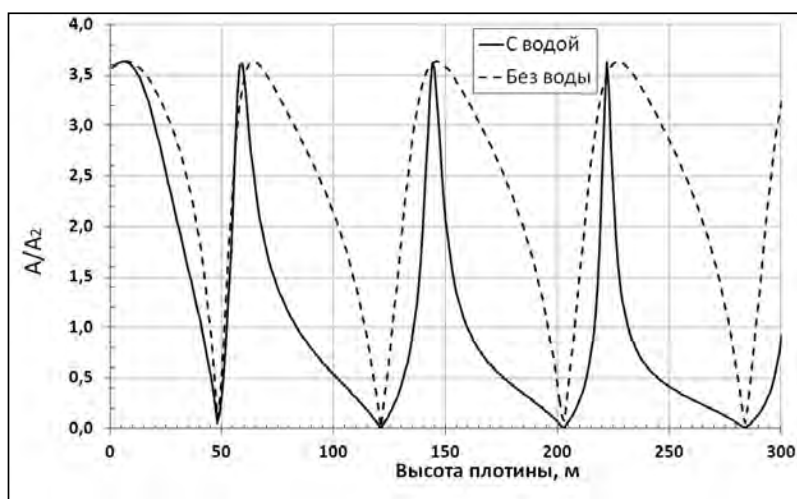


Рис. 2. Зависимость относительной амплитуды колебания подошва плотины от высоты плотины с учетом и без учета воды. Частота 2 Гц

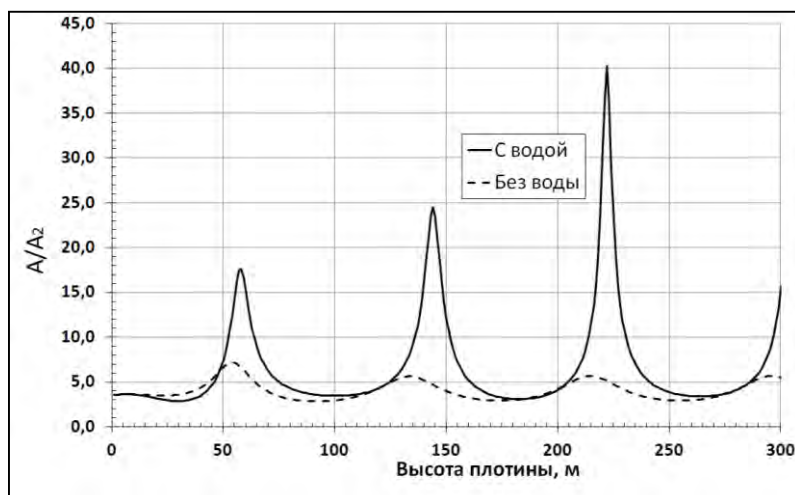


Рис. 3. Зависимость относительной амплитуды колебания гребня плотины от высоты плотины с учетом и без учета воды. Частота 2 Гц

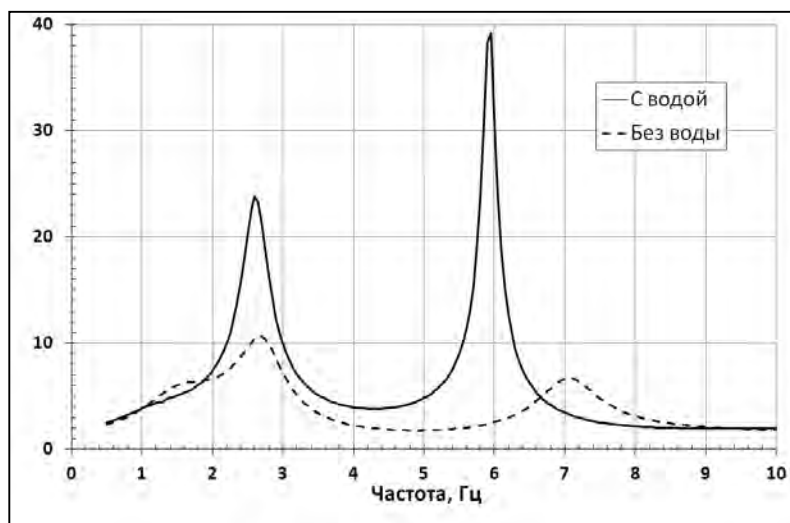


Рис. 4. Зависимость относительной амплитуды колебания гребня плотины от частоты сейсмических колебаний с учетом и без учета воды.

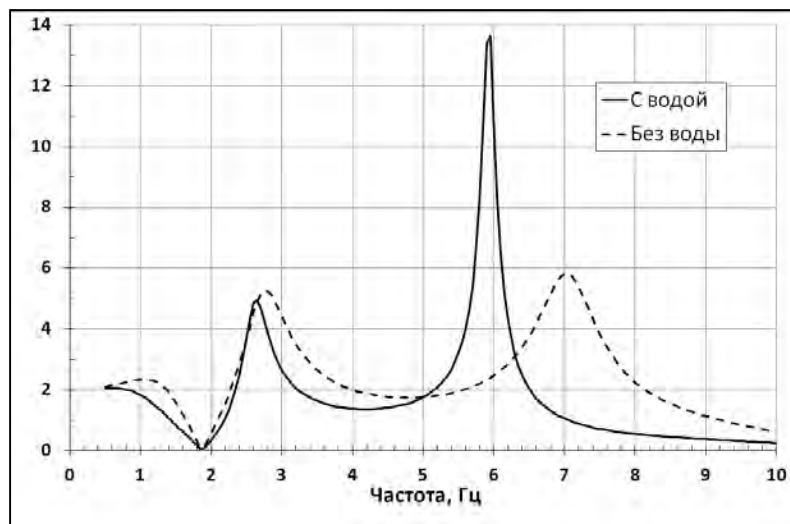


Рис. 5. Зависимость относительной амплитуды колебания подошвы плотины от частоты сейсмических колебаний с учетом и без учета воды.

На рисунках 4–5 представлены амплитудно-частотные характеристики сейсмических колебаний гребня и основания плотины при мощности верхнего слоя  $H = 30$  м, толщина плотины  $h = 10$  м, модуль упругости материала плотины  $E = 2 \cdot 10^{10}$  н/м<sup>2</sup>, скорости поперечных волн в слоях грунта равны  $a_1 = 600$  м/с,  $a_2 = 1000$  м/с. Как показывают представленные графики, влияние водной среды на колебательный процесс системы является весьма существенным фактором и в проектных разработках этот фактор необходимо учесть.

### Заключение

Составлена математическая модель сейсмических колебаний системы, состоящей из плотины, водохранилища и двухслойного массива грунта под основанием плотины и водохранилища. Модель представляет контактную краевую задачу в которой учтены взаимозависимости колебательных процессов в слоях грунта, плотины и водохранилище.

В результате решения поставленной краевой задачи получены расчетные формулы, которые на стадии изыскания площадки строительства и проектирования плотины подобрать оптимальные варианты, место строительства и габаритные

размеры плотины и водохранилища, обеспечивающие максимальную сейсмостойкость системы

### Литература

1. Музаев И.Д., Харебов К.С., Музаев Н.И. Математическое моделирование процесса усиления или ослабления эффекта сейсмического воздействия на высотное сооружение // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – 2013. – Т. 3. №1. – С. 24–27.
2. Хачиян Э.Е. Задача усиления или ослабления эффекта сейсмического воздействия на поверхности земли // Вестник ЦНИИСК им. В.А. Кучеренко «Исследования по теории сооружений». – М. – 2009. – №1 (XXVI). – С. 67–80.
3. Шульман С.Г. Расчеты сейсмостойкости гидросооружений с учетом влияния водной среды. – М.: Энергия, 1976. – 335 с.
4. Steven L. Kramer. Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice Hall, New Jersey. – 1996. – 673 p.

## MATHEMATICAL MODELING OF SEISMIC VIBRATIONS OF THE DAM AND UNDERFOUNDATION LAYERS OF THE SOIL MASSIF TAKING INTO ACCOUNT THE INFLUENCE OF WATER IN THE RESERVOIR

© 2017 I.D. Muzaev<sup>1,2</sup>, Sc. (Doct.Techn.), Prof., C.S. Kharebov<sup>1</sup>, Sc. (Cand.Tech.), N.I. Muzaev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz, Markov st., 93a, e-mail: kosta7x7@yandex.ru;

<sup>2</sup>Vladikavkaz branch of the Federal State Budget Institution of Higher Education «Financial University under the Government of the Russian Federation», Russia, 362002, Vladikavkaz, Molodezhnaia st., 7, e-mail: muzaevid@mail.ru

The mathematical model of the co-seismic vibrations of high-pressure dams, reservoirs and two layers of soil under the foundations of the dam and reservoir is created. The model represents the contact boundary value problem of mathematical physics which takes into account the interdependence of oscillatory processes in soil, in the dam and in the reservoir during the propagation of harmonic seismic waves in the system under consideration. As a result of solving the tasks the formulae are derived to calculate the relative amplitudes of the oscillations of the top and the base of the dam.

**Keywords:** dam, reservoir, the contact boundary value problem, seismic vibrations, mathematical model.



УДК 550.34+539.3

## ПРИМЕНЕНИЕ ВОЛНОВОЙ ТЕОРИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ УПРУГИХ НАПРЯЖЕНИЙ В КУРПСАЙСКОЙ ПЛОТИНЕ С ГРУНТОВЫМ ОСНОВАНИЕМ ПРИ НЕЗАПОЛНЕННОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

© 2017 В. К. Мусаев, д.т.н., проф.

<sup>1</sup>Московский государственный университет путей сообщения Императора Николая II, Россия, 127994, г. Москва, ул. Образцова, д. 9, стр. 9;

<sup>2</sup>Московский политехнический университет, Россия, 107023, Москва, ул. Большая Семеновская, д. 38, e-mail: musayev-vk@yandex.ru

Рассматриваются некоторые вопросы численного моделирования сейсмической безопасности бетонной Курпсайской плотины с грунтовым основанием при волновых воздействиях. Плотина моделируется при заполненном водохранилище. Программный комплекс позволяет решать задачи при нестационарных воздействиях на объекты сложной формы. На основе метода конечных элементов в перемещениях разработаны алгоритм и комплекс программ для решения линейных плоских двумерных задач волновой теории упругости. Проведено сопоставление с результатами смешанного метода конечных элементов. Максимальное растягивающее напряжение возникает в верхней части задней области контура плотины. Упругое контурное напряжение на гранях плотины является почти зеркальным отражением одно другого, то есть антисимметричным.

**Ключевые слова:** математическое моделирование, контурные напряжения, бетонная Курпсайская плотина, незаполненное водохранилище, волновая теория сейсмической безопасности, динамическая теория упругости, перемещение, скорость перемещений, ускорение, сейсмическое воздействие, функция Хевисайда, фундаментальное воздействие, метод конечных элементов, численный метод, алгоритм, комплекс программ, узловые точки, явная двухслойная схема, контурное напряжение, изгибные волны.

### Постановка задачи при нестационарных сейсмических воздействиях

Волны напряжений различной природы, распространяясь в деформируемом теле, взаимодействуют друг с другом, что приводит к образованию новых областей возмущений, перераспределению напряжений и деформаций.

При интерференции волн напряжений их интенсивности складываются. Они могут достигать значений, превосходящих предел прочности материала. В этом случае наступает разрушение материала.

После трехкратного или четырехкратного прохождения и отражения волн напряжений в теле процесс распространения возмущений становится установившимся, напряжения и деформации усредняются, тело находится в колебательном движении.

Некоторые вопросы в области моделирования нестационарных динамических задач рассмотрены в следующих работах [Напетваридзе, 1959; Мухелишвили, 1966; Поттер, 1975 и др.].

В работах [Мусаев, 1990а, 1993, 2015б, 2016а – б; Акатьев и др., 2015; Спиридонов, 2015; Musayev, 2016а, б] приведена информация о моделировании нестационарных

ционарных волн напряжений в деформируемых объектах при сейсмических воздействиях с помощью применяемого численного метода, алгоритма и комплекса программ.

Для решения задачи о моделировании упругих нестационарных волн напряжений в деформируемых областях сложной формы рассмотрим некоторое тело  $\Gamma$  в прямоугольной декартовой системе координат  $XOY$  (рис. 1), которому в начальный момент времени  $t=0$  сообщается механическое нестационарное импульсное воздействие.

Предположим, что тело  $\Gamma$  изготовлено из однородного изотропного материала, подчиняющегося упругому закону Гука при малых упругих деформациях.

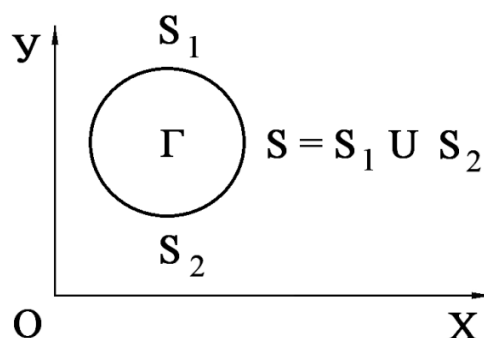


Рис. 1. Некоторое тело  $\Gamma$  в прямоугольной декартовой системе координат  $XOY$

Точные уравнения двумерной (плоское напряженное состояние) динамической теории упругости имеют вид

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial X} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial Y} = \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2}, \quad \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial X} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial Y} = \rho \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2}, \quad (x, y) \in \Gamma,$$

$$\sigma_x = \rho C_p^2 \varepsilon_x + \rho(C_p^2 - 2C_s^2) \varepsilon_y, \quad \sigma_y = \rho C_p^2 \varepsilon_y + \rho(C_p^2 - 2C_s^2) \varepsilon_x, \quad \tau_{xy} = \rho C_s^2 \gamma_{xy},$$

$$\varepsilon_x = \frac{\partial u_x}{\partial X}, \quad \varepsilon_y = \frac{\partial u_y}{\partial Y}, \quad \gamma_{xy} = \frac{\partial u_x}{\partial Y} + \frac{\partial u_y}{\partial X}, \quad (x, y) \in (\Gamma \cup S), \quad (1)$$

где:  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  и  $\tau_{xy}$  – компоненты тензора упругих напряжений;  $\varepsilon_x$ ,  $\varepsilon_y$  и  $\gamma_{xy}$  – компоненты тензора упругих деформаций;  $u_x$  и  $u_y$  – составляющие вектора упругих перемещений вдоль осей  $OX$  и  $OY$  соответственно;  $\rho$  – плотность материала;

$C_p = \sqrt{\frac{E}{\rho(1-\nu^2)}}$  – скорость продольной упругой волны;  $C_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}}$  – скорость поперечной упругой волны;  $\nu$  – коэффициент Пуассона;  $E$  – модуль упругости;

$S (S_1 \cup S_2)$  – граничный контур тела  $\Gamma$ .

Систему (1) в области, занимаемой телом  $\Gamma$ , следует интегрировать при начальных и граничных условиях.

### Разработка методики и алгоритма

Для решения двумерной плоской динамической задачи теории упругости с начальными и граничными условиями (1) используем метод конечных элемен-

тов в перемещениях. Задача решается методом сквозного счета, без выделения разрывов. То есть применяется однородный алгоритм. Основные соотношения метода конечных элементов получены с помощью принципа возможных перемещений.

Принимая во внимание определение матрицы жесткости, вектора инерции и вектора внешних сил для тела  $\Gamma$ , записываем приближенное значение уравнения движения в теории упругости

$$\bar{H}\ddot{\Phi} + \bar{K}\dot{\Phi} = \bar{R}, \quad \dot{\Phi}|_{t=0} = \dot{\Phi}_0, \quad \ddot{\Phi}|_{t=0} = \ddot{\Phi}_0 \quad (2)$$

где:  $\bar{H}$  – диагональная матрица инерции;  $\bar{K}$  – матрица жесткости;  $\dot{\Phi}$  – вектор узловых упругих перемещений;  $\ddot{\Phi}$  – вектор узловых упругих скоростей перемещений;  $\ddot{\Phi}$  – вектор узловых упругих ускорений;  $\bar{R}$  – вектор внешних узловых упругих сил.

Соотношение (2) система линейных обыкновенных дифференциальных уравнений второго порядка в перемещениях с начальными условиями.

Таким образом, с помощью метода конечных элементов в перемещениях, линейную задачу с начальными и граничными условиями (1) привели к линейной задаче Коши (2).

Для интегрирования уравнения (2) конечно-элементным вариантом метода Галеркина приведем его к следующему виду

$$\bar{H} \frac{d}{dt} \dot{\Phi} + \bar{K}\dot{\Phi} = \bar{R}, \quad \frac{d}{dt} \dot{\Phi} = \ddot{\Phi}. \quad (3)$$

Интегрируя по временной координате соотношение (3), получим двумерную явную двухслойную конечно-элементную линейную схему в перемещениях для внутренних и граничных узловых точек

$$\dot{\Phi}_{i+l} = \dot{\Phi}_i + \Delta t \bar{H}^{-1} (-\bar{K}\dot{\Phi}_i + \bar{R}_i), \quad \ddot{\Phi}_{i+1} = \ddot{\Phi}_i + \Delta t \ddot{\Phi}_{i+1}, \quad (4)$$

где  $\Delta t$  – шаг по времени.

Основные соотношения метода конечных элементов в перемещениях получены с помощью принципа возможных перемещений и конечно-элементного варианта метода Галеркина.

Общая теория численных уравнений математической физики требует для этого наложение определенных условий на отношение шагов по временной координате  $\Delta t$  и по пространственным координатам, а именно

$$\Delta t = 0,5 \frac{\min \Delta l_i}{C_p} \quad (i = 1, 2, 3, \dots), \quad (5)$$

где:  $\Delta l$  – длина стороны конечного элемента.

Для исследуемой области, состоящей из материалов с разными физическими свойствами, выбирается минимальный шаг по временной координате (5).

В работах [Мусаев, 1990а, 1993, 2015а; Зюбина и др., 2015, Мусаев и др., 2016; Дикова, 2016; Саликов и др., 2016; Musayev, 2015а, б] приведена информация о физической достоверности и математической точности моделирования нестационарных волн напряжений в деформируемых телах разной формы с помощью рассматриваемого численного метода, алгоритма и комплекса программ.

### Определение нестационарных волновых напряжений в Курпсайской плотине

Расчеты проводились при следующих единицах измерения: килограмм-сила (кгс); сантиметр (см); секунда (с).

Рассматривается задача о воздействии плоской продольной упругой волны на Курпсайскую плотину с грунтовым основанием (рис. 2).

Начальные условия приняты нулевыми. В сечении на расстоянии  $2,3H$  (рис. 2) ( $H = 115$  м) при  $0 \leq n \leq 25$  ( $n = t / \Delta t$ ) скорости упругих перемещений  $\dot{u}_x$  и  $\dot{u}_y$  изменяются линейно от 0 до  $\dot{u}_x = P \sin \alpha$  и  $\dot{u}_y = P \cos \alpha$ , а при  $n > 25$   $\dot{u}_x = P \sin \alpha$  и  $\dot{u}_y = P \cos \alpha$  ( $P = \sigma_0 / (\rho C_p)$ ,  $\sigma_0 = 0,1$  МПа (1 кгс/см<sup>2</sup>)).

Контур плотины  $H I J A B C D E$  (кроме точки  $D$ ) предполагается свободным от нагрузок при  $t > 0$ . Граничные условия для контура  $E F G H$  при  $t > 0$   $u_x = u_y = \dot{u}_x = \dot{u}_y = 0$ . Отраженные волны от контура  $E F G H$  не доходят до исследуемых точек при  $0 \leq n \leq 2000$ .

Расчеты проведены при следующих исходных данных:  $H = 115$  м;  $\Delta t = 0,742 \cdot 10^{-3}$  с;  $E = 0,36 \cdot 10^4$  МПа ( $0,36 \cdot 10^5$  кгс/см<sup>2</sup>);  $\nu = 0,36$ ;  $\rho = 0,122 \cdot 10^4$  кг/м<sup>3</sup> ( $0,122 \cdot 10^{-5}$  кгс<sup>2</sup>/см<sup>4</sup>);  $C_p = 1841$  м/с.

Исследуемая расчетная область имеет 953 узловых точек. Курпсайская плотина аппроксимирована 224 узловыми точками.

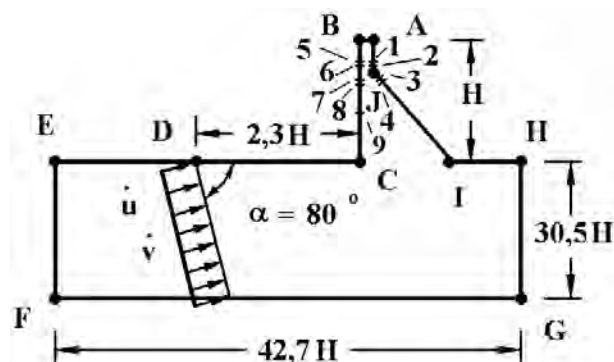


Рис. 2. Постановка задачи для системы сооружение-основание (Курпсайская плотина)

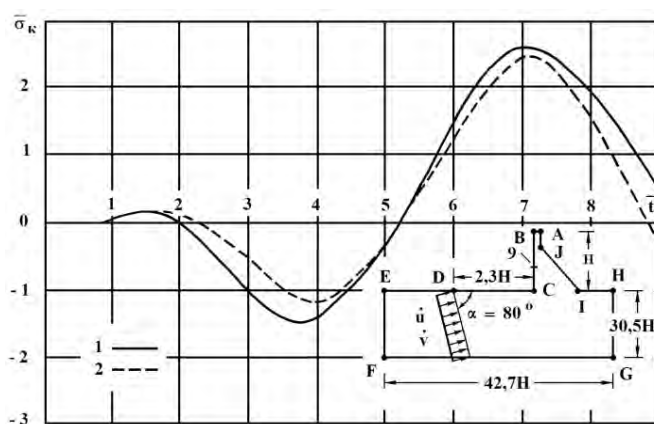


Рис. 3. Изменение упругого контурного напряжения  $\bar{\sigma}_k$  в точке 9 во времени  $\bar{t}$  на контуре Курпсайской плотины при воздействии плоской продольной упругой волны типа полупериода синусоиды при  $\lambda / H = 3$

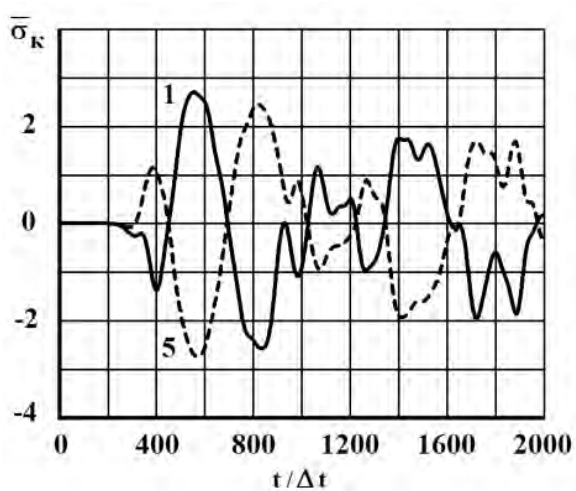


Рис. 4. Изменение упругого контурного напряжения  $\bar{\sigma}_k$  в точках 1 и 5 на контуре Курпсайской плотины во времени  $t/\Delta t$

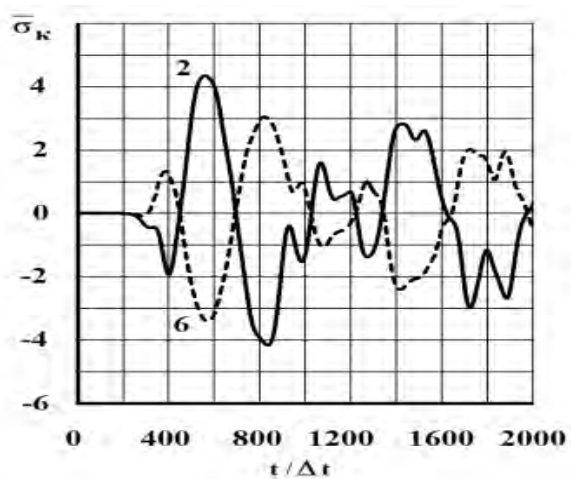


Рис. 5. Изменение упругого контурного напряжения  $\bar{\sigma}_k$  в точках 2 и 6 на контуре Курпсайской плотины во времени  $t/\Delta t$

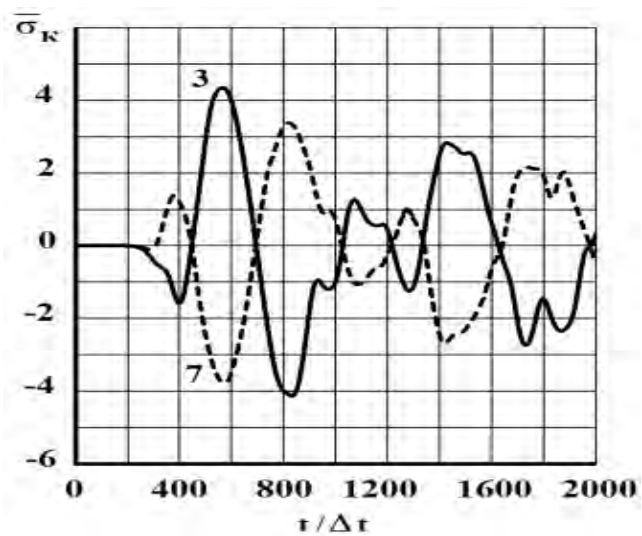


Рис. 6. Изменение упругого контурного напряжения  $\bar{\sigma}_k$  в точках 3 и 7 на контуре Курпсайской плотины во времени  $t/\Delta t$



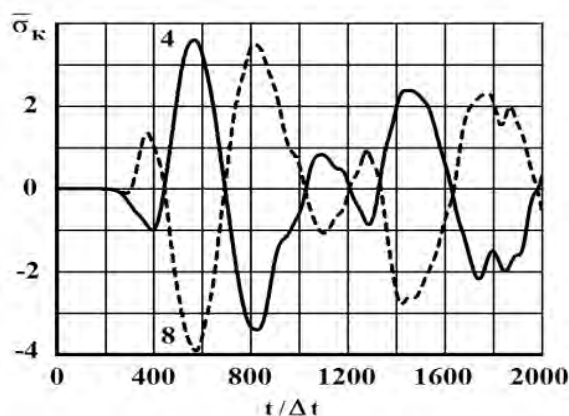


Рис. 7. Изменение упругого контурного напряжения  $\bar{\sigma}_k$  в точке 4 и 8 на контуре Курпсайской плотины во времени  $t/\Delta t$

На рис. 3 показано изменение контурного напряжения  $\bar{\sigma}_k$  в точке 9 во времени  $\bar{t}$ , полученное с помощью интеграла Дюамеля при воздействии типа полупериода синусоиды при  $\lambda/H = 3$  ( $\lambda$  – длина волны): 1 – результаты численного решения, полученные методом конечных элементов в перемещениях [Мусаев, 1993; Musayev, 2016a]; 2 – результаты численного решения, полученные смешанным методом конечных элементов [Мусаев, 1993; Musayev, 2016a]. Расхождение для максимального упругого контурного напряжения составляет 5%.

На рис. 4-7 показано изменение контурных напряжений  $\bar{\sigma}_k$  в Курпсайской плотине во времени  $t/\Delta t$ .

### Выводы

1. Курпсайская плотина моделируется с упругим основанием незаполненного водохранилища.
2. Упругое контурное напряжение на гранях Курпсайской плотины является почти зеркальным отражением один другого, то есть антисимметричным.
3. Курпсайская плотина при сейсмическом воздействии работает как стержень переменного сечения, то есть, если на одной грани проявляется растягивающие напряжения, то на другой будут наблюдаться сжимающие напряжения.
4. На контурах Курпсайской плотины при сейсмическом воздействии в основном преобладают изгибные волны.
5. Максимальное растягивающее напряжение возникает в верхней части тыловой области контура Курпсайской плотины.

### Литература

1. Акатъев С.В., Шепелина П.В., Куранцов О.В., Дикова Е.В., Тарасенко А.А. Практическая реализация моделирования экстремальных процессов в гидротехнических сооружениях с помощью численного метода, алгоритма и комплекса программ Мусаева В.К. // Техносферная безопасность, надежность, качество, энерго и ресурсосбережение: Т38. Материалы Международной научно-практической конференции. Выпуск XVII. В 2 т. – Т. 2. – Ростов-на-Дону: Ростовский государственный строительный университет, 2015. – С. 179-187.
2. Дикова Е.В. Достоверность численного метода, алгоритма и комплекса программ Мусаева В.К. при решении задачи о распространении плоских продольных

упругих волн (восходящая часть – линейная, нисходящая часть – четверть круга) в полуплоскости // Международный журнал экспериментального образования. – 2016. – № 12-3. – С. 354-357.

3. Зюбина В. В., Тарасенко А. А., Стародубцев В. В., Самойлов С. Н., Шепелина П. В. Моделирование импульса (первая ветвь: восходящая часть – линейная, нисходящая часть – линейная; вторая ветвь: восходящая часть – линейная, нисходящая часть – линейная) в упругой полуплоскости с помощью численного Мусаева В. К. // Техносферная безопасность, надежность, качество, энерго- и ресурсосбережение: ТЗ8. Материалы Международной научно-практической конференции. Выпуск XVII. В 2 т. – Т. 2. – Ростов-на-Дону: Ростовский государственный строительный университет, 2015. – С. 212-221.

4. Мусаев В. К. Решение задачи дифракции и распространения упругих волн методом конечных элементов // Строительная механика и расчет сооружений. – 1990а. – № 4. – С. 74-78.

5. Мусаев В. К. Численное моделирование динамического напряженного состояния сооружений уравнениями двумерной теории упругости и пластичности. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора технических наук по специальности 01.02.04. – М.: Совинтервод, 1993. – 46 с.

6. Мусаев В. К. Численное моделирование плоских продольных волн в виде импульсного воздействия (восходящая часть – четверть круга, средняя – горизонтальная, нисходящая – линейная) в упругой полуплоскости // Международный журнал экспериментального образования. – 2015а. – № 11 (часть 2). – С. 222-226.

7. Мусаев В. К. Моделирование нестационарных процессов в геообъектах с помощью волновой теории сейсмической безопасности // Международный журнал экспериментального образования. – 2015б. – № 12. – С. 347-352.

8. Мусаев В. К. Моделирование нестационарных упругих волн напряжений в Курпсайской плотине с основанием (полуплоскость) с помощью волновой теории сейсмической безопасности // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. – 2016а. – № 3-1. – С. 47-50.

9. Мусаев В. К. Моделирование нестационарных изгибных волн напряжений в плотине Койна (Индия) с упругим основанием (полуплоскость) с помощью волновой теории при сейсмическом воздействии // Актуальные проблемы формирования культуры безопасности жизнедеятельности населения. XXI Международная научно-практическая конференция по проблемам защиты населения и территорий от чрезвычайных ситуаций. Сборник докладов. МЧС России. – М.: ФГБУ ВНИИ ГОЧС (ФЦ), 2016б. – С. 301-309.

10. Мусаев В. К., Дикова Е. В., Кормилицин А. И., Самойлов С. Н., Стародубцев В. В. Достоверность результатов численного метода в перемещениях при отражении упругих волн напряжений в виде треугольного импульса от свободной поверхности пластинки // Строительная механика инженерных конструкций и сооружений. – 2016. – № 4. – С. 57-61.

11. Мухелишвили Н. И. Некоторые основные задачи математической теории упругости. – М.: Наука, 1966. – 708 с.

12. Напетваридзе Ш. Г. Сейсмостойкость гидротехнических сооружений. – М.: Госстройиздат, 1959. – 216 с.

13. Поттер Д. Вычислительные методы в физике. – М.: Мир, 1975. – 392 с.

14. Саликов Л. М., Мусаев А. В., Идельсон Е. В., Самойлов С. Н., Блинные В. В. Оценка физической достоверности моделирования плоских нестационарных волн в упругой полуплоскости // Международный журнал экспериментального образования. – 2016. – № 12-3. – С. 354-357.

нарных упругих волн напряжений в виде импульсного воздействия (функция Хевисайда) в полуплоскости с помощью численного метода, алгоритма и комплекса программ Мусаева В. К. // Проблемы управления безопасностью сложных систем. Материалы XXIV Международной конференции. – М.: РГГУ, 2016. – С. 356-359.

15. Спиридонов В. П. Определение некоторых закономерностей волнового напряженного состояния в геобъектах с помощью численного метода, алгоритма и комплекса программ Мусаева В. К. // Современные наукоемкие технологии. – 2015. – № 12-5. – С. 832-835.

16. Musayev V.K. Estimation of accuracy of the results of numerical simulation of unsteady wave of the stress in deformable objects of complex shape // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. – 2015a. – Volume 11, Issue 1. – P. 135-146.

17. Musayev V.K. On the mathematical modeling of nonstationary elastic waves stresses in corroborated by the round hole // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. – 2015b. – Volume 11, Issue 1. – P. 147-156.

18. Musayev V.K. Mathematical modeling of seismic nonstationary elastic waves stresses in Kurpsai dam with a base (half-plane) // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. – 2016a. – Volume 12, Issue 3. – P. 73-83.

19. Musayev V.K. Numerical simulation of non-stationary seismic stresses in elastic waves dam Koyna with base (half-plane) // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. – 2016b. – Volume 12, Issue 3. – P. 84-94.

## THE APPLICATION OF WAVE THEORY FOR SEISMIC EFFECTS MODELING ELASTIC STRESSES IN KURPSAY THE DAM WITH A SOIL BASE WITH EMPTY RESERVOIR

© 2017 V. K. Musayev, Sc. Doctor (Tech.), prof.

<sup>1</sup>Moscow state University of railway engineering, Russia, 127994, Moscow, Obrazcova Str., 9b9;

<sup>2</sup>Moscow Polytechnic University, Russia, 107023, Moscow, Bolshaya Semenovskaya str., 38, e-mail: musayev-vk@yandex.ru

Discusses some problems of numerical modeling of seismic safety of concrete dams Kurpsay with a soil base by wave action. The dam is modeled with the reservoir. The program complex allows to solve problems under non-stationary effects on complex objects. On the basis of the finite element method in displacements the algorithm and the program complex for solving linear flat two-dimensional problems of wave theory of elasticity. A comparison with the results of the mixed finite element method. The maximum tensile stress occurs on the upper rear contour of the dam. Elastic contour stress on the faces of the dam is almost a mirror reflection of one another, that is, antisymmetric.

**Keywords:** mathematical modeling; the grid voltages, Kurpsay concrete dam, empty reservoir, the wave theory of seismic safety, dynamic elasticity theory, movement; speed of movement, acceleration, seismic effects, Heaviside function, fundamental effects, finite element method, numerical method, algorithm, complex programs, key points, two-step explicit scheme, contour voltage, bending waves.

УДК 504. 05 (1–21)

## ТЕХНОГЕННЫЕ ЗАЛЕЖИ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ТЕРРИТОРИИ Г. ГРОЗНЫЙ: ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

© 2017 А. Х. Усманов

Чеченский государственный университет, Россия, 364907, Чеченская Республика, г. Грозный, ул. Шерипова, д. 32, e-mail: usan52@mail.ru

Статья посвящена истории и современному состоянию проблемы загрязнения геологической среды и образованию техногенных залежей нефтепродуктов на территории г. Грозный в связи с функционированием нефтяного комплекса. Добыча, переработка, транспортировка и хранение нефти и нефтепродуктов сопряжено с образованием отходов, негативно воздействующих на природную среду. Проведен анализ загрязненности нефтепродуктами грунтов в районе г. Грозный. Рекомендованы мероприятия по реабилитации геологической среды от загрязнения нефтепродуктами.

**Ключевые слова:** залежь, переработка, добыча, запасы, ресурсы, загрязнение, скопление, нефтепродукты, техногенные «линзы».

Современное состояние нефтяной отрасли характеризуется высокими темпами добычи, переработки, транспортировки и хранения нефти и нефтепродуктов, что привело к тому, что антропогенное воздействие на окружающую среду становится все более интенсивным и приобретает масштабный характер. Эти обстоятельства породили массу геоэкологических проблем, решение которых требуют постоянного мониторинга всех компонентов природной среды, и также эффективных путей улучшения экологической ситуации в изучаемом регионе [Ахмадова и др., 2013; Гайрабеков, 2006, 2010, 2012; Гайрабеков и др., 2009а, б; Дадашев и др., 2008; Джафаров К., Джафаров В., 2010; Добыча полезных ископаемых..., 2014; Керимов, 2008; Керимов и др., 2006, 2011; Керимов, Уздиева, 2008, 2011; Оценка состояния загрязнения..., 1995; Пиковский, 1993; Работы по выявлению..., 2008]. В этом направлении во всех нефтяных регионах РФ проводятся полевые исследования с применением современных геофизических методов. Однако, в силу известных причин, эти исследования на территории г. Грозный были несистемными, часто прерывались и откладывались надолго. Полученные результаты не всегда подвергались системному анализу и обобщению. В связи с этим представляет научный и практический интерес анализ исторических аспектов изученности техногенного загрязнения геологической среды г. Грозный, что и позволит выработать практические выводы относительно дальнейших действий по восстановлению загрязненных земель и водных объектов.

**Цель работы** – анализ исторических аспектов развития нефтяного комплекса и изученности вопроса техногенного загрязнения геологической среды г. Грозный из-за технологических утечек на объектах переработки и транспортировки нефти и нефтепродуктов.

В основу работы легли результаты исследований, проведенных «Грозгипрнефтехим» (1966 г.), Чечено-Ингушской геологической экспедицией (1978 г.), Совет-

ско-Германским СП «ЭПЕК» (1991-1993 гг.), «Геосинтез» (2007-2008 гг.). Полевые исследования проводились комплексом геолого-геофизических работ, включавшим в себя георадарную, газовую и геохимическую съемки, бурение оценочных скважин. Использовались также материалы высокоточной космической съемки [Работы по выявлению..., 2008].

Загрязнение геологической среды нефтью и различными нефтепродуктами имеет давнюю историю, практически с момента зарождения нефтедобывающей и нефтеперерабатывающей отраслей республики.

Практически любое производство, связанное с добычей, переработкой, транспортировкой, хранением, реализацией нефти и нефтепродуктов, сопровождается возникновением зоны загрязнения грунтов и подземных вод углеводородами нефтяного ряда [Гайрабеков, 2006; Гайрабеков и др., 2009а, б; Дадашев и др., 2008]. Крупные подземные техногенные залежи образовались так же и в городах: Новокуйбышевске, Уфе, Ейске, Ангарске, Моздоке, Туапсе, Орле, Комсомольске-на-Амуре и др. [Ахмадова и др., 2013].

Загрязнение земель нефтью и нефтепродуктами стала серьезной экологической проблемой в таких нефтедобывающих районах России, как Западная Сибирь, Среднее и Нижнее Поволжье и др. Причинами загрязнения являются аварии на магистральных и внутрипромысловых нефтепроводах, несовершенство технологии нефтедобычи, аварийные и технологические выбросы и т. д.

В этом ряду особое место занимает г. Грозный и грозненские техногенные залежи углеводородов. Как подчеркнуто выше, обусловлено это тем, что на территории Чеченской Республики длительное время функционировала нефтедобывающая и нефтеперерабатывающая промышленность, что предопределило широкое развитие сети нефтепроводов, соединяющих нефтепромыслы с перерабатывающими предприятиями.

### **Геологическая характеристика района исследования**

В тектоническом отношении г. Грозный находится в зоне сочленения крупных антиклинальных структур и разделяющих их прогибов, имеющих субширотное, т. е. Кавказское простирание. В разрезе района выделяется целый ряд структурных этажей: верхне-плио-миоцен, эоплейстоценовый и неоплейстоцен-голоценовый. Отложения первых двух этажей выходят на дневную поверхность в ядрах и на крыльях антиклинальных структур. Верхнемиоцен-плиоценовый комплекс представлен отложениями акчагыла (Ng a) и апшерона (Ng ap). Акчагыл представлен серыми известковыми глинами с прослоями мелких песчаников и конгломератами мощностью 18-25 м, известковыми глинами, разнозернистыми песчаниками с прослойками известняков – ракушников и песчанистыми глинами. Общая мощность отложения акчагылского яруса 250-370 м. Отложения апшерона представлены песчаниками, глинами, суглинками и гравийно-галечниковыми отложениями.

Изыскательскими работами установлено, что в районе исследования уровни плавающих нефтепродуктов залегают значительно ниже вреза русла реки Сунжа, и русловые воды не препятствуют движению линз нефтепродуктов и загрязненных подземных вод, как это имеет место выше по течению, где русловой врез реки и глинистые породы способствуют распространению загрязнения на большие расстояния.

На таких участках возможное и уже частично существующее выклинивание не-



фтепродуктов в пойму и русло реки, приводящее к загрязнению поверхностных вод, может фиксироваться и наблюдаться, что позволяет непосредственно контролировать экологическую ситуацию, в то же время на участках «отрыва» уровней от реки процесс распространения загрязнения непосредственно рекой не лимитируется и может представлять большую опасность, чем на участках прямого выклинивания.

Все изложенное иллюстрируется гидрогеологическими разрезами. В первом случае линза нефтепродукта беспрепятственно распространяется на правобережье р. Сунжа с потоком подземных вод.

Во втором, вследствие подпора глинистыми породами, нефтепродукты выклиниваются в долину р. Сунжа, не распространяясь на правобережье.

Проблема формирования техногенных залежей нефтепродуктов на территории г. Грозного и его окрестностей связана также с освоением двух крупных месторождений – Октябрьского нефтяного и Старогрозненского нефтегазового, расположенных в пределах Терско – Сунженской нефтяной области. В пределах данных месторождений залежи нефти и газа приурочены к складкам с многочисленными разрывными нарушениями, которые способствовали вертикальной миграции УВ (углеводородов). Ниже дается краткая характеристика этих месторождений.

**Октябрьское** месторождение находится в пределах Октябрьского района г. Грозного. Изучение района с целью оценки нефтеносности было начато еще в конце 19-го столетия. В 1913 г. на площади Октябрьская была получена промышленная нефть из миоценовых отложений (караган – чокрак). Караган – чокракские залежи находятся на завершающей стадии разработки. Степень их выработанности составляет 98,1%. Тектоническое строение Октябрьской площади описано во многих опубликованных фондовых работах. По миоценовым отложениям Октябрьская складка представляет собой брахиантиклиналь, осложненную в центральной части основным диагональным разрывом и другими второстепенными нарушениями, расчленяющими структуру на отдельные тектонические блоки.

**Старогрозненское** нефтегазовое месторождение в административном отношении расположено в пределах г. Грозного и Грозненского сельского района. Впервые промышленная нефть получена в 1983 г. из караганского горизонта с глубины 134 м, к концу 1910 г. были введены в разработку все более глубоко залегающие карагано – чокракские пласты надвинутого крыла. В период с 1933 по 1941 гг. установлена нефтегазоносность караганских пластов поднадвига, а с 1945 по 1949 гг. – чокракских пластов поднадвига. В тектоническом строении Старогрозненского месторождения отмечаются два структурных этажа: надмайкопский и подмайкопский. Надмайкопская структура представляет собой ассиметричную брахиантиклинальную складку субширотного простирания с крутопадающим нарушенным северным и южным крыльями. Амплитуда разрыва составляет до 1200 м. Степень выработанности караган – чокракских залежей Старогрозненского месторождения составляет 96%. Промышленный приток нефти из верхнемеловых известняков на Старогрозненской площади впервые был получен в 1963 г. при открытом фонтанировании. Залежь нефти в аптских отложениях была установлена в 1973 г.

Поэтому грозненские техногенные зоны являются наиболее крупными и старыми по возрасту. Несмотря на это в силу известных причин, грозненские техногенные залежи углеводородов изучены слабо [Гайрабеков и др., 2009б]. Началом промышленного освоения Грозненского нефтяного района считается 1893 г. Из-за отсутствия необходимых емкостей, затруднений с транспортом, общей неподготовленности фирм к фонтанам, первые годы большая часть добываемой продукции не была использована, а ее фракции при хранении в земляных амбарах и перекачке

по земляным каналам терялись. Нарушались основные правила горного надзора и минимальные условия охраны недр.

Из-за примитивной технологии нефтепереработки выход светлых нефтепродуктов на грозненских заводах до революции составлял: бензина 5-10%; керосина 7-11%, общий выход светлых фракций составлял 18-20%. Все остальное шло в отходы.

Анализируя период нефтедобычи в грозненском районе в 20-30 гг. в работе [Джафаров К., Джафаров В., 2010] отмечается, что «в 1930 г. директивными органами было принято ничем необоснованное решение увеличить добычу нефти до 15 млн. т. в год. В 1931 г. было добыто 8 млн. т. нефти. Выполнение намеченного плана даже на половину создало в республике критическое положение, связанное с вывозом, хранением, нефти. В указанной работе далее отмечается: «Значительная часть добываемой нефти хранилась в открытых амбарах (в озерном хранении), попросту говоря, в ямах, и просачивание в грунты достигало более 10%».

В 1950-е гг. в г. Грозном была создана нефтехимическая промышленность, начато строительство нефтехимического комбината. В 1970-1980 гг. объем переработки нефти устойчиво держался на отметке 20 млн. т. в год. А ПО «Грознефтеоргсинтез» давало около 50 наименований товарных топлив, масел, продуктов нефтехимического синтеза [Ахмадова и др., 2013].

Несмотря на интенсивную добычу и переработку нефти, экологическим проблемам не уделялось должное внимание, об этом свидетельствует то, что первые работы по оконтуриванию техногенных линз нефтепродуктов были начаты только в 1966 г.

В 1991-1993 годах эти исследования были продолжены. Однако, начавшиеся военные действия на территории Чеченской Республики прервали начатые исследования и только через 14 лет – в 2007-2008 гг. – удалось их продолжить. При этом получены результаты, требующие объективного анализа [Гайрабеков, 2006; Гайрабеков и др., 2009а, б; Дадашев и др., 2008].

Имеющиеся данные получены различными источниками, не подвергнуты критическому анализу, на их основе не сделаны конкретные выводы.

Исходя из этого, в работе сделана попытка собрать существующие результаты поисковых работ 1991-1993, 2007-2008 годы и сделать соответствующие выводы.

### **Анализ результатов выполненных исследований по оценке воздействия нефтяного комплекса на геологическую среду г. Грозный**

В результате функционирования нефтяного комплекса значительное количество нефтепродуктов скапливалось в зоне аэрации, образовало на поверхности грунтовых вод плавающие линзы, частично растворяющиеся в подземных водах.

Подвижность подземных вод приводило к тому, что они становились мощным агентом переноса загрязнений от очага его формирования на большие расстояния с частичным выклиниванием скопившихся под землей нефтепродуктов в поверхностные водотоки и водоемы.

Как показывает промысловая практика, утечка на нефтепромыслах оценивается в 1-3% от годовой добычи. Суммарная добыча нефти из недр Чеченской республики за более чем 100-летнюю историю нефтяных месторождений достигла 329 млн. т. Следовательно, общие утечки нефти на нефтепромыслах можно оценить при-

мерно в 3-6 млн. т. Кроме того, в связи с военными действиями, на территории Чеченской Республики общие потери нефти в период с 1990 по 2004 гг. оцениваются приблизительно в 14 млн. т. Следовательно, оценки возможных объемов техногенных залежей нефтепродуктов показывают, что они огромны для такой относительно небольшой территории [Гайрабеков и др., 2009а; Керимов и др., 2011; Керимов, Уздиева, 2008].

Существовавшие ранее на территории Заводского района г. Грозный три нефтеперерабатывающих завода, нефтехимический комбинат и другие промышленные предприятия разрушены, но крупная промышленная свалка отходов нефтепереработки производственного объединения «Грознефтеоргсинтез», расположенная к северо – западу от Заводского района в Андреевской долине продолжает оставаться источником загрязнения подземных вод.

Источником поступления нефтепродуктов в подземные воды являются также и загрязненные почвы на исследуемой территории. На ней сформировались обширные поля повышенных концентраций органического углерода нефтяного происхождения, вследствие утечек, разливов и т. д.

Результаты проведенных работ по оценке состояния почв в районе г. Грозный показали их значительное загрязнение. Анализы проб почв и грунтов позволяют сделать вывод о том, что все аномалии имеют техногенный генезис. Основными загрязняющими металлами являются Pd, Zn, и в меньшей мере Cu, и Hg.

Из органических соединений во многих местах зафиксированы повышенные содержания бенз (а) пирена и нефтепродуктов [Работы по выявлению..., 2008].

Вертикальное продвижение нефти вдоль почвенного профиля создает хромотографический эффект, приводящий к дифференциации состава нефти. В верхнем гумусовом горизонте сорбируются высокомолекулярные компоненты нефти, содержащие смолисто-асфальтовые вещества и циклические соединения. В нижние горизонты проникают низкомолекулярные соединения, имеющие более высокую растворимость в воде и более высокую диффузионную способность, чем высокомолекулярные компоненты. Легкие углеводороды, как правило, высокотоксичны и трудно усваиваются микроорганизмами, поэтому долго сохраняются в нижних частях почвенного профиля в анаэробной обстановке.

В песчаных почвах создается сплошной фронт продвижения нефти. В тяжелых суглинках нефть проникает по трещинам вдоль корневых систем растений, сорбируется в отдельных горизонтах, определяя мозаичную, пятнистую картину загрязнения почвенного профиля. Чем сильнее увлажнена почва, тем меньше возможность внутрпочвенного закрепления нефти и тем выше активность ее латерального перемещения. В любых случаях превышения уровня влажности нефтеемкости субстратов приводят к стеканию избытка загрязнителя в нижние горизонты профиля почв и в почвенно-грунтовые воды [Пиковский, 1993].

При суглинистом составе субстратов основным механизмом поступления нефти в нижние горизонты почв и в подземные воды служит гравитационное стекание по ослабленным зонам – каналам миграции, сопровождающееся насыщением нефтью мелких и крупных трещин и относительно слабым последующем «всасыванием» в мелкие капилляры и диффузией в межтрещинную массу [Гайрабеков и др., 2009а].

В западной части Заводского района г. Грозного развиты преимущественно глинистые породы апшеронского и акчагыльского возраста, не способствующие загрязнению подземных вод нефтепродуктами и другими загрязняющими веществами. В

восточной части апшеронские отложения погружаются под толщу высокопроницаемых четвертичных отложений, вследствие чего создаются благоприятные условия для накопления нефтепродуктов в грунтах и загрязнения ими подземных вод, которые разгружаются по склонам в р. Сунжа [Оценка состояния загрязнения..., 1995].

Работы были прерваны из-за военных действий 1994 года. В этот период район техногенной линзы был предоставлен различным частным лицам и компаниям и извлечение техногенного нефтепродукта шло бессистемно, хаотично и варварскими методами – рытье глубоких траншей, вскрытие разреза на больших отрезках глубокими рвами, при полном отсутствии систем наблюдения за «поведением» линз нефтепродуктов [Гайрабеков и др., 2009а, б; Керимов, Уздиева, 2008].

Серьезные полевые исследования проводились в 1991-1993 годах. На изучаемой территории были начаты исследовательские работы по изучению техногенных залежей нефтепродуктов. По ним можно сделать следующие выводы.

Во-первых, проведенные по договору с ПО «Грознефтеоргсинтез» тематические и геологоразведочные работы силами «Гипрогрознефти» и Чечено – Ингушской гидрогеологической экспедиции подтвердили наличие интенсивного загрязнения геологической среды и необходимость проведения научно-обоснованных мероприятий по локализации и ликвидации очагов загрязнения. Первый этап работ этого рода осуществлен совместным Советско-Германским предприятием «ЭПЕК» и НПП «ГИДЭК» на основе «Программы исследовательских и опытно-эксплуатационных работ для локализации и ликвидации загрязнения недр нефтепродуктами в юго-западной части г. Грозный». Здесь были сконцентрированы крупные предприятия нефтеперерабатывающей и нефтехимической промышленности, наливные эстакады, нефтебазы, отстойники и накопители промышленных сточных вод и т. д., многолетняя деятельность которых привели к формированию техногенных линз нефтепродуктов «плавающих» на поверхности грунтовых вод.

В 1991-1993 годах Советско-Германским СП «ЭПЕК» был создан и функционировал два года полигон опытно-промышленной откачки нефтепродуктов из техногенных линз. К концу 1993 года были получены результаты, позволяющие судить о действенности выполняемых работ (наблюдательные скважины позволяли судить о начале изменения внешних границ залежи) [Гайрабеков, 2010]. Вместе с тем, по имеющимся фондовым материалам на данной территории определялись три зоны наличия нефтепродуктов, названных «линзами» на грунтовых водах с запасами по разным источникам от 400 тыс. до 2 млн. т. углеводородов [Добыча полезных ископаемых..., 2014].

Дальнейшие исследования были начаты в 2002 г. в рамках реализации Федеральной целевой программы «Восстановление экономики и социальной сферы Чеченской Республики на 2002 и последующие годы». Учитывая остроту проблемы загрязнения геологической среды территории Заводского района г. Грозного, по заданию Федерального агентства по недропользованию от 04.12.2006 г. № 1116 ОАО «Геосинтез» исследования были продолжены. Была разработана специальная программа «По выявлению и оконтуриванию площадей техногенных подземных линз нефтепродуктов в районе г. Грозного и оценке их запасов».

Проведенные исследования ОАО «Геосинтез» охватывает огромный раздел, отражающий экологическую, геологическую составляющую природной среды, претерпевшую негативные изменения.

Проведенным комплексом георадарных исследований, геохимического опробо-



вания вод, газовой съемки, исследования теплового поля были выявлены и очерчены аномальные площади, интерпретированные как зоны максимального загрязнения подземных вод нефтепродуктами. С учетом полученных данных была построена схема, проведены буровые работы [Работы по выявлению..., 2008].

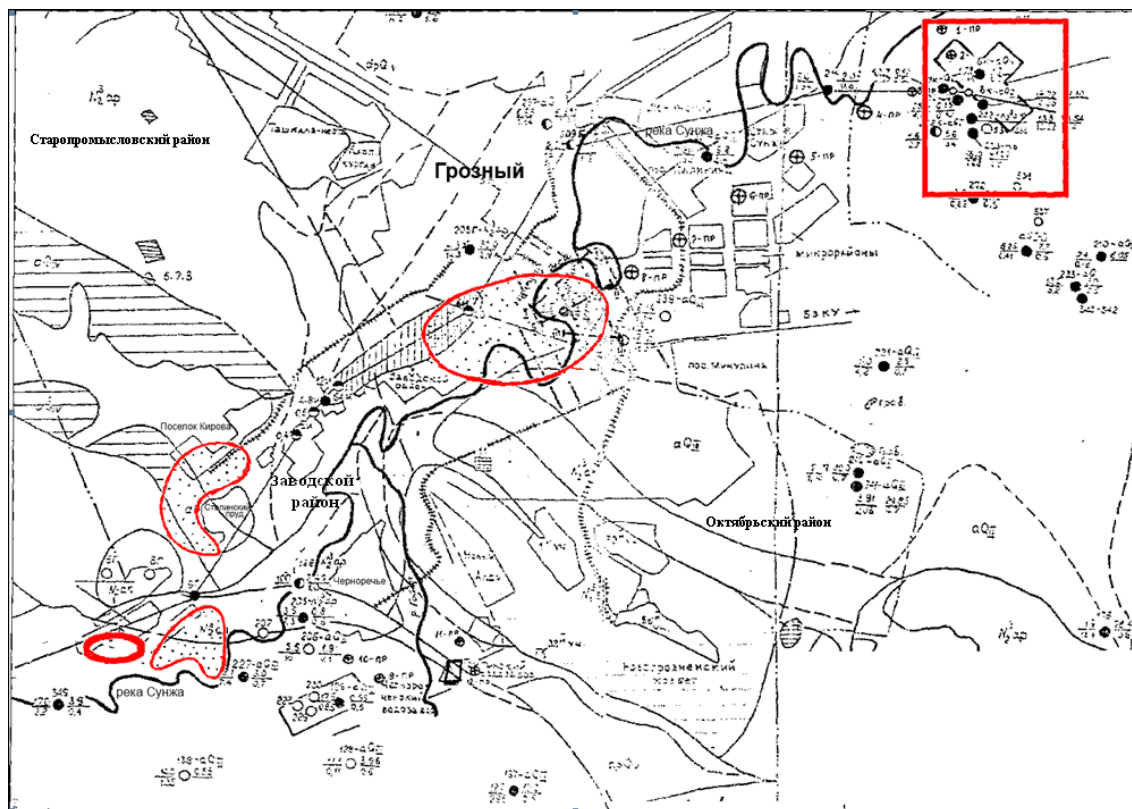


Рис. 1. Схема расположения техногенных линз нефтепродуктов и площадей первоочередных исследований.

М. 1:50 000

Условные обозначения:

- площадь первоочередных исследований (Старосунженский водозабор)
- техногенные линзы нефтепродуктов

В исследованиях, проведенных в 2007-2008 гг., была проделана огромная работа. Было пробурено 50 скважин по 50 метров глубиной. Однако ни в одной из скважин не был получен приток нефтепродуктов, хотя проявления были почти во всех скважинах. Причиной, на наш взгляд, является роторно-колонковое бурение с применением бурового раствора. Буровой раствор при роторном бурении (стенки) створ скважины от забоя до устья сглаживаются «цементируются», тем самым препятствуя притоку нефтепродукта в скважину. Вторая военная компания (1999-2000 гг.) ознаменовалась интенсивными военными действиями в Заводском районе, сопровождавшихся бомбардировкой объектов инфраструктуры нефтяной отрасли. Это привело к образованию гидравлических окон и разлинзованию единой техногенной залежи [Гайрабеков и др., 2009б; Дадашев и др., 2008].

Анализ результатов проведенных буровых работ на левобережье р. Сунжа показал, что на исследуемой территории отсутствует существовавшая ранее техногенная линза на грунтовых водах, а присутствует остаточное загрязнение (не по-



лучен приток нефтепродуктов в пробуренных скважинах). Продукты загрязнения являются результатом выработки имевшихся нефтепродуктов за прошедшие 20 лет (незаконными и бесконтрольными кустарными разработками в районе проведения работ) и возможного миграционного исхода остаточной «линзы» в направлении Старо – Сунженского водозабора г. Грозного. В этом районе ранее не проводилось оценочное бурение, и в настоящее время отсутствуют параметрические и наблюдательные скважины. И это притом, что анализы фиксируют постепенное увеличение содержания нефтепродуктов в водах Сунженского водозабора [Работы по выявлению..., 2008].

В результате такого подхода вновь возникает необходимость начинать исследования по изучению техногенного загрязнения в г. Грозный с полевых работ по определению местоположения линз нефтепродуктов, их объема и составления соответствующей научно-исследовательской программы ликвидации загрязнения.

Предыдущие изыскательские работы не затронули территорию размещения Старо-Сунженского водозабора осталась вне полевых исследований. Несмотря на прекратившиеся утечки нефтепродуктов, техногенные месторождения продолжают нести в себе реальную опасность.

С целью оценки современного состояния подземных вод на предмет содержания нефтепродуктов, необходимо систематизировать полевые исследования, работы и охватить территорию Старосунженского водозабора.

С другой стороны, гидромеханизм, связанный с повышением и понижением уровня грунтовых вод не только по сезонам, но и в многолетнем цикле, способствует постепенному выдавливанию техногенных залежей нефтепродуктов через гидравлические окна в р. Сунжа. Поэтому, ареал полевых исследований с применением комплекса геофизических методов необходимо расширить. При этом для выявления изменений во времени и пространстве техногенных залежей нефтепродуктов и уточнения их параметров и границ, необходимо провести дополнительные геолого-геофизические исследования в комплексе с бурением инженерных скважин.

### **Выводы**

В целях решения геоэкологических проблем, обусловленных распространением техногенных нефтяных залежей на территории г. Грозный рекомендуется проведение следующих мероприятий:

1. Проведение опытно – методических работ для определения рационального комплекса инженерно – геологических исследований.
2. Изучение параметров пространственно – временного состояния техногенных залежей нефтепродуктов комплексом геофизических методов – электроразведка, сейсморазведка и ГИС (геофизическое исследование скважин). Разработать оптимальную сеть размещения инженерных скважин с целью изучения состояния техногенных залежей нефтепродуктов на территории г. Грозный и в его окрестностях.
3. Выполнить дополнительные исследования в районе Старосунженского водозабора.
4. Осуществлять регулярный мониторинг миграции техногенных залежей на территории г. Грозный и в его окрестностях.
5. Разработать базу данных о состоянии техногенных залежей с использованием геоинформационных систем.

## Литература

1. Ахмадова Х. Х., Махмудова Л. Ш., Мусаева М. А. Грозненские техногенные залежи углеводородов: история, добыча, переработка, экологические проблемы // В мире научных открытий. – 2013. – № 11 (37). – С. 258-283.
2. Гайрабеков У. Т. Геоэкологические проблемы г. Грозного в связи с функционированием нефтекомплекса // Экология урбанизированных территорий. – 2006. – № 3. – С. 56-60.
3. Гайрабеков У. Т. История изученности вопроса нефтепродуктового загрязнения территории г. Грозного // Естественные и технические науки. – 2010. – № 5. – С. 114-117.
4. Гайрабеков У. Т. Этапы воздействия нефтяного комплекса на природно-антропогенную среду Чеченской республики // Наука и бизнес: пути развития. – 2012. – № 8 (14). – С. 5-8.
5. Гайрабеков У. Т., Дадашев Р. Х., Усманов А. Х. Геоэкологическая оценка воздействия техногенных залежей нефтепродуктов на геологическую среду г. Грозный // Естественные и технические науки. – 2009а. – № 2. – С. 241-244.
6. Гайрабеков У. Т., Дадашев Р. Х., Усманов А. Х. Современное состояние проблемы техногенного загрязнения нефтепродуктами территории г. Грозный // Докл. Адыгской (Черкесской) межд. акад. наук. – 2009б. – № 1. – С. 132-137.
7. Дадашев Р. Х., Гайрабеков У. Т., Усманов А. Х. Экологические проблемы техногенных залежей нефтепродуктов на территории г. Грозный: история и современность // Экологическая ситуация на Северном Кавказе: проблемы и пути их решения: Материалы всерос. науч.-практ. конф. – Грозный, 2008. – С. 278-286.
8. Джафаров К. И., Джафаров В. К. История Грозненских нефтепромыслов: Учебное пособие. – М.: ООО Газойл – пресс, 2010. – 384 с.
9. Добыча полезных ископаемых и геологические проблемы 20-столетия/Даукаев А. А., Гацаева Л. С., Гагаева З. Ш., Собисевич А. В. // Современные проблемы науки и образования. – 2014. – № 6.
10. Керимов И. А. Геоэкология: системно-методологические основы // Вестник Академии наук Чеченской Республики. – 2008. – № 2. Т. 1. – С. 102-113.
11. Керимов И. А., Даукаев А. А., Уздиева Н. С. Исследование загрязнения геосферы нефтяными углеводородами // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Материалы Всероссийской научно-технической конференции. – Грозный: Академия наук Чеченской Республики, 2011. – С. 440-442.
12. Керимов И. А., Уздиева Н. С. Геоэкология нефтяного комплекса Чеченской Республики Грозный: КНИИ РАН. – Назрань: Пилигрим, 2008. – 252 с.
13. Керимов И. А., Уздиева Н. С. Прогнозирование потерь нефти при авариях на фонтанных скважинах // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Материалы Всероссийской научно-технической конференции. – Грозный: Академия наук Чеченской Республики, 2011. – С. 435-439.
14. Керимов И. А., Уздиева Н. С., Даукаев А. А. Оценка загрязнения Чеченской Республики нефтяными углеводородами // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Наука, образование и производства». – Грозный: ГГНИ, 2006. – С. 12-15.
15. Оценка состояния загрязнения подземных вод нефтепродуктами на территории г. Грозный и его возможного влияния на водозаборы хозяйственно-питьевых вод/Б. В. Боровский, Л. В. Боровский, А. А. Щипанский и др. – М.: ГИДЭК, 1995.
16. Пиковский Ю. И. Природные и техногенные потоки углеводородов в окружающей среде. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 207 с.

17. Работы по выявлению и оконтуриванию площадей техногенных подземных линз нефтепродуктов в районе г. Грозный и оценка их запасов/Е. В. Барсукова, С. В. Галавунин, Г. Л. Воровский и др. Отчет о НИР. – М.: ОАО «Геосинтез», 2008. – 238 с.

18. Развитие нефтяного комплекса Чеченской Республики и проблемы загрязнения геологической среды/У. Т. Гайрабеков, Р. Х. Дадашев, И. А. Керимов и др. // История науки и техники. – 2012. – № 7. – С. 40-44.

## **ANTHROPOGENIC DEPOSITS OF HYDROCARBON RAW MATERIALS IN GROZNY: GEO-ECOLOGICAL PROBLEMS AND SOLUTIONS**

© 2017 A. Kh. Usmanov

Chechen State University, Russia, 364907, Chechen Republic, Grozny, Sheripova str., 32, e-mail: usan52@mail.ru

The article describes the history and current state of the problem of the geological environment pollution and the formation of anthropogenic deposits of oil products on the territory of the city of Grozny in connection with the functioning of the oil complex. Production, processing, transportation, and storage of oil products are associated with the formation of waste, which negatively impacts on the environment. This paper analyzes subsurface oil contamination in Grozny and recommends rehabilitation measures of the geological environment from oil pollution.

**Keywords:** deposit, processing, production, reserves, resources, pollution, accumulation, oil products, anthropogenic «lens».

УДК 550.34

## ВЕРОЯТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ В ИНЖЕНЕРНЫХ ЦЕЛЯХ.

© 2017 Ю. К. Чернов<sup>1</sup>, д.ф.-м.н., проф., А. Ю. Чернов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: chenta-26@mail.ru;

<sup>2</sup>Институт строительства ФГАОУ ВО «Северо-Кавказский федеральный университет», Россия, 355029, Ставропольский край, г. Ставрополь, пр. Кулакова, 2.

Предложены вероятностные модели пиковых ускорений, спектров и других параметров сильных движений, основанные на статистическом анализе большого объема данных по инструментальной регистрации землетрясений. Модели позволяют повысить точность и надежность прогнозных оценок на региональном и локальном уровне за счет более полного учета особенностей потенциально опасных очагов землетрясений и свойств окружающей геологической среды, включая местные грунтовые условия.

**Ключевые слова:** сильные землетрясения, сейсмическая опасность, вероятные сейсмические воздействия, пиковые ускорения колебаний грунта, спектры, периоды, длительности.

**Актуальность.** Современный анализ сейсмической опасности предполагает рассмотрение как единого целого двух форм сейсмических движений – распределенного в пространстве и во времени процесса возникновения очагов землетрясений и вызываемых ими сотрясений поверхности. Обе эти формы по причине их зависимости от большого числа неконтролируемых природных факторов имеют случайную природу и количественно могут прогнозироваться лишь с некоторой долей неопределенности, т. е. в вероятностной форме.

Работами С. В. Медведева, С. А. Корнелла, В. В. Штейнберга и др. [Чернов, 1989, 2016; Разработка..., 2003, 2004] общая научная база таких исследований уже создана. Но детальные рекомендации, единым образом регламентирующие способы таких вероятностных оценок пока не разработаны. Поэтому на практике часто возникают затруднения при выборе той или иной расчетной схемы, той или иной модели сейсмического воздействия. Рассмотрение второй части вышеуказанной двуединой задачи – вероятностное описание на региональном и локальном уровне количественных (физических) характеристик движений грунта при возникновении сильных землетрясений, в том числе применительно к условиям Северного Кавказа и составляет основное направление настоящих исследований.

**Анализ проблемы и постановка задачи.** Согласно современным представлениям поле колебаний, создаваемое очагом землетрясения зависит от многих факторов – общих размеров и типа разрыва (сдвиг, взброс, сброс), направления распространения и скорости его вспарывания, величины, скорости нарастания и направле-

ния подвижки, механических свойств вмещающих очаг горных пород, длительности действия источника и др. При распространении в неоднородной геологической среде сейсмические сигналы также существенно и видоизменяются. Для зданий и сооружений, как правило, наиболее опасно короткопериодное излучение, создаваемое работой не всего очага в целом, а его отдельными фрагментами – субисточниками. Эти субисточники (или эффективные излучатели) хотя и контролируются объемом и временем работы очага в целом, но внутри очага могут распределяться достаточно случайно в пространстве и во времени. Разнообразие параметров этих некогерентных источников, в сочетании с пространственной изменчивостью окружающей геологической среды, объективно создают механизм случайности, определяющий стохастическую природу реальных полей сильных движений. Этим обстоятельством, а также недоступностью для прямого наблюдения глубинных областей литосферы (из-за чего невозможно с необходимой точностью задавать соответствующие характеристики очагов и среды) обусловлено доминирующее использование в практике эмпирических вероятностных моделей, основанных на статистическом анализе данных по инструментальной регистрации сейсмических колебаний. Среди инструментальных данных по сильным движениям наиболее распространенными являются акселерограммы, а среди параметров акселерограмм – пиковые ускорения и спектры. Именно эти характеристики чаще всего используются в сейсмостойком проектировании.

Обычно модели сильных движений рассматриваются в виде статистических зависимостей амплитуд или спектров колебаний от магнитуды, расстояния и локальных грунтовых условий. Форма этих зависимостей всеми исследователями принимается схожей – на удалении от очага амплитуды «нормально» затухают с расстоянием. При приближении к очагу затухание замедляется и амплитуды достигают предельных значений. Расхождения же наблюдаются в уровнях и скоростях затухания амплитуд с расстоянием, что, в основном, связано с региональными особенностями исследуемых территорий.

Существование участков слабого затухания амплитуд или ближней зоны обусловлено эффектами протяженности очага землетрясения и наличием в его структуре некогерентных субисточников. Размеры ближней зоны возрастают с увеличением магнитуды, но медленнее, чем увеличиваются габариты очага.

В среднем пиковые ускорения возрастают при увеличении магнитуды землетрясения, но неодинаково на разных расстояниях. В ближней зоне быстрее возрастают амплитуды при небольших землетрясениях ( $M \leq 5$ ). При увеличении магнитуд скорость нарастания амплитуд уменьшается, исчезая совсем при наиболее крупных землетрясениях ( $M > 7,0-8,0$ ). Происходит «насыщение» амплитудного уровня короткопериодных колебаний, определяемое прочностными свойствами вмещающих очаг горных пород. Скорость нарастания амплитуд колебаний от магнитуды увеличивается с расстоянием – т.е. затухание амплитуд с расстоянием при росте магнитуды уменьшается. Это связано с тем, что при росте магнитуд землетрясений увеличиваются периоды максимальных ускорений. Так же, как и в случае зависимостей от расстояния, зависимости от магнитуды в разных регионах могут сильно различаться.

Экспериментальные данные показывают, что уровни спектров в инженерном диапазоне частот (0,3-20 Гц.) возрастают при увеличении магнитуды землетрясения. Самое медленное нарастание спектра с магнитудой наблюдается в ближней



зоне. Наименьшие скорости нарастания имеют высокочастотные составляющие. По мере уменьшения частоты уровень спектра повышается с магнитудой все быстрее. При удалении от очага зависимости уровня спектра от магнитуды становятся сильнее. Также как и зависимости пиковых амплитуд зависимости уровней и скорости затухания спектров с расстоянием имеют региональный характер и могут значительно различаться между собой [Чернов, 1989; Разработка..., 2003].

Помимо пиковых амплитуд и спектров ускорений могут рассматриваться также зависимости от магнитуды и расстояния периодов максимального ускорения, длительностей основной фазы и времени нарастания амплитуды до максимума. Здесь, также как и для амплитуд и спектров, вблизи очага наблюдается ослабление зависимости этих параметров от расстояния с выходом на предельные (в данном случае минимальные) их значения в ближней зоне. По мере удаления от очага значения всех этих параметров возрастают, но с разной скоростью. Наиболее быстро с расстоянием возрастают длительности, наиболее медленно – периоды колебаний [Чернов, 1989; Разработка..., 2003].

Характеристики сейсмических воздействий зависят от механизма подвижки в очаге. Наибольшие значения амплитудных параметров высокочастотных колебаний наблюдаются при взбросах, наименьшие – при сбросах. Для параметров формы и низкочастотных составляющих спектра, наоборот, наибольшие значения наблюдаются при сбросах, а наименьшие при взбросах. Сдвиги занимают промежуточное положение по всем показателям.

Учет влияния локальных грунтовых условий обычно осуществляется корректировкой базовых зависимостей параметров колебаний от магнитуды и расстояния путем введения в них поправочных коэффициентов в виде спектральных характеристик грунта и др. [Штейнберг и др., 1993].

На сегодняшний день экспериментальные зависимости вышеописанного типа являются основным источником наиболее достоверных данных, пригодных для построения вероятностных моделей сильных движений, как составной части детального прогнозирования сейсмической опасности. Основные ограничения, возникающие при этом в российской практике – сильная зависимость прогнозируемых параметров от региональных и локальных факторов, из-за чего затруднено прямое использование уже разработанных для других территорий оценок. Проведение же новых инструментальных наблюдений непосредственно для изучаемых участков в необходимых объемах, как правило, невозможно из-за ограниченности технических и временных ресурсов. В этих условиях представляется целесообразным обобщение уже накопленного обширного экспериментального материала по описанию сильных движений (см. выше) и выработке на этой основе моделей сильных движений, позволяющих на современном уровне проводить вероятностные оценки сейсмической опасности для конкретных строительных объектов в Северо-Кавказском регионе, а также в других сейсмоактивных районах.

**Исходные данные и методика исследований.** Отличительная особенность настоящих построений состоит в том, что они в значительной мере выполнены не посредством анализа отдельных записей сильных движений (как большинство других исследований), а на основе анализа и обобщения уже разработанных разными авторами «функций затухания» прогнозируемых параметров колебаний. Для этих целей использована подборка из 32-х зависимостей пиковых ускорений колебаний грунта от магнитуды и расстояния [Разработка..., 2003]. Отбор зависимостей про-

изведен таким образом, чтобы отобранный материал представлял различные сейсмоактивные регионы мира – Запад США, Среднюю Азию, Японию, Канаду, Юг Европы, Кавказ, Африку, Южную Америку, Китай и др. Вторым критерий – все отобранные зависимости должны быть известными в мире, опираться на обширный и тщательно обработанный экспериментальный материал и поэтому быть достаточно надежными. Третий критерий (относится к более поздним разработкам) – зависимости должны обобщать большинство из полученных новых данных по сильным движениям.

Большинство из отобранных зависимостей дают удаленность землетрясения в виде расстояний до очага или до разрыва, с которым связывается очаг землетрясения. В тех же случаях, когда исходные зависимости давали удаленности в виде гипоцентральных или эпицентральных расстояний, получаемые по ним оценки в целях увеличения общей статистики и представительности исходных данных нами пересчитаны в среднестатистические расстояния до ближайшего участка очага. Пересчет выполнен исходя из среднестатистических оценок размеров очагов землетрясений соответствующих магнитуд [Штейнберг и др., 1993; Ulomov et al., 1999; Чернов, 2016] при их минимальной глубине и с учетом равновероятного расположения точки наблюдения (на дневной поверхности) по отношению к данному очагу. В соответствии с изложенным при пересчетах принято, что, например, при  $M \approx 6,5$  гипоцентральное расстояние  $r = 15$  км на исходной зависимости, примерно соответствует среднестатистическому расстоянию до очага (до разрыва)  $D = 5$  км,  $r = 20$  км –  $D = 10$  км,  $r = 30$  км –  $D = 20$  км,  $r = 50$  км –  $D = 40$  км,  $r = 90$  км –  $D = 80$  км,  $r = 170$  км –  $D = 160$  км,  $r = 330$  км –  $D = 320$  км. Такие пересчеты являются приближенными и дают определенную погрешность. Однако, как показали специально проведенные проверочные расчеты, а также сопоставления с независимыми определениями макросейсмических интенсивностей они не вносят принципиальных искажений в конечный результат и на данном этапе являются приемлемыми.

На рисунке 1 приведен пример графиков зависимостей пиковых ускорений от расстояния до очага, отобранных для землетрясений мира с магнитудами  $M \approx 6,5$  ( $M = 6,0-7,0$ ), как наиболее обеспеченных экспериментальными данными и поэтому наиболее представительных [Разработка..., 2003].

В качестве математической модели параметра вероятного сейсмического воздействия принята предложенная [Чернов, 1989] функция вероятностей непревышения, согласно которой при возникновении одного землетрясения с магнитудой  $M = m$ , глубиной очага  $H = h$ , на расстоянии  $D = d$ :

$$P_{N(M=m;H=h;D=d)=1} [X \leq x_i] = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \int_{x_{\min}}^{x_i} e^{-\frac{(x-a)^2}{2\sigma_x^2}} dx. \quad (1)$$

где  $x_i$  – текущее значение параметра  $X$ ;  $a$  – среднее значение (математическое ожидание) логарифма параметра колебаний;  $\sigma_x$  – стандартное отклонение величины;  $x_{\min}$  – достаточно малая величина.

Математические ожидания (средние значения) для выражения (1) получены осреднением оценок по исходным зависимостям (пример на рис. 1).

Спектры Фурье и спектры реакции колебаний грунта в соответствии с рекомендациями [Чернов, 1989] прогнозируются в виде набора значений уровня спектральной плотности или спектральных амплитуд ускорений для 18 спектральных составляющих, логарифмически равномерно распределенных по частотам в инженерном

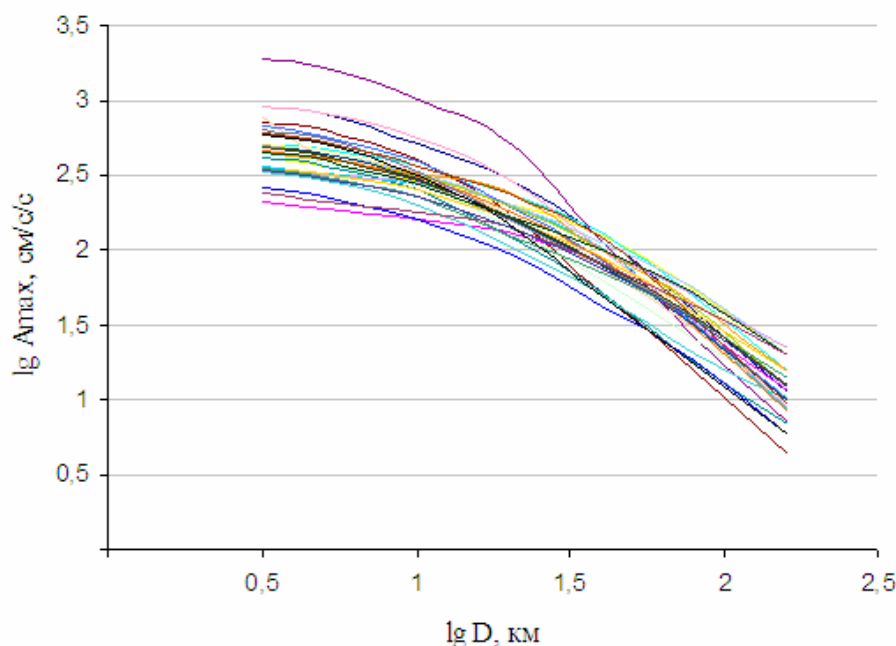


Рис. 1. Примеры статистических зависимостей пиковых ускорений колебаний грунта ( $A_{max}$ ) от расстояний до очага ( $D$ ) при землетрясениях с магнитудами  $M \approx 6,5$  ( $M = 6-7$ ) в различных районах мира.

диапазоне частот 0,28-22 Гц. Функции распределения вероятностей (выражение (1)) при этом строятся для каждой спектральной составляющей отдельно. Принципы построения те же, что и для единичных параметров колебаний: делаются оценки уровней спектра в ближней зоне землетрясений разных (потенциально опасных) магнитуд и оценки их затухания с расстоянием в дальней зоне.

Для анализа использована совместная подборка из 2200 спектров землетрясений [Чернов Ю., Чернов А., 2008] и 22-х независимых функций затухания спектров в разных районах мира, с разными механизмами подвижки в очаге (взброс, сдвиг, взбросо-сдвиг) в разных грунтовых условиях («твердый», «мягкий» и «средний» грунты): Западный Узбекистан (район Газли); Калифорния; Запад США; Дагестан; Восточный Узбекистан (Ферганская долина, Приташкентский район); Италия (район Фриули); Сахалин (северо-восточный и южный районы, Татарский пролив); Курилы; Приморье; Северный Кавказ; Кавказ (район Спитака, район Рача); Алжир; Дальний Восток (район р. Зея); Тайвань; Центральное Предкавказье [Чернов, 1984, 1989; 1997, 2016; Чернов, Соколов, 1991; Соколов, 1998; Ельченинова, 2000; Уточнение..., 1999; Научно-технический..., 2000; Чернов Ю., Чернов А., 2011].

**Результаты и обсуждение.** На рисунке 2 приведен пример результатов осреднения исходных кривых, показанных на рисунке 1, где видно, что аппроксимирующая кривая может быть представлена в виде плавной линии, постепенно выполаживающейся в области малых расстояний. Другой возможный вариант – аппроксимация в виде ломаной линии, состоящей из трех отрезков прямых, где между ближней и дальней зоной есть еще промежуточный участок с пониженным (по сравнению с дальней зоной) затуханием [Аптикаев, 2001]. В данном случае вариант с тремя аппроксимирующими отрезками прямых представляется более удобным для дальнейшего использования. При этом он обеспечивает приемлемую точность расчетов.

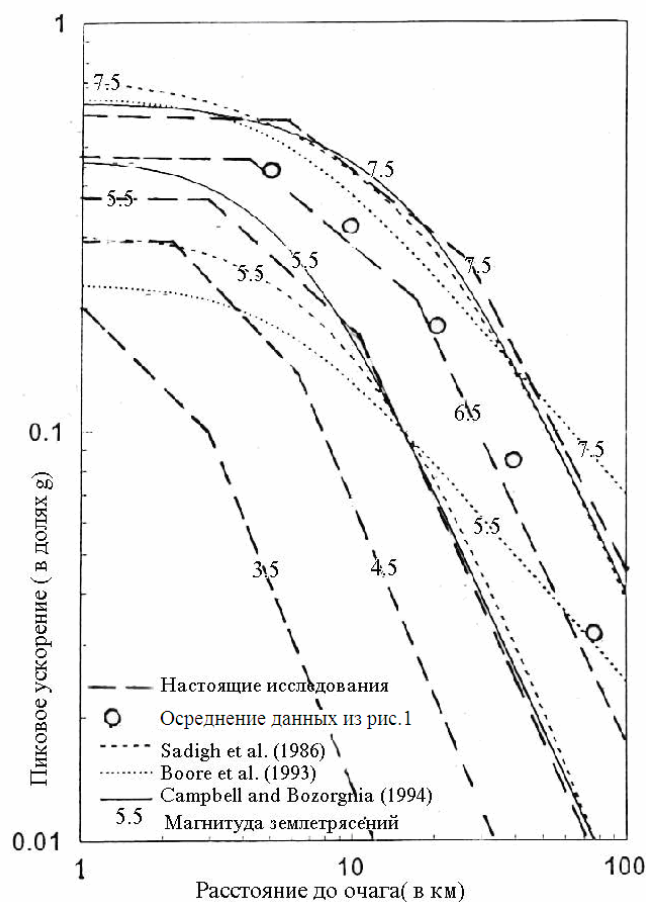


Рис. 2. Функции затухания пиковых ускорений колебаний грунта при землетрясениях разных магнитуд (среднемировые данные) [Boore et al., 1993; Campbell, Bozorgnia, 1994; Sadigh et al., 1986]

Поэтому в настоящем исследовании принята модель затухания, состоящая из трех отрезков прямых.

Аналогичный анализ, выполнен во всем рассматриваемом диапазоне магнитуд и расстояний. На этой основе разработана модификация аналитического выражения для описания модели сейсмического воздействия, которая может использоваться взамен полученных нами ранее выражений [Чернов, 1989] для более точной оценки наиболее вероятных значений пиковых амплитуд ускорений грунта при потенциально опасных землетрясениях разных магнитуд и удаленностей:

$$\lg a = \begin{cases} \lg a_0 \approx const & \text{при } D \leq r'_0 \\ \lg a_0 + (c_1 n + c_0) \lg(D / r'_0) & \text{при } r'_0 \leq D \leq r_0 \\ \lg a_0 + (c_1 n + c_0) \lg(r_0 / r'_0) + n \lg D / r_0 & \text{при } D \geq r_0 \end{cases} \quad (2)$$

где  $a_0$  – математическое ожидание случайной величины  $X$  в ближней зоне землетрясения с  $M = m$ , для функций затухания пиковых ускорений определяемое как:

$$a_0 = \begin{cases} 0,100M + 2,028 & \text{при } M \geq 4,5 \\ 0,176M + 1,686 & \text{при } M \leq 4,5 \end{cases} \quad (3)$$

Скорость затухания амплитуд ускорений с расстоянием в дальней зоне ( $n$ ) в зависимости от магнитуды землетрясения ( $M$ ) определяется как:

$$n = 0,06M - 1,819 \quad (4)$$

Границы (размеры) ближней зоны ( $r_0'$ ) и промежуточной зоны ( $r_0''$ ) землетрясений разных магнитуд ( $M$ ) для функций затухания пиковых ускорений определяются выражениями:

$$\lg r_0' = \begin{cases} 0,151M - 0,376 & \text{при } M \geq 4,5 \\ 0,304M - 1,064 & \text{при } M \leq 4,5 \end{cases} \quad (5)$$

$$\lg r_0'' = \begin{cases} 0,210M - 0,151 & \text{при } M \geq 4,5 \\ 0,334M - 0,709 & \text{при } M \leq 4,5 \end{cases} \quad (6)$$

Аппроксимирующие зависимости (2) – (6), графики которых также показаны на рисунке 2, подобраны таким образом, чтобы по возможности итоговые оценки пиковых ускорений для землетрясений с  $M = 6,5$  были близки к средним значениям на рисунке 2, т.к. именно эти оценки наилучшим образом обеспечены данными мировых натуральных наблюдений и поэтому наиболее надежны

Как видно из сопоставления пиковых ускорений, рассчитанных по нашей модели для  $M = 6,5$  с «натурными» оценками, выражения (2) – (6) дают хорошую сходимость результатов. То, что разработанная модель достаточно реалистична, говорят ее сопоставления с другими, не вошедшими в настоящий анализ данными. Так, например, зависимости, ускорений использованные при разработке карты сейсмической опасности Пиренейского полуострова и стран Магрибского бассейна при  $M = 6,5$  оказались близкими к нашей модели [Jimenez et al., 1999]. На рисунке 2 приведено сравнение нашей модели с некоторыми другими известными моделями для землетрясений в диапазоне магнитуд  $M = 5,5-7,5$ . Здесь такие можно видеть оптимальные результаты, которые дают эти сопоставления.

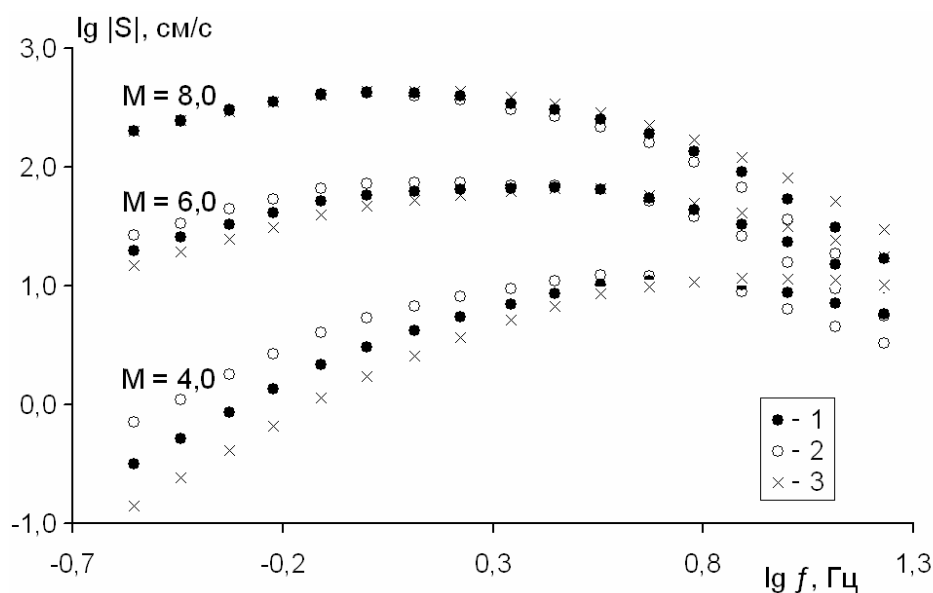


Рис. 3. Среднемировые наиболее вероятные значения спектральной плотности Фурье ( $|S|$ ) ускорений колебаний «средних» грунтов для различных спектральных составляющих ( $f$ ) в ближней зоне землетрясений разных магнитуд ( $M$ ) с разными механизмами подвижки в очаге (1 – взбросо-сдвиг, 2 – сдвиг, 3 – взброс).

Для функций затухания спектров внутри дальней зоны дополнительно выделяется подзона ( $D = 50-250$  км) с пониженной скоростью затухания спектра с расстоя-



нием –  $kn$ . Параметры  $lga_0, n, r_0', r_0', c_1, c_0$  из выражения (2), а также  $k$  для функций затухания спектров, определены методом подбора так, чтобы обеспечить близость аппроксимирующих оценок всему комплексу исходных данных и соотношений.

На рисунке 3 приведены примеры оценок спектров в ближней зоне «среднестатистических» землетрясений разных магнитуд (величин  $lg|S|_0(f)$  из выражения (1)). Построено три группы таких спектров. Базовая группа – спектры, усредняющие все имеющиеся в нашем распоряжении экспериментальные и расчетные данные без разделения землетрясений по механизмам подвижки в очаге и по грунтовым условиям. Эта группа по преобладающим в ней механизмам (взбросам, сдвигам и взбросо-сдвигам) условно названа «взбросо-сдвиги». При построении данной модели согласно рекомендации [Чернов, 1984, 1989] принято, что скорость изменения спектра с магнитудой землетрясения в ближней зоне имеет промежуточные значения между сдвиговыми и взбросовыми землетрясениями:

$$\overline{\beta_M} = -0,383 \lg f + 0,588 \quad (7)$$

где  $f$  – частота в герцах;  $b_M$  – среднее значение  $b_M = D \lg |S| / DM$  по всему диапазону  $M = 3,0-8,0$ . Внутри этого диапазона предполагается уменьшение  $b_M$  при росте  $M$  в виде  $b_M = \overline{\beta_M} k_\beta$ . Масштабирующий коэффициент  $k_\beta$  зависит от магнитуды как  $k_\beta = a_1 M + a_0$ , где:

$$a_1 = 0,132 \lg f - 0,176; a_0 = -0,724 \lg f + 1,966 \text{ при } f \leq 1,67 \text{ Гц}$$

$$a_1 = \text{const} = -0,146; a_0 = \text{const} = 1,895 \text{ при } 1,67 \geq f \geq 3,6 \text{ Гц} \quad (8)$$

$$a_1 = 0,132 \lg f - 0,176; a_0 = -1,194 \lg f + 2,469 \text{ при } f \geq 3,6 \text{ Гц}$$

Производными от спектров нерасчлененных «взбросо-сдвиговых» землетрясений (В – С) являются также приведенные на рис.3 спектры сдвиговых (С) и взбросовых (В) землетрясений. Пересчет спектров ближней зоны В – С в спектры В и С, выполнен с учетом результатов предыдущих исследований [Штейнберг и др., 1993; Аптикаев, 2001; Чернов, 1989] и заключался, соответственно, в повышении и понижении высокочастотных ветвей спектров (например, в области частот, с которыми обычно связаны пиковые ускорения грунта (PGA), в среднем на 13%). При построении низкочастотных ветвей спектров принято, что все землетрясения (В – С, В и С) с  $M = 8,0$  на частотах  $f = 0,28-1,3$  Гц имеют примерно одинаковые спектры. С уменьшением  $M$  уровень спектра в среднем по диапазону  $M = 3,0-8,0$  понижается в соответствии с выражениями:

$$\overline{\beta_M} = -0,439 \lg f + 0,657 \text{ для взбросов} \quad (9)$$

$$\overline{\beta_M} = -0,327 \lg f + 0,519 \text{ для сдвигов} \quad (10)$$

В выражениях (9) и (10) использованы те же обозначения, что и в выражении (2). Коэффициенты нелинейности внутри рассматриваемого диапазона магнитуд –  $k_\beta$ , также рассчитываются по выражениям (7).

Базовые оценки коэффициентов затухания спектра с расстоянием  $n(f)$  (см. выражение (1)) получены усреднением всех имеющиеся у нас данных без расчленения территорий по сейсмогеологическим условиям. Исходя из этого принято, что данные оценки величин  $n(f)$  характеризуют среднюю скорость затухания сейсмических колебаний в земной коре. В результате получено, что в высокочастотной

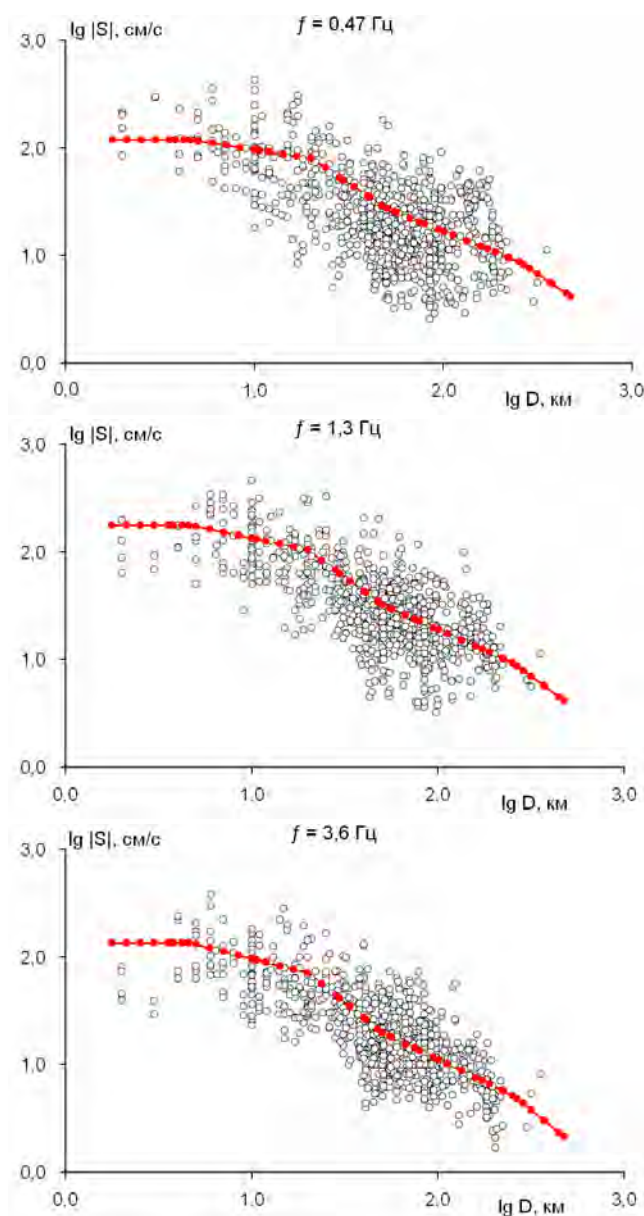


Рис.4. Примеры сопоставления расчетных и реальных функций затухания уровней спектральной плотности Фурье ускорений колебаний грунта ( $|S|$ ) с расстоянием до очага ( $D$ ) для разных спектральных составляющих ( $f$ ) при землетрясениях с  $M \approx 7,0$ : пунктир – наиболее вероятные значения, соответствующие модели  $|S|$  ( $M$ ,  $D$ ,  $f$ ); настоящего исследования; кружки – зарегистрированные при реальных землетрясениях

части спектра (на частотах, больших угловой частоты спектра по Бруну –  $f_c$ ) не зависят от магнитуды и могут определяться из выражения:

$$n = \begin{cases} -0,253 \lg f - 1,250 & \text{при } f \leq 3,6 \text{ Гц} \\ -0,478 \lg f - 1,115 & \text{при } 3,6 \leq f \leq 10 \text{ Гц} \\ -1,128 \lg f - 0,473 & \text{при } f \geq 10 \text{ Гц} \end{cases} \quad (11)$$

где  $n = D \lg |S| / DD$ . На частотах  $f < f_c$  затухание  $n(f) = const$  и равно затуханию на частоте  $f_c$ .

Коэффициенты промежуточной зоны  $c_1$  и  $c_0$  в выражении (1) определены равными 0,767 и 0,624, соответственно. Коэффициент  $kn$ , определяющий уменьшение скорости затухания спектра в подзоне дальней зоны ( $D = 50-250$  км) принят равным 0,60. Величины  $\lg r'_0$  и  $\lg r_0$  из выражения (1) определены: для  $M = 8,0$  равными 0,762 и 1,400, соответственно; для  $M = 7,0$  – 0,662 и 1,300; для  $M = 6,0$  – 0,535 и 1,141; для  $M = 5,0$  – 0,382 и 0,925; для  $M = 4,0$  – 0,153 и 0,640; для  $M = 3,0$  – 0,15 и 0,300. Для дробных зна-

чений  $M$  величины  $r_0'$  и  $r_0$  получаются интерполяцией. Стандартные отклонения в величинах  $\lg|S|$  для всех  $M$ ,  $D$  и  $f$  могут оцениваться как  $s_{\lg|S|} \approx 0,30$ .

Выполненные оценки  $|S| (M, D, f)$  для ближней, промежуточной и дальней зон землетрясений относятся к «средним» грунтовым условиям или к грунтам II категории СНиП по сейсмическим свойствам. Коэффициенты затухания спектра с расстоянием приняты одинаковыми для землетрясений с разными механизмами очага (В – С, В и С).

На рис. 4 приведены примеры наиболее вероятных значений  $|S| (D)$  на разных частотах, рассчитанных в соответствии с разработанной моделью для землетрясений взбросо-сдвигового типа с  $M = 7,0$  в «средних» сейсмогеологических условиях. Здесь же приведены массивы параметризованных спектров реальных землетрясений с  $M = 6,7-7,3$  (статистически наиболее представительной группы, включающей 880 спектров). Сопоставление расчетных и реальных значений  $|S| (f, D)$  показывает их удовлетворительную сходимость, свидетельствующую о достаточной надежности проведенных построений.

### Заключение

Подводя итог выполненным исследованиям, дадим общую характеристику выполненным разработкам, акцентируя внимание на их преимуществах и недостатках, а также перспективах дальнейшего развития.

Главный результат – разработка усовершенствованной расчетной модели колебаний грунта при возможных сильных землетрясениях. Получаемая по этой модели вероятностная оценка объединяет несколько относительно самостоятельных элементов. Эти элементы представляют собой количественные модели энергетических, геометрических и других характеристиках потенциально опасных очагов землетрясений, особенностей сейсмического излучения из них и закономерностей изменения параметров колебаний грунта с расстоянием, трансформирующего действия локальных грунтовых условий и др. Корректный количественный учет широкого набора природных факторов, определяющих уровень и вероятность сейсмических воздействий, позволяет повысить точность прогнозных оценок и дает возможность эффективного применения разработанной модели в различных практических задачах – проектировании отдельных объектов разной степени ответственности (включая и особо ответственные объекты), сейсмическое районирований разных масштабов (ОСР, ДСР, СМР), оценки сейсмического риска.

Моделью предусмотрено, что отдельные «элементарные» составляющие модели (зоны ВОЗ, параметры очагов, грунтовые условия и др.) могут изменяться в широких пределах, модернизироваться или заменяться на альтернативные по мере поступления новых данных. Расчетные схемы дают принципиальную возможность производить расчеты широкого набора используемых в инженерной практике динамических параметров сейсмических колебаний – амплитуд, спектров, длительностей, акселерограмм и др. Без принципиальных изменений эти схемы могут быть использованы при создании модификаций расчетных моделей для: прогноза не только параметров ускорений, но и других кинематических характеристик (скоростей и смещений колебаний грунта). При этом разработанные расчетные схемы ориентированы на использование реально имеющихся исходных данных по сейсмотектонике, инженерной геологии, сильным движениям. Вышесказанное свиде-

тельствует о том, что разработанные модели являются в достаточной степени универсальными, гибкими и способными к совершенствованию.

Опыт практического использования разработанной модели показал ее высокую эффективность в различных сеймотектонических условиях – в орогенных и платформенных областях, а также в переходных зонах между ними.

В то же время следует подчеркнуть, что разработанная модель сейсмических воздействий является лишь одним из этапов или вариантов в ряду возможных решений, которые в дальнейшем должны совершенствоваться, детализироваться и уточняться. Так важным условием эффективности использования описанных методов является наличие необходимого минимума данных о характеристиках движений грунта при землетрясениях данного района. Таких данных обычно не хватает и для их получения должны быть выполнены специальные исследования. В данной работе этот этап рассматривается в неполном виде. Специально не рассмотрены также вопросы прогнозирования интегральных вероятностных оценок неамплитудных параметров движений грунта (длительностей и периодов), например, при помощи двумерных функций распределения. Это также следует сделать в дальнейшем. Необходимо также в последующих работах более подробно рассмотреть модели для вероятностного описания реакции разных типов грунтов при потенциально опасных землетрясениях.

### Литература

1. Аптикаев Ф. Ф. Сильные движения грунта при землетрясениях (сейсмические воздействия) // Автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора наук. – М.: ОИФЗ РАН, 2001. – 47 с.
2. Ельченинова О. Н. Прогнозирование спектров землетрясений по макросейсмическим данным // Дисс. на соискание ученой степени канд. физ.-мат. наук. Фонды ОИФЗ РАН. – Южно-Сахалинск – Москва. – 2000. – 162 с.
3. Научно-технический отчет по теме: Уточнение сейсмичности и оценки сейсмического риска для г. Нефтекумск. Научн. рук. и отв. исп. Ю. К. Чернов и Б. Ф. Галай. Фонды ФГУП СКИГЦ. – Ставрополь, декабрь 2000. – 166 с.
3. Разработка расчетных моделей сейсмических воздействий для строительного проектирования с учетом неопределенности и неполноты сейсмологических данных о спектральных и временных параметрах сейсмических движений грунта. Научн. руков. Ю. К. Чернов. Отчет о НИР. Фонды СКИГЦ Госстроя России. Государственный контракт № 16-05-06/03 от 10.06.2003 г. – Ставрополь. – 2003. – 142 с.
4. Разработка комплексной методики оценки вероятных сейсмических воздействий, сейсмической опасности и сейсмического риска (на примере районов Северного Кавказа и Сахалина. Научн. руков. Ю. К. Чернов. Отчет о НИР. Фонды СКИГЦ Госстроя России. Государственный контракт № 16-06-31/04 от 11 июня 2004 г. – Ставрополь. – 2004. – 251 с.
5. Соколов В. Ю. Спектры ускорений колебаний грунта при землетрясениях на Кавказе // Физика Земли, № 8. – М.: Наука, 1998. – С. 56-69.
6. Уточнение сейсмических условий и проведение расчетов сейсмостойкости плотины и башни водосброса г/у Тилездит в Алжире. 1 этап работ «Оценка сеймотектонических условий района, определение параметров расчетных сейсмических воздействий». Фонды ГП «Зарубежводстрой». – Москва. – 1999. – 63 с.

7. Чернов Ю.К. Закономерности изменения спектра в ближней зоне землетрясения // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 25. – М.: Наука, 1984. – С. 15-28.
8. Чернов Ю.К. Сильные движения грунта и количественная оценка сейсмической опасности территорий. – Ташкент: Изд-во «ФАН», 1989. – 295 с.
9. Чернов Ю.К. Методика и вероятностные оценки сейсмической опасности территорий Сахалина, Курильских островов и Приморья // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Том VI. Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. – Южно-Сахалинск. – 1997. – С. 198-237.
10. Чернов Ю.К., Чернов А.Ю. Оценка спектров колебаний грунта при землетрясениях по их макросейсмическому полю для прогнозирования расчетных сейсмических воздействий // Инженерная геология. – М.: ОАО ПНИИИС, 2008. – С. 42-52.
11. Чернов Ю.К., Чернов А.Ю. Прогнозирование возможных сейсмических воздействий с учетом региональных и локальных особенностей территории для проектирования и оценок сейсмического риска // Геология и геофизика юга России. – 2011. – № 1. – С.70-81.
12. Чернов Ю.К., Соколов В.Ю. Количественные оценки возможных сейсмических воздействий на северо-востоке о. Сахалин. Препринт ИМГиГ ДВО РАН. – Южно-Сахалинск. 1991. – 54 с.
13. Чернов А.Ю. Геоэкологическая оценка сейсмической опасности и риска на примере застраиваемых территорий центрального Предкавказья // Дисс. на соискание ученой степени кандидата технических наук. Фонды СКФГУ. – Ставрополь. – 2016. – 160 с.
14. Штейнберг В.В., Сакс М.В., Аптикаев Ф.Ф. и др. Методы оценки сейсмических воздействий (пособие) // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 34. – М.: Наука, 1993. – С. 5-94.
15. Boore D.M., Joyner W.B., Fumal T.E. Estimation of Response Spectra and Peak Accelerations From Western North American Earthquake: // Interim Report. U. S. Geological Survey Open – File Report, 1993. – P. 93-509.
16. Campbell K.W. and Bozorgnia Y. Near-Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration From Worldwide Accelerograms Recorded from 1957 to 1993 // Proceedings, Fifth U.S. National Conference on Earthquake Engineering, July 10-14 1994 Chicago. Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, California, v. III. – 1994. – P. 283-292.
17. Jimenez M. H., Garcia-Fernandez M. et al. Seismic hazard assessment in the Ibero-Maghreb region // The global seismic hazard assessment program (GSHAP) 1992-1999. Annali di Geofisica. – Vol. 42, N 6. – December 1999. – P. 1057-1065.
18. Sadigh K., Egan J. and Youngs R. Specification of Ground Motion for Seismic Design of Long Period Structures. Earthquake Notes 57:13.2.1986.
19. Ulomov V.I. et al. Seismic hazard of Northern Eurasia // The global seismic hazard assessment program (GSHAP) 1992-1999. Annali di Geofisica. – Vol. 42, N 6. – December 1999. – P. 1023-1038.



## **PROBABILISTIC MODEL OF SEISMIC EFFECTS PREDICTION FOR SEISMIC HAZARD IN ENGINEERING PURPOSES FORECASTING**

© 2017 Y. K. Chernov<sup>1</sup>, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., A. Y. Chernov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz, Markov street, 93a, e-mail: chenta-26@mail.ru;

<sup>2</sup>Institute of Construction in the North-Caucasian Federal University, Russia, 355029, Stavropol Krai, Stavropol, Kulakov str., 2

Probability models of peak acceleration, spectra and other strong motion parameters based on statistical analysis of large amounts of data on the instrumental registration is proposed.

Models can increase the accuracy and reliability of projections at the regional and local level, through better integration of potentially hazardous characteristics of earthquakes and geological environment properties, including local ground conditions.

**Keywords:** strong earthquake, seismic hazard, seismic effects, probable seismic impact, ground peak acceleration, spectra, periods, duration.

550.344.6

## ДАнные ГЛУБИННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВДОЛЬ ЧЕГЕМСКОГО ПРОФИЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ БЛОК, БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

© 2017 А.Г. Шемпелев<sup>1,2</sup>, к.г.-м.н., Х.О. Чотчаев<sup>2</sup>, С.У. Кухмазов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ОАО «Кавказгеолсъёмка», Россия, 357600, г. Ессентуки, ул. Кисловодская, 203,  
e-mail: shemp38@yandex.ru;

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

<sup>3</sup>ООО «Сей-Эко-Геон», Россия, 357623, Ставропольский край, г. Ессентуки, ул.  
Нагорная, д. 24, кв. 4

Геофизические наблюдения вдоль Чегемского профиля (перевал Китлод – г. Буденновск) являются продолжением глубинных исследований структуры Большого Кавказа комплексом геофизических характеристик разреза земной коры в крест всей структуры орогена. На основании фактических материалов МОВЗ, МТЗ и гравимагнитных съёмок выделяются отдельные элементы структуры Большого Кавказа, как части Альпийского коллизийного пояса, очевидно возникшей при пологом надвиге с севера земной коры Скифской плиты на консолидированную кору закавказских микроплит.

**Ключевые слова:** Большой Кавказ, Скифская плита, глубинные геофизические исследования, МОВЗ, МТЗ, гравимагнитные исследования, Чегемский профиль, пологий надвиг, блоковая структура.

На территории Северного Кавказа и Предкавказья в рамках работ Роснедра по проблеме прогноза землетрясений с целью изучения строения земной коры создана сеть региональных профилей глубинных геофизических исследований. В 2014 г. ООО «Сей-Эко-Геон» и ОАО «Кавказгеолсъёмка» методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурических зондирований (МТЗ) отработан один из профилей этой сети – Чегемский. Он пройден от перевала Китлод на северных склонах Кавказа до города Буденновск в Предкавказье, то есть в пределах альпийской структуры Большой Кавказ и Скифской эпигерцинской плиты. Ниже рассматривается, полученный по результатам этих работ и материалам ранее выполненных гравимагнитных съёмок, глубинный геолого-геофизический разрез вдоль Чегемского профиля протяжённостью 210 км.

Гравитационное поле, представленное графиком  $\Delta g$  (рис. 1), 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 намагниченности также чётко распадается на два блока (рис. 1). Магнитное поле ( $\Delta T$ )<sub>а</sub> для южной горной части территории, отрицательное в региональном плане, осложнено локальными аномалиями разных знаков. Северный (Предкавказский) блок, практически, на всю мощность земной коры характеризуется повышенными значениями эффективной намагни-

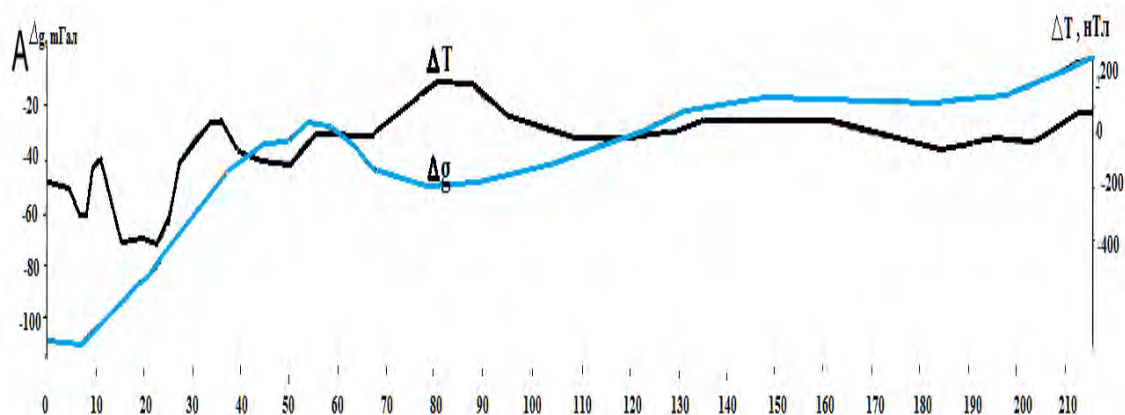


Рис. 1. Результаты геофизических исследований вдоль Чегемского профиля  
Графики гравитационного  $\Delta g$  и магнитного ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> полей

ченности. Причём на фоне относительно спокойного магнитного поля в этом районе известна протяжённая магнитная положительная аномалия (до 500 нТл) северо-западного простирания. 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 сейсмических волн. При обработке данных метода сейсмической томографии делается акцент на выявление скоростных аномалий (неоднородностей). Результаты сейсмологических исследований приведены на рис. 2, где 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. В центральной и северной частях 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 на разрезе Чегемского профиля 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 наблюдалась резкая смена ориентировки осей эллипсов поляризации и изменение их формы. Южный блок выделяется наибольшими кажущимися сопротивлениями в верхней части земной коры (рис. 3), 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 Ом. В то же время в пределах Предкавказского блока отмечаются очень низкими значениями кажущихся сопротивлений (до 10 Ом) верхняя часть разреза и несколькими сотнями Ом более глубокие горизонты земной коры и верхняя мантия. Следует обратить внимание на то, что ось слоя максимально низких сопротивлений располагается на глубинах 2–4 км.

Приведённые выше фактические материалы показывают, что земная кора вдоль Чегемского разреза распадается на два региональных блока, значительно отличающихся практически по всем геофизическим параметрам. Зона раздела блоков на-

ходится в пределах 40-го–70-го километров профиля. Здесь её положение можно предполагать по смене эффективной намагниченности, повышенным градиентам электропроводности, а также деформациям границ обмена PS-волн и относительной аномалии понижения скорости продольных сейсмических волн по МОВЗ. Эта зона раздела может быть Предкавказским разломом, который по результатам количественных расчётов гравитационных аномалий [Павленкова, 2012; Шемпелев, 1982; Шемпелев и др., 2015] падает под углом в среднем  $55^\circ$  на северо-восток до глубин порядка 14-ти км. К зоне разлома приурочено повышенное 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. 1), что может быть вызвано разуплотнением земной коры и увеличением её мощности. Аномалии магнитного поля до 300–500 нТл (рис. 1) связываются с неогеновыми игнимбритами, туфами и лавами андезито-дацитов Верхне- и Нижне-Чегемской вулканических построек. Поднятие Главного хребта в основном представлено палеозойскими гранитами, мигматитами разной степени мигматизации и метаморфическими породами. Значительно дифференцированные электрические и скоростные характеристики верхней части разреза соответствуют весьма сложному его геологическому строению. Северо-Кавказская моноклинали (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  $8^\circ$ ) погружающимися в северном направлении, и подстилающим им, преимущественно, протерозойским кристаллическим фундаментом. Нижние слои земной коры всего южного блока имеют повышенную электропроводность и слабую коррелируемость границ обмена PS-волн между станциями, в том числе для глубин обычного залегания поверхности Мохо (М). Это можно объяснить значительной нарушенностью границ раздела.

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 ей соответствовать. Обоснованием выбора границы М на глубинах именно порядка 40 км является положение поверхности Мохо, установленное глубинными сейсмическими зондированиями (ГСЗ) по профилю Степное–Бакуриани [Юров, 1963; Павленкова, 2012], расположенному в пределах Скифской плиты в 40–60-ти км к востоку от описываемого Чегемского профиля в аналогичных структурно-тектонических условиях. Последнее подтверждается, в частности, идентичностью характера гравитационного поля для обоих профилей.

Геологическое строение северного блока типично для молодых платформ. В его земной коре, как говорилось выше, наиболее чётко прослеживаются две сейсмические границы (рис. 2). 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. По данным бурения несколько западнее Чегемского профиля (скважины Кунаковская-1, 5, 16, и др.) и по мнению некоторых геологов [Обыскалов, 1992] эта граница является поверхностью срыва. Удельные электрические сопротивления осадочной толщи –

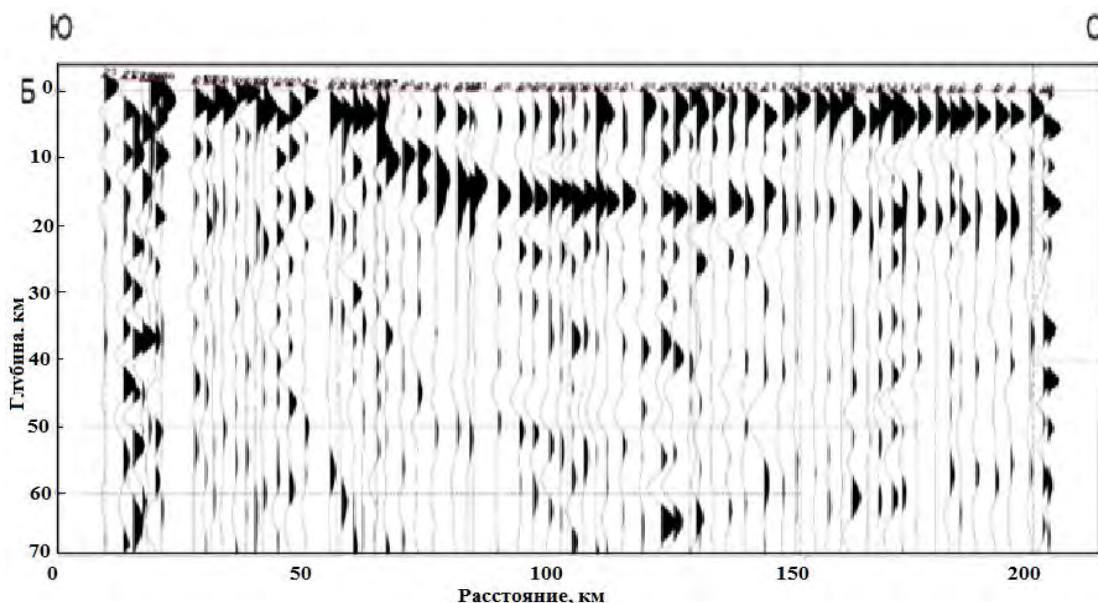


Рис. 2. Результаты геофизических исследований вдоль Чегемского профиля  
Функция приемника станции МОВЗ с обменной границей и номер станции

низкие, они практически не дифференцированы и характеризуются величинами 4–8 Омм. Залегают молодые низкоомные образования почти горизонтально. Подошва платформенного чехла Скифской эпигерцинской плиты сложена 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. 2) на глубинах 15–18 км также может быть поверхностью срыва, поверхностью пологого регионального надвига. По скоростным параметрам и по конфигурации поля кажущихся электрических сопротивлений лежащий между срывами 15-тикилометровый переходный комплекс слабо дислоцирован. Просматриваются только отдельные площадки обмена волн на глубинах 7–9 км в центральной части профиля.

В нижней высокоомной части земной коры северного блока по МТЗ можно предполагать два региональных поднятия (Баксанское и Степновское), разделенные впадиной (Чернолесской). Магнитная аномалия на 90-м километре профиля на глубине 10–15 км приурочена к Баксанскому поднятию. Отдельные площадки обмена волн 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 право ожидать наличие углеводородов, вероятно, в материнских палеозойских образованиях Чернолесской впадины, а также соответственно новые перспективные участки и в осадочном чехле по её обрамлению.



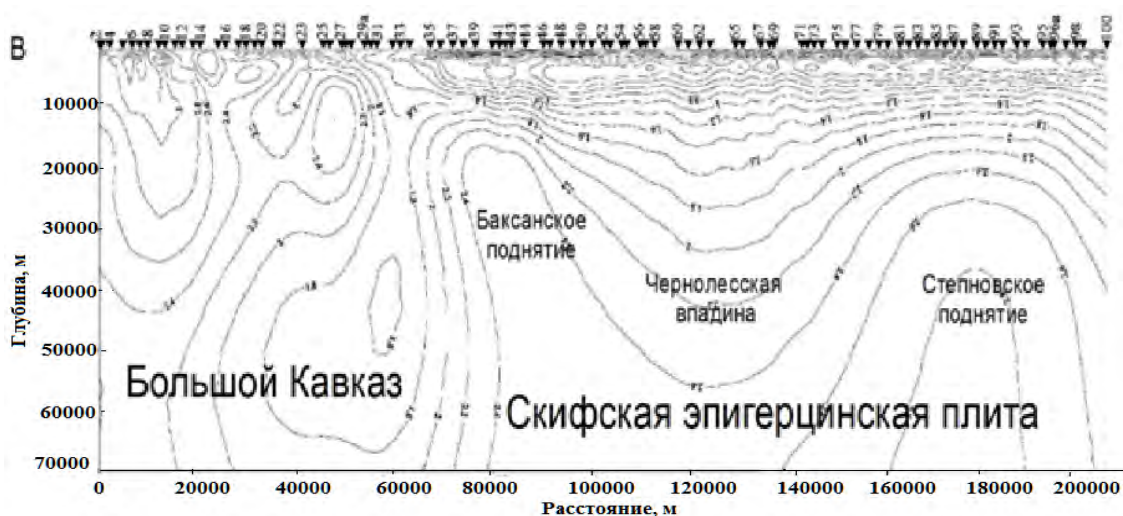


Рис. 3. Результаты геофизических исследований вдоль Чегемского профиля  
 Геоэлектрический разрез ( $\lg \text{ Ом}$ ), станции МТЗ и их номера

### 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., 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. – 2015. – №4. – С. 129–146.
5. Юров Ю.Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия // Советская геология. – 1963. – №9. – С. 42–47.

## DATA OF DEEP GEOPHYSICAL SURVEYS ALONG CHEGEM PROFILE (CENTRAL BLOCK, THE GREATER CAUCASUS)

© 2015 A.G. Shempelev<sup>1,2</sup>, Sc. Cand. (Geol.), H.O. Chotchaev<sup>2</sup>, S.U. Khuhmazov<sup>3</sup>

<sup>1</sup>OSC «Kavkazgeols'emka», Russia, 357600, Stavropol Krai, Essentuki, Kislovodskaya Str., 203, e-mail: shemp38@yandex.ru;

<sup>2</sup>Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov Str., 93a, e-mail: chotho@yandex.ru

<sup>3</sup>LLC «Sei-Eco-Geon», Russia, 357623, Stavropol Krai, Essentuki, Nagornaia Str., 24, office 4

Geophysical observations along the chegemsky profile (pass Titled - Budennovsk) are a continuation of the deep studies of the structure of the greater Caucasus the complex geophysical characteristics of the section of the earth crust in the cross the entire structure of the orogen. On the basis of actual materials of the method of exchange waves of earthquakes, the method of telluric current and gravity-filming separate elements of the structure of the greater Caucasus as part of the Alpine collisional belt, obviously occurred when the canopy on thrusting from the North of the earth's crust of the Scythian plate in the consolidated crust of the Transcaucasian microplate.

**Keywords:** greater Caucasus, the Scythian plate, deep geophysical studies, EULEX, MTZ, gravity studies of the Chegem profile, gently sloping overthrust, a block structure.

УДК 553.66:553.61.13 (571.661)

## ГЛЫБОВО-КЛАВИШНАЯ СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТА НА СВ АЗИИ. КОРЯКСКО-КАМЧАТСКИЙ РЕГИОН

© 2016 Г. П. Яроцкий, к.г.-м.н.

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

Показана система северо-западных разломов, определивших продольную зональность региональных геоструктур активной окраины Северо-Востока Азии. Они обусловили линейные и гнездовые вулканогены Северо-Западно- и Юго-Восточно-Корякских орогенных поясов и связь с ними рудных районов. Поперечные разломы создают условия субвертикальных движений окраины геоструктур: погружения и воздымания. В кляхах слоёв прогнутых горизонтов и замках – выгнутых, возникают продольно-осевые разломы – зоны максимальных геодинамических напряжений. На их сочленении с глубинными границами разновозрастных морских террейнов образуются вертикальные сейсмогенные колонны с гипоцентрами сильных ( $M > 6,6$ ) землетрясений Корякского сейсмичного пояса.

**Ключевые слова:** продольная зональность, поперечные разломы, глыбы, литосфера, вулканогены, землетрясения.

### Введение

Окраины континента на Северо-Востоке Азии (СВ Азии) являются северо-западной составной частью планетарных Тихоокеанских поясов: подвижного, вулканического, сейсмического, металлогенического, разных биологических. В них в полной мере проявлены процессы геологического мироздания, отражённые в непрерывном образовании новой суши за счёт океанского дна. Прирост суши происходит, главным образом, за счёт вулканизма вдоль сейсмофокальных зон Вада-ти-Заварицкого-Беньофа. Вулканизм сопровождается образованием вулканов и их поясов, полезными ископаемыми, землетрясениями и цунами. Кроме этих классических признаков процессов наращивания суши есть и яркие проявления, в частности, тектоники окраин, отражённые в разломных дислокациях, рельефе, конфигурации побережий, речной сети, геологических разрезах и др.

В СЗ секторе поясов, в частности, в Корякско-Камчатском регионе (п-ов Камчатка, Корякское и Пенжинское нагорья), в мезокайнозойе прирост суши происходил региональными разновозрастными вулканическими поясами: Охотско-Чукотским (частью Катазиатского окраинного пояса древнего континента Азии на Востоке), Западно-, Центральными и Восточно-Камчатскими, Северо-Западно- и Юго-Восточно-Корякскими.

Структуры прироста поясов региона последовательно наследуют направления окраин и конфигурацию их суши. В секторе окраин и их прироста геоструктуры имеют северо-восточное простирание, обусловленное глубинными продольными разломами. Эти разломы развиты по СВ составляющей диагональной сети планетарной регматической сетки – вдоль них прирост геоструктур суши тянется на сотни – тысячи км. В них (в частности, в вулканических и сейсмических поясах) отме-

чается очень важный признак: несмотря на их единое генетическое геологическое и (как следствие) геофизическое пространство, по простиранию проявлена изменчивость основополагающих факторов формирования и особенностей в их отдельных частях-звеньях: возраста и состава пород и их физических свойств, рельефа, разных элементов тектоники и складчатости, др. В регионе эта продольная зональность в звеньях отмечена еще первыми геолого-геофизическими региональными съёмками, отражёнными в «Геологической карте Камчатской области» [Геологическая карта..., 1976], составленной первопроходцами Камчатки и Корякии под руководством выдающегося патриарха камчатской геологии Г. М. Власова.

Автор статьи обратил на эту зональность звеньев внимание при анализе аэромагнитной и гравиметрической съёмок – как на чередование обособленных аномалий в пределах стратиграфически единых поясов региона. Интерес к изменчивости усилился ещё и проекцией отдельных геолого-геофизических частей-звеньев продольных структур на морское и океаническое побережья региона: проявилось очевидное закономерное чередование полуостровов и заливов (заметим, что этот геоморфологический факт не имеет объяснений и поныне). Таким образом, из совокупности качественных и количественных геолого-геофизических признаков (фактов) звеньев продольных геоструктур возникла Концепция продольной зональности окраины. В ней решающим фактором делимости определена система поперечных глубинных разломов СЗ простирания, ограничивающих локальные отрезки-звенья продольных вулканических и складчатых геоструктур всей гаммы мезокайнозойских поясов прироста окраины континента. Определилось понятие глыбово-клавишной структуры земной коры [Яроцкий, 1973, 1974, 1976], впоследствии – литосферы, включая уже и Японию, Новую Зеландию, Южную Америку [Яроцкий, 2014, 2016].

### **Методология и методика исследования**

Методология заключена в классике теорий и прикладных результатов в регионе по тектонике, металлогении, вулканологии и сейсмичности СЗ сектора планетарных поясов.

Проблемы планетарные и региональные в секторе поясов на активной окраине континента СВ Азии исследовала выдающаяся плеяда первопроходцев геологии и геофизики его территорий. Их не счесть, и на их учениях и достижениях созданы современные представления о геологии. Предложенная концепция является новым аспектом познания геологического мироздания характеризуемой территории в классике знаний о регионе.

В основе методологии авторского исследования лежат учения о разломно-блоковой концепции геологии активных окраин континента. Тектоника окраин является предметом, а системный геолого-геофизический анализ геологических систем – методом работ. Системами являются тектоника складчатых и блоковых структур, их рудоносные площади, сейсмичность. Системы сложены элементами, которые исследуются на предмет определения между ними структурных связей с целью установления особенностей целых система. Автор предлагает новые элементы и их взаимосвязи в составе вышеназванных систем, что позволит познать отдельные аспекты геотектоники сектора поясов, которые обобщены в авторской Концепции глыбово-клавишной структуры литосферы активных окраин континента (далее – Концепция), основанной на тектоническом приоритете развития активных окраин континента.

Концепция отражает элементы тектоники окраин и процессы в системе структурных геологических связей её элементов. Рассматриваемыми элементами литосферы являются: система поперечных межглыбовых разломов; образованные ими глыбы и внутриглыбовые продольно-осевые разломы; геологические комплексы на юго-восточных приморских окончаниях глыб; структуры, образованные межглыбовыми и внутриглыбовыми разломами; вулканизм, металлогения, сейсмичность территорий глыб; слои горизонтов глубинного геолого-геофизического разреза глыб и их структурные формы.

В комплексном анализе исследованы структурные связи между элементами системы, сгруппированные автором из первичных материалов и обобщений в разных источниках по стратиграфии, тектонике, металлогении, геофизике, включая сейсмологию. В конечном счёте, сформулированы определения элементов системы «тектоника и металлогения» и «тектоника-сейсмичность». Полученные элементы и их целые системы являются оригинальными и в публикациях и архивах нами не встречены, т. е. Концепция обладает научной и прикладной новизной. В целом автор в своём исследовании руководствовался принципом великого Дарвина «*Наука заключается в такой группировке фактов, которая позволяет выводить на основании их общие законы и заключения*».

### Термины и понятия

#### *Клавишная тектоника*

Впервые понятие блоково-клавишной структуры земной коры суши Корьякско-Камчатского региона применено в первых публикациях автора для обозначения особенностей поперечных разломов [Яроцкий, 1973, 1974]. Впоследствии понимание структуры было распространено на Охотское и Берингово моря, Примагданье и стало применяться понятие глыбово-клавишной структуры. Термины «клавиши и блоки» содержатся в известных в сейсмологии работах [Лобковский, Баранов, 1984] как клавишная модель землетрясений островной дуги (см. также далее). Близкое понимание по смыслу и по положению авторским поперечным разломам дано в [Структуры..., 1984] в определении трансрегиональных разломов, трассируемых от побережья вглубь материка СВ Азии, а близкое толкование значения поперечных дислокаций в тектонике и металлогении Чукотки дано в [Белый, 2003] для Крайнего СВ Азии. В [Ротман, 1964, 1984] дана принципиальная схема тектоники и металлогении Камчатки и Сахалина.

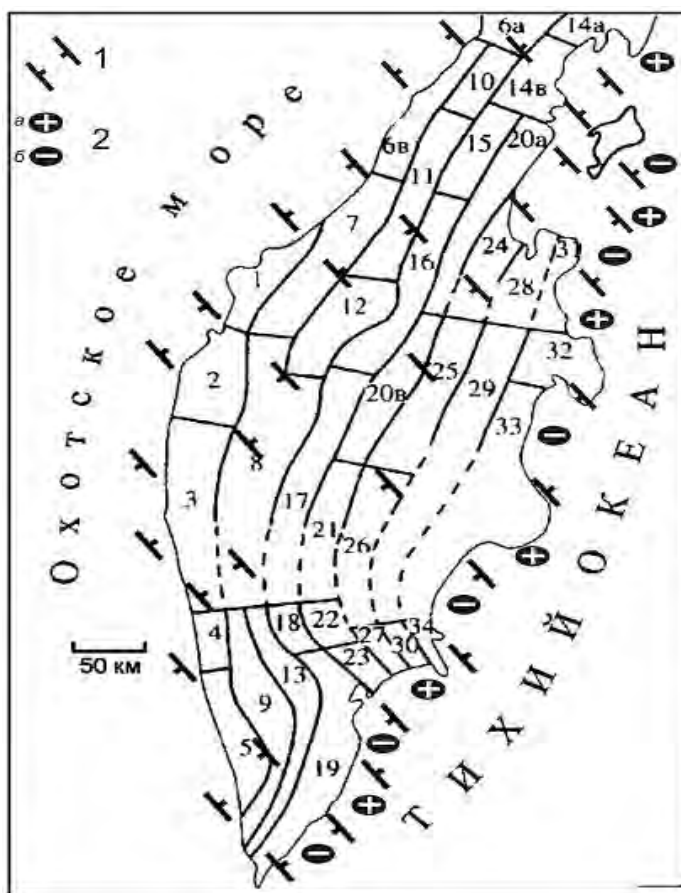
Понятие возникло из разного гипсометрического положения среза разноцветных звеньев-отрезков региональных структур, заключённых между парами поперечных разломов глыбы земной коры [Яроцкий, 1974, 2007]. Согласно МТЗ-МОВЗ [Белявский и др., 2007] разноглубинность положений звеньев подтвердилась закономерным чередованием поднятых и погружённых горизонтов их геоструктур вдоль линии северо-восточного простиранья глыб, заключённых парами поперечных разломов (рис. 3). Понятие блоковой клавишности введено в тектонику окраины суши и сейсмофокальных зон Курил Л. И. Лобковским и В. Г. Барановым [Лобковский, Баранов, 1984] при создании модели сильных землетрясений на активной континентальной окраине. Клавиши образованы поперечными разломами суши и акватории к СЗ от оси глубоководного желоба.

Исключительно яркое представление о клавишности литосферы, созданной системой поперечных разломов, даёт на п-ове Камчатка схема районирования се-



Рис. 1. Схема расположения семейств кривых МТЗ на Камчатке [по Мороз и др., 2008; с дополнениями].

Дополнения: 1 – поперечные межглыбовые разломы северо-западного – алеутского направления, 2 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры (а – воздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие в воздымании)).



меств кривых МТЗ, составленная Ю. Ф. Морозом с соавторами [Мороз и др., 2008] (рис. 1).

Названные исследования составляют основу имеющихся представлений о сущности поперечной тектоники окраины на СВ Азии. Автор воспользовался этими сведениями в работе над проблемой, предложив нижеследующую концепцию закономерных структурных связей элементов геолого-геофизической системы в тектонике окраин материка.

#### Вулканогены

Поперечные разломы расчленяют продольные региональные геоструктуры на отдельные звенья, в частности, на вулканогены поясов, которые рассматриваются как «... Вулканоген – самостоятельное звено вулканических поясов, относящееся к особому генетическому типу тектонических структур, которые почти везде «срезают» уже сформированные складчатые образования; связаны с гранитоидным процессом активизации» [Тектоника..., 1976; стр. 511]. В регионе это типичные структуры всех его орогенных вулканических поясов. В других геоструктурах чехла и складчатого основания поперечные разломы ограничивают их составные части: впадины и грабены, выступы и горсты, зачастую и более крупные структуры – части горст-антиклинориев, грабен-синклиналей. В обоих случаях с такими локальными звеньями, как правило, связаны минерагенические таксоны (рудные районы, поля, узлы), сейсмоцентры. Известна связь вулканических и сейсмических поясов [Соловьёв, Рыжова, 1996].

*Кили и замки слоёв горизонтов глубинного геолого-геофизического разреза глыб*

Эти элементы глыбово-клавишной структуры литосферы характеризуют структурно-тектонические особенности геологических тел горизонтов разреза. В разнообразных телах – складках (антиклинали, синклинали, складки тупые, сундучные и т. д.) выделяются места перегибов их слоёв: замки и кили [Формы..., 1977]. Замки – в слоях максимально выгнутых горизонтов складок, кили – в слоях максимально прогнутых.

В методе МТЗ и МОВЗ замки и кили слоёв горизонтов определяются по зонам потери корреляции параметров методов. Обычно именно такие места являются признаком максимальных механических деформаций слоёв, вызывающих нарушения сплошности пород и образование зон трещиноватости и разломов. На линиях зон замков и килей формируются линейные глубинные разломы вкrest простирания глубинных горизонтов, а при пересечении таких разломов на глубине с разломами других направлений – и столбообразные порово-трещинные колонны. В разломных зонах линейных структур и колонн в условиях сжимающих геодинамических давлений происходит миграция вверх пор, пустот, каверн, вакансий, газов и флюидов, приводящих к образованию на поверхности проявлений разломов геологических образований: интенсивно трещиноватых и пористых пород, брекчий, жильных тел, источников и подземных вод, рудопроявлений и месторождений. В сейсмологии эти зоны могут являться сейсмическими экранами – зонами поглощения сейсмических волн.

На сейсмогеоэлектрическом разрезе, пересекающим вкrest глыбу Олюторского залива на Юго-Западе Корякского нагорья [Белявский и др., 2007; Нурмухамедов и др., 2016] хорошо видны кили слоёв горизонтов разреза вплоть до глубин верхней мантии, а также вертикальные зоны потери корреляции, которые могут быть разломными. Одна из таких зон рассматривается как отражение глубинного пересечения фронтов разновозрастных морских Говенского и Олюторского террейнов [Федотов и др., 2011]. Эта зона лежит в плоскости Хаилинского продольно-осевого разлома глыбы литосферы, а точка пересечения является гипоцентром Хаилинского землетрясения и Олюторского события (2006 г.) [Яроцкий, 2016].

### **Краткая история развития положений Концепции глыбово-клавишной структуры литосферы окраины на СВ Азии**

Последовательно представление о продольной зональности региональных геоструктур и её аспекты исследования как проблемы геологии окраины континента постепенно наполнялись всё новым содержанием. Это происходило и под влиянием других исследований тектоники окраин.

На Камчатке тектонические и металлогенические аспекты поперечных разломов в районировании региональных поясов полуострова плодотворно исследовал известный геолог В. К. Ротман. Он разделил полуостров на три тектонические зоны по линии двух поперечных разломов-швов (Диагональном и Паланском). Впоследствии зоны этих швов обозначены им границами металлогенических областей – как зоны поперечных дислокаций [Ротман, 1984]. Тектоническое районирование Камчатки как системы СЗ и линейных разломов, образующих линеаменты геоморфологии Камчатки признает Б. В. Ежов с соавторами [Ежов и др., 1974]. На востоке Корякского нагорья Б. М. Чиков [Чиков, 1965] в магнитном поле выделил аномалии СЗ простирания, интерпретируемые региональные сквозные разломы, продолжа-

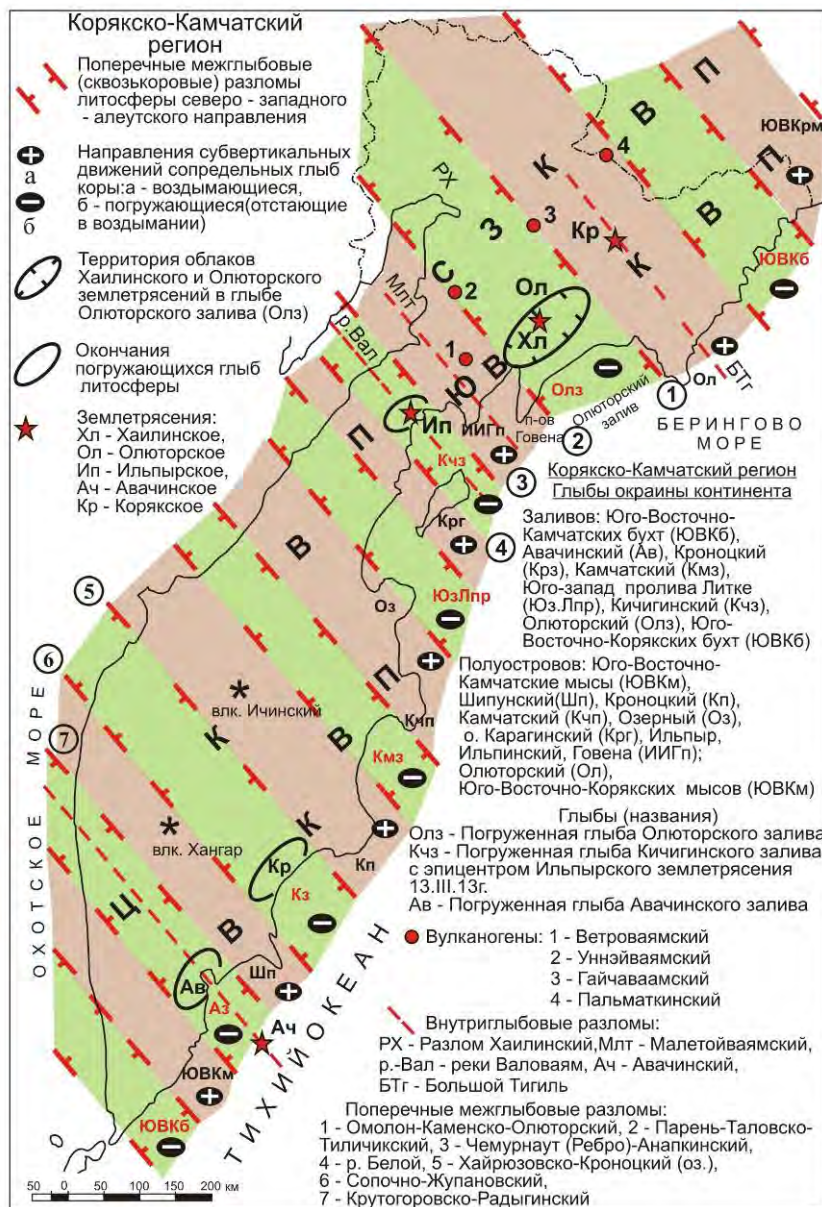


Рис. 2. Схема системы поперечных межглыбовых разломов литосферы в Концепции глыбово-клавишной структуры активной окраины континента на СВ Азии. Корякско-Камчатский регион. Буквенные обозначения. Вулканические пояса: СЗКВП – Северо-Западно-Корякский; ЮВВП – Юго-Восточно-Корякский; ВКВП – Восточно-Камчатский; ЦКВП – Центрально-Камчатский.

ющиеся на СВ материка. В бассейне р. Анадырь поперечные дислокации выделил по аэромагнитной съёмке И. И. Акрамовский [Акрамовский, 1971], считая их роль основной в формировании двух структурных планов.

В. Ф. Белый [Белый, 2003] рассматривает структурные зоны СЗ простирания на Чукотке, как результат тектоники кайнозоя СВ Азии. Автор относит дислокации ко времени не древнее кайнозоя и не поддерживает гипотезу продолжения разломов на материке в Яно-Колымской системе мезозой. Однако выделяет СЗ рифтоклинали в Чукотской складчатой системе, а одну из них рассматривает как протерозойскую границу между Сибирским и Северо-Американским кратонами. Красноозёрская рифтоклинали считается восточной границей Корякско-Камчатской складчатой области. Автор соглашается с отнесением поперечных трансзональных линеаментов к структурам, составляющим глобальную сеть планетарной трещиноватости, но считает их существование трудно совместимым с представлениями о подвижности литосферных плит, террейнов.



Наиболее близким по существу проблемы поперечных разломов является исследование под руководством Н.И. Филатовой [Структуры..., 1984]. На территории СВ России от Гижигинской губы до Чукотского моря выделены фрагменты зон СЗ трансрегиональных разломов, часть из которых в принципе совпадает с авторскими представлениями о тектонике на юго-западе Корякского нагорья [Яроцкий, 2007]. При краткости описаний авторами трансрегиональных разломов важнейшей частью их оценки является цитата. Разломы трансрегиональные размещаются «... вне зависимости от типа коры, пересекая как кору переходного типа, так и континентальную кору дорифейского возраста. Такие разломы обычно дешифрируются в виде систем сближенных, параллельно расположенных разломов шириной от километра до первых десятков километров, иногда до 100 км; гораздо реже они представлены одним линеamentом. Несмотря на то, что поперечными сдвигами эти сквозные разломы расчленены на отдельные кулисообразно расположенные отрезки, устанавливается непрерывность многих из разломов, выделенных в ранг трансрегиональных» [Структуры..., 1984, стр. 176]. Протяжённость сквозных разломов превышает 1000 км, прослеживаются они на континенте и в пределах океанического дна. Их особенностью является длительная и стабильная активность.

Основная роль разломов проявлена при деструктивных и конструктивных процессах земной коры: по ним осуществляется рифтогенез, они управляют процессами тектонического скручивания, по ним, как по «рельсам» (салазкам), перемещаются и ограничиваются тектонические покровы. Примечательно, что разломы СВ ориентировки проявлены значительно меньше! Трансрегиональные разломы всех направлений достигают «по крайней мере» верхней мантии [Структуры..., 1984, стр. 176, 181], а возраст разломов – дофанерозойский, т.е. они сродни времени начала образования Охотско-Чукотского вулканического пояса, оказывая влияние на всю последующую историю геологического развития окраины Омолонского массива в направлении к океану вплоть до настоящего времени. Исследователи уделяют много внимания и разломам ортогональной сети, но, по нашему мнению, они не играют ярко выраженной роли в тектонике территории.

Очевидна система СЗ разломов в пределах террейнов Омолонского массива, а также СЗ обрамления Охотского моря [Геодинамика..., 2006]. Исключительно доказательна сеть СЗ разломов на геотраверсах Охотского моря, как на суше Камчатки и Сахалина, так и акватории, подчёркивая планетарный характер их заложения [Тектоническая карта..., 2000].

Очень симптоматично, что поперечные разломы суши трассируются в океан, что показано в [Селивёрстов, 1998], а ранее для Берингова моря ещё и в [Структуры..., 1984]. Система диагональных разломов установлена на всех упомянутых геотраверсах Охотского моря [Тектоническая карта..., 2000].

Здесь уместно вспомнить, что на роль и значение поперечных разломов в движениях литосферных плит обратил внимание В.А. Буш [Буш, 1983], считая их «рельсами» движения плит материков. Они могут быть и «шлагбаумами» на границах движений с разным направлением. Эти термины определяют тезис невозможности свободных горизонтальных перемещений, которые предопределены и регулируются системой планетарной трещиноватости разломов-линеamentов. Постулируется также и вывод о сохранении разломами своего фиксированного положения в верхней мантии, и что они продолжают действовать и на орогенных этапах. Автор замечает: «...однажды сформированные плотностные и вещественные неоднородности в литосфере и земной коре могут служить причиной последующих (?) диф-

*ференцированных тектонических движений на протяжении сотен миллионов лет. При этом старые ослабленные зоны в земной коре многократно используются в новых структурно-кинематических условиях» [Буш, 1983, стр. 24].*

Автор настоящей статьи периодически публиковал свои концептуальные положения (см. выше), и в дальнейшем развитии Концепции поперечные разломы сформулированы, как: глубинные, сквозькоровые; древние по возрасту заложения; разделяющие кору на глыбы, юго-восточные современные окончания которых разделяли геоструктуры побережий на воздымающиеся – полуострова и погружающиеся – заливы. Разломы, в частности, являются глубинными и поверхностными ограничениями горизонтальных передвижек морских террейнов как на «рельсах» на окраину суши континента, локализуя их как самостоятельные звенья продольных складчатых и вулканических региональных поясов. Проведение на Камчатке и Юго-Западе Корякского нагорья региональных работ МТЗ-МОВЗ [Нурмухамедов и др., 2016; Белявский и др., 2007; Федотов и др., 2011] позволило определить глубины заложения поперечных разломов как сквозь литосферных, т. е. входящих в слои верхней мантии.

#### *Выводы*

Глыбово-клавишная структура литосферы на активной окраине СВ Азии рассматривается нами как «Система элементов, находящихся в структурной взаимосвязи, и исследуемых в системном анализе познания функционирования системы в целом». Конкретизируем элементы системы (рис. 2 и 3):

- поперечные межглыбовые разломы литосферы, образующие сеть северо-западного простираения, заключающих звенья структур;
- звенья продольных региональных структур активной окраины континента, определяющие её продольную зональность;
- совокупность разновозрастных (разноцветных) звеньев ряда региональных структур активной окраины в глыбах литосферы СЗ простираения;
- воздымающиеся и погружающиеся структуры ЮВ окончаний глыб литосферы.

Поясним названные элементы системы глыбово-клавишной структуры литосферы окраины континента на примерах их проявления в тектонике, металлогении, сейсмологии.

#### *1. Поперечные северо-западные межглыбовые разломы*

На рис. 2 показано положение СЗ разломов региона, пересекающих сушу и прилегающую акваторию. Их положение изображено как генеральное, однако, фактически, они сложены отрезками, кулисообразно смещёнными разломами других направлений о чём отмечено и в [Структуры..., 1984]. Система разломов первоначально определена нами по геолого-геофизическим фактам продольной делимости региональных геоструктур окраины и их интерпретации. Впоследствии [Мороз и др., 2008] продольная делимость северо-восточных структур Камчатки была показана геоэлектрическим районированием земной коры (рис. 2). Авторы предполагают, что в восточной части Камчатки «... земная кора содержит поперечные проводящие зоны шириной до 50 км, имеющие продолжение в Тихий океан. К таким зонам приурочены крупные области современного вулканизма» [Мороз и др., 2008, стр. 108]. Ряд поперечных разломов, выделенных короткими отрезками, показан



на «Карте полезных ископаемых...», [Карта полезных ископаемых..., 1999], на геологических картах и тектонических схемах к ним «Государственных геологических картах СССР и РФ» п-ова Камчатки и материковой части региона. Ввиду их множества конкретная ссылка на них не даётся, исключая некоторые случаи.

Поперечные разломы названы нами «алеутскими» благодаря простирацию Командорских островов Алеутской дуги и ограничивающим их разломов, простирающихся на северо-запад ( $330^\circ$ ) на п-ов Озерной на Камчатке и далее через Охотское море на структуры мезозойд Примагаданья и верховий р. Колымы.

Для Японии с аналогичным строением земной коры и аналогичной сейсмичностью на СЗ Тихого океана [Геологическое развитие..., 1968] намечена система поперечных межглыбовых разломов на глубинных срезах 10, 20, 30, 40 км. Распределение главных металлогенических провинций  $P_2$ -Mz и раннетретичного времени, главных метаморфических зон, интрузивных пород [Геология и минеральные ресурсы..., 1961] в полной мере соответствует схеме геологического и палеогеографического [Геологическое развитие..., 1968] районирования Японии.

## *2. Звенья продольных региональных структур. Вулканогены поясов*

Звенья продольных региональных структур, преимущественно СВ простираения, ограниченные парами поперечных межглыбовых разломов, представляют последовательные отрезки вулканических поясов и складчатого основания общей протяжённостью на сотни км структур окраин. Породы звеньев слагают складчатые, блоковые и блоково-складчатые конструкции разреза литосферы – это линейные структуры! Их длина определяется расстоянием между поперечными разломами: на Камчатке – 65-130 км, для материковой части региона – 165-170 км.

Типичным примером линейных структур являются протяжённые вулканические пояса; такие как Юго-Восточно-Корякский пояс миоцен-квартера. Его отрезки являются вулканогенами линейного типа: Ветроваямский, Пахачинско-Апукский, Опухский.

Ветроваямский вулканоген миоцена пояса заключён между Ребро (Чемурнаут) – Анапкинским и Парень-Таловско-Тиличикским поперечными межглыбовыми разломами (рис. 2) на Ветвейском хребте Юго-Запада Корякского нагорья [Яроцкий, 2006а]. Он представлен группами миоценовых орогенных покровных и субвулканических фаций андезибазальтов, андезитов, риолитов, насыщенных интрузиями диоритового ряда. Особой их примечательностью являются породы формации вторичных кварцитов с проявлениями и крупными месторождениями самородной серы, а также эпитермального золота с серебром и ртутью, проявлениями меди, кобальта, молибдена.

Вулканоген образован по сети субкамчатских ( $60^\circ$ ) разломных рудоконтролирующих (в понимании [Фаворская и др., 1969]) зон. Эти зоны пересекаются с продольным СВ Вывенским разломом – осевым разломом вулканогена и создают ряд рудных узлов, объединённых в Ильпинский (ранее Северо-Камчатский сероносный) рудный район. Центральная – Малетойваямская часть вулканогена, лежит на Ильпинском тектоническом своде поздний мел-палеогенового фундамента, пересекается СЗ субалеутским Малетойваямским рудоконцентрирующим разломом, в котором в центре узла на поверхность выведены высокотемпературные глубинные кварциты рудной колонки с диаспором, андалузитом, накритом, золотом, серебром, медью, редкими землями [Поляков, Яроцкий, 1980]. Разлом, рудный узел и свод

фундамента характеризует самый поднятый блок-свод Ветроваямского вулканогена *линейного* типа.

Наряду с линейными вулканогенами выделяются и *гнездовые*. Вулканогены этого типа определены в Северо-Западно-Корякском вулканическом олигоценном орогенном поясе. Этот тип образуется как эллипсоидная площадь СВ простирания в месте пересечения поперечными межглыбовыми разломами разломных границ протяжённых региональных продольных геоструктур. В поясе – это пересечение Парень-Таловско-Тиличикским, Омолон-Каменско-Олюторским и Олойско-Слаутненско-Ачайваямским СЗ разломами тектонического сочленения Пусторецко-Парапольского прогиба окраины юга Пенжинской тектонической зоны и севера Корякского микроконтинента [согласно Апрельков и др., 1997] Центрально-Корякской тектонической зоны.

Прогиб рассматривается как СВ рифт окраины на юге блоков древнего Омолонского массива. Рифт ограничен на юге Пусторецко-Парапольским разломом, на его пересечении с Парень-Таловско-Тиличикским поперечным разломом образован Уннэйваямский вулканоген. Он лежит в локальной впадине в кровле мезозойского чехла (1 км) и кристаллического фундамента (8 км) [Мороз, 1991], представлен группой олигоценых орогенных покровных и субвулканических фаций велолыкской серии: андезибазальтов, андезитов, риодацитов, дацитов. Интрузии, в т. ч. крупнейшая в Корякском нагорье Мигитунупская, представлены телами диоритового и гранодиоритового ряда.

Площадь вулканогена сложена на западе основными породами с золотом (месторождение Аметистовое), а на востоке – исключительно кислыми разностями с многочисленными проявлениями серебра с ураганными содержаниями (десятки сотен грамм при ничтожном золоте). Другой особенностью вулканогена является олово на выходах позднемелового фундамента на южном обрамлении Мигитунупской интрузии (месторождения Восточное, Перевальное). Характерным является проявление площади вулканогена в магнитном поле: линейными полосами чередующихся локальных минимумов и максимумов [Корнилов, 1981], отражающих разломно-трещинную локализацию рудоносных пород (кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы и гнезда). Весь рудовмещающий и рудоносный комплекс описывается локальным минимумом гравитационного поля по контуру изолиний глубин локальной впадины. По совокупности признаков Уннэйваямский вулканоген [Апрельков и др., 2002] гнездового типа является образцом классического определения (см. выше).

По простиранию к востоку от названного вулканогена в сочленении Пусторецко-Парапольского прогиба с Корякским микроконтинентом выделяется ещё два вулканогена с полностью идентичными данными: Гайчаваамский и Пальмааткинский. Всем трем полям в полной мере отвечают признаки данного выше определения вулканогена. Все три названные узловых структуры образуют самостоятельный Северо-Западно-Корякский вулканический пояс. В нём вулканогены наполнены вмещающими и рудоносными комплексами, создающими сереборудные районы, ранее не выделяемые. Учитывая простирание данного пояса за пределы административной границы края к востоку на Чукотке с возможными сереборудными районами, можно выделить единую региональную металлогеническую зону с месторождениями Ag, Au, Sn. Её объекты являются резервом геологоразведочных работ по формированию минерально-сырьевой базы.

В случае образования поперечными разломами алеутского направления, например, частей других региональных структур складчатого основания, происходит аналогичное продольное районирование со всеми признаками продольной зональности. Так, в Корякском микроконтиненте выделяется палеоценовый прогиб с интенсивным насыщением проявлениями и месторождениями ртути (Ляпганайский рудный район). В Пенжинской тектонической зоне поперечными разломами локализованы выходы отложений чехла и фундамента Омолонского массива, поперечные Слаутненское и Налгымское поднятия, части Пареньско-Путорецкого прогиба, др. В Центрально-Корякской зоне локализованы Ковэрэланский прогиб, Хатынско-Ватынский тектонический покров, выходы офиолитовых комплексов.

В Юго-Восточно-Корякском поясе в глыбе Олюторского залива локализована Ильпинско-Тылговаямская грабен-синклинали с Хаилинским высокомагнитудным сейсмическим узлом (Хаилинское и Олюторское землетрясения 1991 и 2006 гг.).

Таким образом, роль поперечных межглыбовых разломов алеутского направления в комплексе региональных структур основания и вулканических поясов состоит в обеспечении тектонических предпосылок формирования линейных и узловых вулканогенов и их складчато-блоковых геоструктур, как условий формирующих тектонические, металлогенические и сейсмогенные таксоны на активных окраинах континента.

### *3. Погружающиеся и воздымающиеся структуры юго-восточных окончаний глыб литосферы*

Одним из последствий существования системы поперечных межглыбовых разломов является разный вертикальный режим развития ограниченных ими звеньев глыбы: погружающийся и воздымающийся. Покажем это на примере описания глыбы литосферы Олюторского залива [Карта полезных ископаемых..., 1999].

Структура глыбы находится в режиме погружения, начиная с раннего палеоцена с наполнением угленосными отложениями – начинается формирование прибрежного регионального Ильпинско-Тылговаямского рифтогенного прогиба – грабен-синклинали, продолжающееся и поныне. В нём проявляется яркий признак и современного погружения – заход с востока с воздымающейся глыбы п-ова Олюторского языков Пахачинско-Апукского андезибазальтового вулканогена квартера.

На погружающийся режим разреза Кроноцкого залива Восточно-Камчатского вулканического звена указывает Ю.П. Масуренков [Масуренков, 1991], описывая его глубинное строение как ряд блоков линейного грабена, погружающихся от поперечных разломов к середине глыбы. Полным глубинным аналогом Кроноцкого звена является линейный разноблоковый разноамплитудный грабен вулканической зоны Таупо залива Хоук [Эрлих, 1973; Леонов, 2003; Яроцкий, 2007].

### *4. Продольно-осевые разломы глыб литосферы и сейсмичность*

Среди вышепоказанных элементов системы глыбово-клавишной структуры литосферы при анализе процесса погружения геологического разреза Олюторской глыбы был выявлен принципиальный элемент глыб – продольно-осевой внутриглыбовый разлом (рис. 3). Этот тип разломов является неизбежным следствием интенсивно прогибающихся слоёв геодинамически напряжённых горизонтов разреза. В таких слоях формируются кили горизонтов. Это утверждение установлено нами на сейсмoeлектрических разрезах, полученных по профилю МТЗ-МОВЗ п. Корф – с. Верхнее Пенжино – на западной половине глыбы залива и на восточном профиле

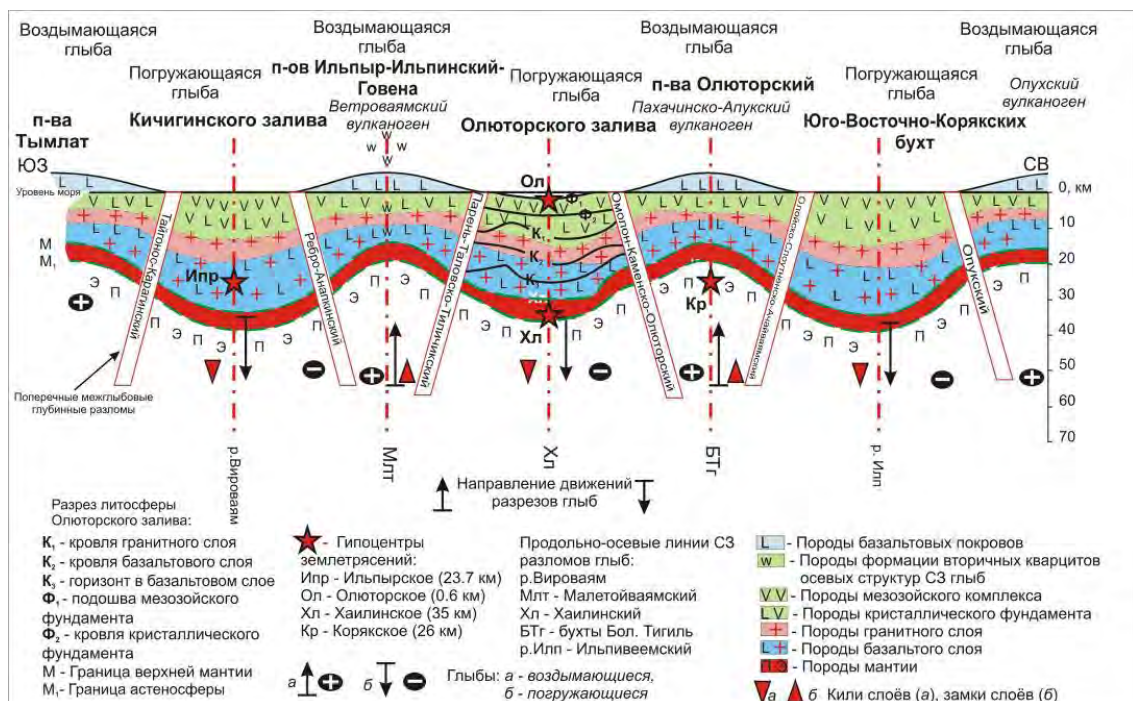


Рис. 3. Схематический идеализированный глубинный геолого-геофизический разрез литосферы по линии эпицентров землетрясений: Ильпирского, Хаилинского, Олюторского, Корякского. Юго-Запад Корякского нагорья. Разрез погруженной глыбы Олюторского залива [по Белявский и др., 2007].

с. Хаилино – р. Пахача [Белявский и др., 2007; Нурмухамедов и др., 2016]. В киях звеньев геоструктур глыбы образуется линейная зона разлома, прослеженная от бухты Сомнения на северо-запад на 180 км через знаковое геологическое нарушение – феномен р. Вывенки у с. Хаилино. На профилях это определено по глубинам прогибания слоёв в разрезе, а зона собственно разлома выделяется по потере корреляции горизонтов. Признаки разлома, названного нами Хаилинским, отражаются по его простираию разнообразными проявлениями в геологических и геофизических средах разреза и поверхности. К его части приурочено облако афтершоков Хаилинского землетрясения 1991 г. На линии килей Хаилинского разлома близ с. Хаилино определена порово-трещинная вертикальная колонна, растущая вверх от глубинной точки разломной зоны сочленения двух разновозрастных морских террейнов [Федотов и др., 2011]. В колонне на глубине 35 км лежит гипоцентр Хаилинского (1991 г.) землетрясения, а на глубине 1 км – Олюторского (2006 г.).

Условия локализации геодинамических напряжений можно дополнить и замками слоёв горизонтов в воздымающейся глыбе п-овов Говена-Ильпинский-Ильпыр. В ней подобный линейный продольно-осевой разлом отражает место замка Ильпинского свода и Малетойваямского рудоконцентрирующего разлома Центральной части Ветроваймского вулканогена (см. выше).

По сейсмологическим данным адекватным примером является локализация Ильпинского землетрясения в киях слоёв погружающейся глыбы Кичигинского залива [Салтыков, 2013] (рис. 3). Отметим, что по описанной выше в Ветроваймском вулканогене аналогии и в других слоях горизонтов других воздымающихся глыб литосферы образуются их замки, и тоже как места максимальных напряжений и деформаций геодинамических напряжений. Подобный случай отражён продоль-



но-осевым разломом бухты Большой Тигиль воздымающейся глыбы п-ова Олюторского – на нём возникло Корякское землетрясение 1988 г. Предположительно и на Камчатке в аналогичных тектонических условиях локализованы землетрясения на воздымающемся п-ове Камчатского мыса (Усть-Камчатское событие 1971 г.) и Авачинское событие (2013 г.) в погруженной глыбе Авачинского залива. При этом Усть-Камчатское землетрясение в начале события (15 и 16.12.1971 г.) имело северо-западное облако афтершоков, но уже с 18.12.1971 г. отчётливо проявилась и северо-восточное простираие части облака. Аналогом такого развития событий стало и облако Авачинского события (18.05.2013 г.). Оба события являются аналогом северо-западного простираия Хаилинского и Ильпырского облаков землетрясений – они лежат на продолжении продольно-осевых разломов заливов погружающихся глыб. Такое развитие событий может говорить о начале релаксации главного толчка землетрясения по максимально напряжённому направлению деформаций – продольно-осевым СЗ разломам глыб, а афтершоковая релаксация уже наследует генеральное СВ направление зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа [Яроцкий, 2014], как генеральной тектонической структуры окраины континента.

Изложенные фактические данные являются системным обобщением решения концептуальной задачи – что является причиной наблюдаемых сейсмологических процессов и явлений на активной окраине СВ Азии, элементы которой составили геолого-геофизическую модель системы глыбово-клавишной структуры литосферы. Для более полного понимания этой системы целесообразно в дальнейшем обратиться к её конструкции на других аналогичных территориях Корякского сейсмического пояса, установленных либо предлагаемых исследователями.

##### *5. Геология поверхности как индикатор вертикальных движений глыб*

Положение структур на юго-восточном окончании глыб, отражение их воздымания и погружения проявляется в геологии поверхности. На всех полуостровах Восточной Камчатки и юго-запада Корякского нагорья развиты основные вулканы, а на структурах заливов – кислого состава. В Центральном-Камчатском неогеновом вулканическом поясе на удалении от линии вулканов квартера Восточно-Камчатского пояса известен среди древних и палеогеновых пород современный вулкан Хангар – он создан в тылу пояса. Аналогичный современный вулкан Ичинский пояса также является экзотом среди пород миоценового обрамления [Карта полезных ископаемых..., 1999]. Оба вулкана лежат в воздымающихся глыбах. Миграция современного вулканизма от берега к матерiku рассматривается нами как компенсационный механизм воздымающихся глыб коры [Яроцкий, 2006б]. Одним из показателей поднятых (воздымающихся) структур чехла и фундамента являются углекислые минеральные воды. Для разных частей глыб в ряду воздымающихся звеньев в регионе такие источники тоже известны [Карта полезных ископаемых..., 1999].

Росту воздымающихся звеньев глыб препятствуют изостатические движения через излияния на поверхность их полуостровов тяжёлых компенсационных вулканических масс основного состава. Воздымание останавливается и начинается снос материала в сопредельные опускающиеся глыбы. Это приводит к процессам анатексиса, росту разреза и его мощности. Через некоторое время движение сопредельных глыб останавливается и меняется на обратное, а звено глыбы погружается – в его разрезе происходит накопление пород кислого вулканизма и вулканогенно-осадочного материала, что отражается и в излияниях на поверхности.



### *6. Глубинная форма поперечного сечения глыб литосферы*

В разрезах слоёв горизонтов литосферы образуются оптимальные для вертикальных движений формы глыб. Форма обусловлена наклонами межглыбовых разломов. Предполагается, что поперечное сечение глыб имеет форму клиньев: у воздымающихся – нормальных, т. е. вершиной вглубь, у погружённых – опрокинутых трапеций. Такая форма оптимальна энергетически и устанавливается фактически на профилях МТЗ-МОВЗ, секущих поперёк погружающуюся глыбу Олюторского залива. На западе профиля разломы падают наклонно под соседнюю [Белявский и др., 2007; Нурмухамедов и др., 2016] воздымающуюся глыбу п-вов Говена-Ильпинский-Ильпыр. К востоку от с. Хаилино все разломы наклонены под воздымающуюся глыбу п-ова Олюторского.

## **Заключение**

Глыбово-клавишная структура литосферы является частью геологии активных окраин континента. Начиная с определённого времени развития, геологическая оболочка Земли активно погружается в мироздание, подчинённое разломно-блоковой делимости. Это хорошо известно в теории планетарной, региональной, локальной регматической сети. В заданной сетке разломов происходит зарождение процессов осадкообразования, формирования и развития геоструктур, которые наследуют заложенный и развитый тектонический и структурный планы.

Для Корякско-Камчатского региона проявлено, как мы полагаем, превалирующее влияние диагональной сети планетарной трещиноватости. Сетка её разломов является всеобщей для твёрдых оболочек земного шара и вообще она равномерно покрывает Землю. Структурообразующими являются разломы твёрдых горизонтов литосферы и как показали И. И. Шафрановский и Л. М. Плотников [Шафрановский, Плотников, 1976], они влияют на горизонтальную делимость её слоёв.

Предлагаемая Концепция глыбово-клавишной структуры литосферы применена нами для исследования вулканических поясов окраины континента. Для Юго-Запада Корякского нагорья Концепция используется в металлогеническом районировании, а для Корякского сейсмического пояса – решения частных задач сейсмологии его сильных Хаилинского и Олюторского землетрясений.

Дальнейшее исследование структурных связей системы «тектоника-минералогения, сейсмичность» намечается в продолжении совершенствования методологии Концепции глыбово-клавишной структуры литосферы в конкретных условиях активной окраины континента на СВ Азии.

## **Литература**

1. Акрамовский И. И. Роль поперечных дислокаций в тектоническом строении территории бассейна р. Анадырь (по геолого-геофизическим данным) // Методы разведочной геофизики. Вып. 12. Геофизические методы при тектоническом и прогнозно-металлогеническом районировании рудных регионов СССР. – Л.: Недра, 1971. – С. 162-170.
2. Апрельков С. Е., Декина Г. И., Попруженко С. В. Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна р. Пенжины // Тихоокеанская геология. – 1997. – Том 16. №2. – С. 46-57.
3. Апрельков С. Е., Богдан П. С., Попруженко С. В. Палеовулканоструктуры Ун-нэйвайамского поля в Корякском нагорье и связь с ними оруденения/по геолого-гео-

физическим данным // Тихоокеанская геология. – 2002. – Том 21. № 5. – С. 51-61.

4. Белый В. Ф. Структурные зоны северо-западного простирания – актуальная проблема тектоники кайнозойд Северо-Востока Азии // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. материалы Всероссийского совещания. Том 1. – Магадан. – 2003. – С. 147-149.

5. Белявский В. В., Золотов Е. Е., Ракитов В. А. 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.

6. Буш В. А. Трансконтинентальные линеаменты и проблемы мобилизма // Геотектоника. – М.: Наука, 1983. – № 4. – С. 14-25.

7. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Под ред чл.-корр. РАН А. И. Ханчука. Книга 1. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – С. 132-139, 153-160.

8. Геологическая карта Камчатской области масштаба 1:1500 000/Под ред. Г. М. Власова. – Л.: ВСЕГЕИ, 1976. – 4 л.

9. Геологическое развитие Японских островов (Палеогеография Японских островов). – М.: Мир, 1968. – С. 14-696.

10. Геология и минеральные ресурсы Японии. ИЛ. – М. – 1961. – С. 13-128, 141-267.

11. Ежов Б. В., Дмитриев В. Д., Яроцкий Г. П. Региональная трещиноватость Корякско-Камчатского региона как результат разгрузки горизонтальных напряжений в Курило-Алеутском узле Тихоокеанского пояса // Сб. «Механика литосферы». – М.: Недра, 1974. – С. 68-70.

12. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1:500 000/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. С.-Пб, 1999. 19 л.

13. Корнилов Б. А. Карта аномального магнитного поля СССР. Изолинии ( $\Delta T$ ) а. Масштаб 1:200 000. Объяснительная записка. Серия Еропольская, лист Р-58-ХI. Серия Корякская листы Р-58-ХII, XVIII. СВГУ. – Магадан. – 1981. – 1 л.

14. Леонов В. Л. Поперечные структуры и их влияние на развитие четвертичного вулканизма // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики. Материалы Всероссийского совещания, посвящённого 90-летию академика Н. А. Шило. (XII год. Собрание СВ-отделения ВМО) – Магадан.: 3-6.06.2003 г. – Том 3. – 2003. – С. 158-162.

15. Лобковский Л. И., Баранов Б. В. Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // ДАН. – М.: Наука, 1984. – Т. 275, № 4. – С. 843-847.

16. Масуренков Ю. П. Тектоническое положение и краткая история развития вулканов Восточной Камчатки // Действующие вулканы Камчатки. В 2-х томах. – М.: Наука, 1991. – Т. 2. – С. 8-13.

17. Мороз Ю. Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. – М.: Наука, 1991. – 182 с.

18. Мороз Ю. Ф., Лагута Н. А., Мороз Т. А. Магнитотеллурические зондирования Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 2008. – № 2. – С. 97-109.

19. Нурмухамедов А. Г., Недядько В. В., Ракитов В. А. и др. Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясения // Вестник КРАУНЦ.

Науки о Земле. – П.-Камчатский. – 2016. – № 1, выпуск 29. – С. 35-51.

20. Поляков Г. П., Яроцкий Г. П. Метасоматическая зональность вторичных кварцитов Малетойваямского рудного узла Северной Камчатки // Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Наука. Сиб. отд. – 1980. – С. 43-49.

21. Ротман В. К. Диагональный структурный шов Западной Камчатки // ДАН СССР. – 1964. – Т. 159. № 4. – С. 817-820.

22. Ротман В. К. Металлогеническая карта Камчатки, Сахалина и Курильских островов масштаба 1:500000. Металлогения СССР. – Л. – 1984. – С. 32-55.

23. Салтыков В. А. Необычная сейсмическая активизация // Проблемы комплексного геофизического мониторинга ДВ России. Тр. 4-ой НТК 29.9.–5.10.2013 г. ГФ РАН. Камчатский филиал. – П.-Камчатский. – С. 195-199.

24. Селивёрстов Н. И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. – М.: Научный мир, 1998. – 164 с.

25. Соловьёв В. В., Рыжова В. М. Карта рельефа подошвы литосферы России, масштаб 1:10000000. Объяснительная записка. – М. – СПб. – 1996 (Роскомнедра, ВСЕГЕИ). – С. 187-194.

26. Структуры континентальной и переходной земной коры на космических снимках/Под ред. Филатовой Н. И., Егоровой И. В., Дворянкина А. И. и др. – М.: Недра, 1984. – 211 с.

27. Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1:2500000/Авт. Авдейко Г. П., Берлин Ю. М., Богданов Н. А. и др., (ред. Н. А. Богданов и В. Е. Хаин). – М.: ИЛРАН, 2000.

28. Тектоника континентов и океанов (терминологический справочник). – Хабаровск. – 1976. – 757 с.

29. Фаворская М. А., Томсон И. Н и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. – М.: Недра, 1969. – 264 с.

30. 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.

31. Формы геологических тел (Терминологический справочник). Под редакцией Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьёва. – М.: Недра, 1977. – 246 с.

32. Чиков Б. М. О поперечных разломах на примере Корякской складчатой области // Доклады Академии наук СССР. – М.: Наука, 1965. – Т. 161. № 6. – С. 1397-1399.

33. Шафрановский И. И., Плотников Л. М. Симметрия в геологии. – Л.: Недра, 1975. – 144 с.

34. Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1973. – С. 3-132.

35. Яроцкий Г. П. Мегаблоки и металлогеническая зональность Корякского нагорья и Камчатки // Металлогения и новая глобальная тектоника. – Л.: Недра, 1973. – С. 93-95.

36. 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.

37. Яроцкий Г. П. Поперечные глубинные разломы и некоторые аспекты строения земной коры Корякско-Камчатского региона // Глубинное строение, магматизм

и металлогения Тихоокеанских вулкан. поясов. – Владивосток. – 1976. – С. 110-112.

38. Яроцкий Г. П. Закономерности размещения вулканических серных месторождений Тихоокеанского рудного пояса (Корякия, Камчатка, Курилы, Япония). – П.-Камчатский: Изд-во Камчат. ГУ им. В. Беринга, 2006а. – 138 с.

39. Яроцкий Г. П. Закономерности размещения кислого четвертичного вулканизма Восточной Камчатки/V Косыгинские чтения. Материалы конфер. «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии». ИТиГ ДВО РАН. – Хбр.:2006б. – С. 192.

40. Яроцкий Г. П. Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса. – П.-Камчатский: Изд-во Камчат. ГУ, 2007. – С. 94-108.

41. Яроцкий Г. П. Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса. Геофизические исследования. Книги 2 и 3. – П.-Камчатский: Изд-во ФГБОУ ВПО «Камчатского государственного университета им. Витуса Беринга», 2014. – 319 с.

42. Яроцкий Г. П. Феномен Хаилинского землетрясения 1991 г. на Юго-Западе Корякского нагорья. – П.-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, КамГУ им. Витуса Беринга, 2016. – 177 с.

## **BLOCK AND KEY LITHOSPHERIC STRUCTURE OF THE ACTIVE ASIAN NORTH-EASTERN CONTINENTAL MARGIN. KORYAK-KAMCHATKA REGION**

© 2016 G. P. Yarotsky, Sc. Cand. (Geol.-Min.)

<sup>1</sup>Institute of volcanology and seismologies FEB RAS, Russia, 683006, Petropavlovsk-Kamchatsky, Piyp avenue, 9, e-mail: ecology@kscnet.ru

The abstract presents the system of NW faults determining longitudinal zonation of regional geo-structures on the North-East Asia active margin. They defined linear and nested volcanogenic rocks of NW and SE Koryak orogenic belts and their association with ore regions. Transverse faults resulted in possible near-vertical dipping or uplifting of marginal geo-structures. Longitudinal-axial faults are zones of maximum geodynamic stresses arising in troughs of down-horizons' layers and in curves of convex horizon's layers. Vertical seismogenic columns with hypocenters of strong ( $M > 6,6$ ) earthquakes of the Koryak seismic belt are formed on their junction with deep boundaries of multi-aged marine terrains.

**Keywords:** longitudinal zonation, transverse fault, blocks, lithosphere, volcanogenic rocks, earthquakes.

УДК 550.34.01

## INTERACTIVE COMPUTER-CREATIVE METHODS IN THE PROCESSING OF SEISMIC INFORMATION

© 2017 A. M. Avetisyan<sup>1</sup>, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., A. V. Nikolayev<sup>2</sup>, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof.

<sup>1</sup>Institute of geophysics and engineering seismology after A. Nazarov of NAS RA, 3115, Gyumri, V. Sarksyan Str., 5, e-mail: avet.andrey@mail.ru;

<sup>2</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Russia, 123995, Moscow, Bolshaya Gruzinskaya Str., 10-1, e-mail: nikavs1@gmail.com

The article is devoted to one of the most important trends in modern geophysics - tomography, which is designed to investigate geological objects by studying the features of the passage through them of electromagnetic and elastic seismic waves.

To solve seismological problems, the quality of the initial data is important, in addition, when processing seismological information it is necessary to use several models of the medium under the assumption that each of them can induce experimental data of indirect measurements. The choice of solutions for each interpreter can be individual, and can depend on experience, intuition and other circumstances.

The paper outlines the problems that arise when solving theoretical problems and practical seismic investigations and ways of overcoming them through modern concepts and approaches.

**Keywords:** tomography, geotomography, kinematic problem, seismological information.

Tomography is widely used in different fields – Medicine, Engineering, and Geology. In this research we only touch upon the issues concerning geotomographie, the study of the solid Earth with seismic methods. The research of the last decades indicated two main directions of development and use of the method of transmission and emission tomography; and the methodology to develop two main areas: mathematical, based on the hard logic of quantitative methods of mathematics and physics, and heuristic, informal, widely used in Geology, experience and knowledge of the researcher, the intuition.

Despite the clarity of ideas, problems of the theory and processing of seismic data are challenging and non-trivial for classical techniques of computational mathematics and mathematical physics, so their solutions in different seismically active areas require a new or modification of known methods of interpretation of seismic fields.

In a particular seismic survey the problems may vary, the selection of solution with multiple options is often ambiguous.

The first practical problem faced by seismology is the choice of geological environment model and its mathematical image- mathematical model. At this stage the problem is simplified, the environment is usually considered to be elastic-linear, passive, stereoscopic in relation to the length of the probing wave heterogeneity, smooth boundaries between the layers and slow changes of seismic wave velocities in the layers.

However, the real environment is hierarchically heterogeneous, elastically nonlinear, seismically active, it not only absorbs, but also radiates seismic energy; there are still unknown circumstances related to the intangible fields acting on the material physical field [Belyakov et al., 2016; Vasiliev, Tataridu, 2014].



These impacts cannot yet be described quantitatively, but they are considered by informal interpretation of seismic wave fields, based on the experience of the interpreter: a selection of geological and mathematical models, the choice of mathematical algorithm of data processing of the several possible methods of solving mathematical problems.

The basis of these methods for all the variety of properties and characteristics of the environment models and methods of seismic data processing is a common approach created by many years of experience.

On the example of solving the kinematic problem, to determine the spatial distribution of the physical properties of the environment is adopted some point of the study area  $S$ , which implements the minimum functionality of the residuals:

$$S = \sum_{i=1}^n (t_i - \tilde{t}_i), \quad (1)$$

where  $t_i$  and  $\tilde{t}_i$  ( $t_i$ ) are theoretical and observed travel times of seismic waves from the source to the recording stations,  $n$  is the number of seismic stations.

A characteristic feature of inverse kinematic problems is their instability, the ambiguity of their solution, i.e. incorrectness by Hadamar. It is necessary to solve the task if the problem has its mathematical formulation or whether the solution is the only one.

The equation expressing the bond of seismic observations with the environment settings are approximate due to random and systematic errors caused by errors of measurement, geological inhomogeneities, variations of physical fields.

To overcome this mathematical difficulty by the «geologization» the solution of ill-posed problems, the choice of the many solutions to incorrect problems for those that are geologically more plausible than others, discarding from consideration geologically invalid, meaningless. Thus, the model of the environment in the general setting is only one or a few of the many, very different solutions satisfying the initial data.

These difficulties are fundamental, they are further complicating the formulation in the solution of processing seismic data. These include the discreteness of seismic information, the inability to determine the distribution law of random errors, since the error is caused not only by measurements but are also conditioned by local geological reasons.

When required the linear formulation of the problem, which is reduced to the solution of operational equations of the first kind is assumed:

$$Ax = b, \quad x \in H_1 \quad b \in H_2$$

where  $H_1$  and  $H_2$  are metric space,  $x$  is the desired vector,  $A$  is the operator of the problem.

Of regularizing iterative processes good computational properties of the generalized modified method of Newton-Gauss [Avetisyan, Manukyan, 1996; Avetisyan et al., 2012]. This method finds the solution that satisfies the assumption that the weight of the deviations of experimental data from the theoretical solution is inversely proportional to the square of the deviation. In many practical cases, this is beyond the understanding of the nature and character of the errors.

The second problem of the study is the restoration of the environment characteristics with the known sources.

In recent years, substantial results on the structure of the Earth are obtained by seismic tomography that is using seismic waves passing through studied object in different directions from source to seismic stations [Nikolaev, 1977a, b].

The problem of tomography is a special case of a more general classical one in applied analysis – structural reconstruction may be an approximation, functions of a certain class of known values at these points [Bukhshtaber, Nikolaev, 1997].

As for solution of the general problem – defining the basic parameters of earthquakes and tomographic studies is based on the following principle: out of an admissible set of functions to choose the one that satisfies a certain ratio between the value that characterizes the quality of approximation of functions to a given aggregate empirical data, and the value characterizing the complexity of the approximating functions.

The results of indirect experiments are of great importance, when the sought function  $f(x)$  cannot be measured at the same point  $x$ .

This accessible dimension is another function  $F(y)$ , which is associated with  $f(x)$  of the operator equation<sup>^</sup>

$$Af(x) = F(y). \quad (2)$$

requires the results of measurements of the function  $F(y)$  at the points  $y_1, y_2, \dots, y_n$  find the function  $f(x)$ .

In the early 80-ies there was a complete transition to computer technology in the processing of seismic data.

The use of modern computers opens the prospect of creation of new methods of Natural Sciences, physics of the Earth, Applied Seismology. Academician A. S. Alekseev mentioned that they used more powerful means of computation and experiment, and natural philosophy, the point of the experiment goes into oblivion, that has a negative impact on the development of science and technology.

The issue of building image on the example of seismic ray tomography was considered in the works [Bukhshtaber, Nikolaev, 1997; Nikolaev, 1977a], where it is shown that to obtain reliable results it is necessary to develop confrontation trends.

Legalize individuality in solving a mathematical problem implementing the knowledge and talent of the best scientists, on the other hand to put under the strict control method to solve a mathematical problem.

It should be noted that in the processing of seismic data as a source, often are used arrival times of  $P$  or  $S$  waves. It is believed that with this case all is well and you can trust the bulletins of earthquakes or any other reports prepared by the specialists of data processing.

However, the situation is far not so. Currently, in some regions, in particular in Armenia, bulletins of earthquakes is not officially published, hence to talk about the quality and the reliability of the source data on the accuracy of the results processing is impossible.

A preliminary analysis obtained by different author's results, as compiled for the Armenia earthquake catalogs and bulletins far from being able to use the data for decisions relevant to the territory of Armenia problems of modern Geophysics [Burmin et al., 2006, 2016].

The increasing power of computational tools, the creation of supercomputers, the development of mathematical methods of processing seismic data create the impression that a well developed complex formalism can, and should displace creative, personal element of interpretation.

There are two trends for the interpretation of seismological data. The first is to formalize a method of solving math problems, processing data, to restrict interactive element, the role of the interpreter.

It should be noted that highly formalized method of data processing is necessary for the middle-level professional and creative initiative which should be limited. The second trend is to accept creativity, individuality, when of many solutions is chosen not that one which led to a mathematical formalism, and that (those) which is the most appropriate interpreter matches his experience, idea, intuition, creative imagination.

The challenge is to legalize individuality in the decision processing, the realization of creative talent and experience of the best scientists. This significantly will increase the depth of processing, the quality of the results. Processing geophysical data will always evolve in the confrontation of these two tendencies, the rigid formalism and a creative, individual approach in the interpretation of experimental data.

It is necessary to decide how to rebuild and computational mathematics, and computer equipment.

The world has entered a new stage of technological revolution, the solution to the challenges facing us requires, first and foremost, creative approaches to their solution, while supercomputers are necessary, but the priority will always remain on the side of intellect, experience and creativity.

### Литература

1. Avetisyan A. M., Burmin V. Yu., Manukyan A. G. Basic methods for increasing the accuracy of recording and processing of seismological information // *Izv. NAS of RA Earth sciences.* – 2012. – 65. №3. – Pp. 70-77.
2. Avetisyan A. M., Manukyan A. G. Application of the regularization method for solving seismology problems // *Abstracts of the anniversary scientific conference dedicated to the 35-th anniversary of the foundation of the IGIS.* – Gyumri – 1996.
3. Belyakov A. S. Lavrov V. S., Nikolaev A. V. Seismoacoustic noise of the Earth. // *Geology and Geophysics of the mountainous regions of Russia.* – 2016. – 4. – Pp. 10-21.
4. Burmin V. Yu., Avetisyan A. M., Gevorkyan K. V. Analysis of the initial data of the regional seismological network of the Caucasus and the construction of an averaged velocity curve. // *Volcanology and seismology.* – M.: Nauka, 2006. – №1. – Pp. 68-74.
5. Burmin V. Yu., Shemeleva I. B., Fleifel L. D., Avetisyan A. M., Kazaryan K. S. Results of processing seismological data for the territory of Armenia // *Issues of engineering seismology.* – 2016. – V. 43. №1. – Pp. 29-38.
6. Bukhshtaber V. M., Nikolaev, A. V. Problems of constructing tomographic images – Problems of geotomography // *In the book. Problems of geotomography.* – M.: Nauka, 1997. – Pp. 325-329.
7. Nikolaev A. V. Vibrational transmission – a method of studying the Earth. In the book. *Problems of vibrational transmission of the Earth.* – M.: Nauka, 1977a. – Pp. 5-13.
8. Nikolaev A. V. Problems of geotomography. In the book. *Problems of geotomography.* – M.: Nauka, 1977b. Pp. 4-37.
9. Vasiliev S. A., Tataridou V. N. Factual Data on the Celestial Bodies Influences on the Seismic Activity // *Applied Physics Research.* – 2013. – 5 (1). – Pp. 36-50.

## ИНТЕРАКТИВНАЯ КОМПЬЮТЕРНО-ТВОРЧЕСКАЯ МЕТОДИКА ПРИ ОБРАБОТКЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

© 2017 А. М. Аветисян<sup>1</sup>, д.ф.-м.н., проф., А. В. Николаев<sup>2</sup>, д.ф.-м.н., проф.

<sup>1</sup>Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, Республика Армения, 3115, г. Гюмри, ул. В. Сарксяна, 5, e-mail: avet.andrey@mail.ru;

<sup>2</sup>ФГБУН Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Россия, 123995, г. Москва, ул. Б. Грузинская, 10/1, e-mail: nikavs1@gmail.com

Статья посвящена одному из важнейших направлений современной геофизики - томографии, которая призвана изучать геологические объекты путем исследования особенностей прохождения через них электромагнитных и упругих сейсмических волн.

Для решения сейсмологических задач важно качество исходных данных, кроме того при обработке сейсмологической информации необходимо использование нескольких моделей среды в предположении о том, что каждое из них может индуцировать экспериментальные данные косвенных измерений. Выбор решений у каждого интерпретатора может быть индивидуальным, и может зависеть от опыта, интуиции и других обстоятельств.

В работе обозначены проблемы, возникающие при решении теоретических задач и практических сейсмических исследований и пути их преодоления путем современных представлений и подходов.

**Ключевые слова:** томография, геотомография, кинематическая задача, сейсмологическая информация.

---

## НАШИ ГОСТИ

---

УДК 551.24

### ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ СТРОЕНИЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА ВДОЛЬ ВОЕННО-ГРУЗИНСКОЙ ДОРОГИ

© 2017 Т. В. Гиоргобиани<sup>1,2</sup>, к.г.-м.н., Д. П. Закарая<sup>3</sup>, к.г.-м.н.

<sup>1</sup>Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили, Грузия, 0179, г. Тбилиси, пр. Чавчавадзе, 1;

<sup>2</sup>Геологический институт им. А. И. Джанелидзе, Грузия, 0186, г. Тбилиси, ул. Политковской, 31, e-mail: ciala\_gugava@mail.ru;

<sup>3</sup>ООО «Кавказская Горная группа», Грузия, 0174, г. Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1/9, e-mail: d\_zakara@yahoo.com

В статье приведено описание составленного авторами вдоль Военно-Грузинской дороги геолого-структурного разреза, протяженностью более 100 км, пересекающего складчатое сооружение Большого Кавказа. Даны характеристики сложных складчато-разломных структур тектонических зон Большого Кавказа по отдельным участкам Военно-Грузинской дороги, позволяющие получить представление о внутреннем строении этого региона. Приводится краткое описание, пересекающей складчатые структуры юрских и меловых толщ, кливажа осевой плоскости. Рассмотрены диабазовые дайки, секущие складчатость зоны Главного хребта Большого Кавказа. Высказано предположение об их образовании в позднемиоцен-раннеплиоценовое время. Выяснено, что Гвелетский и Дарьяльский гранитоидные массивы находятся во вторичном аллохтонном залегании. Они являются фрагментами пород, оторванных от древнего палеозойского крупного гранитоидного массива. Их современное расположение вызвано субвертикальным протрузивным перемещением и внедрением их в перекрывающие верхнепалеозойские и нижнеюрские толщи. Это происходило в обстановке интенсивного тангенциального сжатия Большого Кавказа в процессе проявления роданской и последующих фаз складчатости.

**Ключевые слова:** Большой Кавказ, Военно-Грузинская дорога, складчатая структура, разлом, ардонская свита, казбегская толща, кливаж, диабаз, дарьяльские гранитоиды, протрузия.

### Введение

Военно-Грузинская дорога (ВГД) представляет собой наиболее доступное для изучения пересечение Большого Кавказа (БК), в пределах которого обнажены все слагающие его тектонические зоны. В результате проведенных детальных исследований вдоль ВГД авторами составлен геолого-структурный разрез, с юга на север пересекающий сложное складчатое сооружение БК. Ниже приводится его описание по отдельным отрезкам ВГД, позволяющее получить полное представление о структурном строении БК.

### Интервал ВГД Ананури-Земо-Млети

Гагра-Джавская зона, сложенная юрскими и третичными сильно дислоцированными толщами, на расстоянии 5,3 км к северу от южной границы БК сменяется Местийско-Тианетской (МТ) флишевой зоной. Контакт между этими тектоническими



зонами Южного склона БК проходит на ВГД и в ущелье р. Аркала по крупному региональному Ананури-Ильдоканскому разлому.

От р. Аркала до с. Павлеури, на расстоянии 5,5 км, ВГД пересекает Жинвали-Гомборскую (ЖГ) подзону МТ зоны (рис. 1). Эта подзона сильно дислоцирована и состоит из двух крупных складок – Ананурской антиклинали и сопряженной с ней Цихисдзирской синклинали. Первая представляет собой асимметричную складку, в ядре которой обнажаются терригенные флишевые отложения апта. Южное крыло складки, сложенное флишевыми отложениями мела и палеогена, имеет крутое ( $80-85^\circ$ ) падение и прослеживается на протяжении 1,3 км. Замок антиклинали по ВГД не обнажен, но он хорошо выражен вдоль газотрассы, проходящей над сел. Ананури. Он состоит из нескольких опрокинутых к югу мелких асимметричных складок шириной 30-100 м. Северное крыло структуры вдоль ВГД характеризуется сложным внутренним строением. На фоне его общего пологого ( $30-40^\circ$ ) падения на север, здесь наблюдаются участки крутых ( $80-85^\circ$ ) опрокинутых на юг флексурных перегибов. В целом вдоль ВГД Ананурская антиклиналь прослеживается на расстоянии 4,5 км.

Цихисдзирская синклиналь, в ядре которой залегают флишевые отложения палеогена, по ВГД не обнажена. Ее можно наблюдать лишь только над одноименным селом вдоль газотрассы. Складка представляет собой узкую, опрокинутую на юг структуру, со сравнительно крутым ( $50-75^\circ$ ) северным и более пологим ( $30-40^\circ$ ) и осложненным мелкими (0,5-5 м) складками южным крылом. В целом вдоль ВГД Цихисдзирская синклиналь прослеживается до Павлеурского разлома на протяжении около 1,0 км. Павлеурский разлом представляет собой падающий на север взброс ( $65^\circ$ ), по которому Шови-Пасанаурская (ШП) подзона МТ зоны контактирует с ЖГ подзоной.

На протяжении 5,0 км от Павлеурского разлома вдоль ВГД обнажены терригенные флишевые отложения аптского возраста. В пределах первых 2,2 км эта толща залегает в целом моноклинально и полого ( $35-45^\circ$ ) падает на север. Моноклинальное падение осложнено многочисленными опрокинутыми на юг асимметричными складками, имеющими острые замки и крутые ( $55-80^\circ$ ) крылья. Мощность зоны их меняется в пределах 1-5 и 10-100 м. В конце этого интервала проходит тектоническая зона, которая имеет крутое (более  $80^\circ$ ) северное падение. Ширина ее составляет 110 м, представлена мелкими складками шириной 5-10 м. За разломом на протяжении 2,8 км наблюдаются наклонные на юг синклинали и антиклинальные складки. Эти структуры осложнены дополнительными субвертикальными складками. Они имеют пологие ( $30-45^\circ$ ) южные и крутые ( $80-85^\circ$ ) северные крылья, которые затем срезаются разломом, падающим на север под углом  $75^\circ$ .

Далее к северу по ВГД на протяжении 750 м обнажаются сеноман-кампанские карбонатные отложения, которые образуют наклоненную узкую синклиналь с углами падения крыльев: пологого  $50-60^\circ$  северного, крутого –  $80-85^\circ$  южного. В конце этого интервала наблюдается тектоническая зона, мощностью 50 м, представленная мелкими сжатыми складками, размером до 10 м. Зона с севера ограничена падающим под углами  $50-55^\circ$  на север крутым надвигом, сопровождаемого зоной смятия и глинизации мощностью порядка 0,2 м.

Далее по ВГД, на протяжении 2,2 км, обнажаются терригенные флишевые породы апта. За отмеченным выше надвигом наблюдается узкая, наклоненная на юг антиклиналь с замком, осложненными мелкими (0,4-10 м) дополнительными складками. Крутое крыло структуры падает на юг под углами  $75-80^\circ$ . Пологое крыло наклонено на север под углами  $40-60^\circ$ . На некоторых участках замок осложнен более мелкими опрокинутыми на юг складками, размером 10-70 м. В 100 м севернее от притока Чартали аптские породы постепенно переходят в альбские отложения, на которых залегают карбонатные флишевые толщи сеноман-кампанского возраста,

слагающие ядро узкой опрокинутой на юг синклинали. Пологое крыло структуры осложнено дополнительными мелкими складками, с острыми узкими замками и крутыми крыльями размером 20-40 м. Крутое крыло синклинали падает на север и прослеживается до притока Мугуда, а в конце срезается падающим на север разломом ( $70-85^\circ$ ), ориентированным согласно простиранию пластов.

Далее на север от притока Мугуда на протяжении 750 м, вновь обнажены отложения апта и альба, которые слагают синклиналь и сопряженную с ней антиклиналь. После альбских аргиллитов и песчаников, на протяжении 800 м, следует карбонатная толща, состоящая из верхнемеловых пород залегающих моноκлиально и под углами  $55-65^\circ$ . Далее у сел. Хамуша, на протяжении 370 м, обнажается песчаниковая толща апта, образующая тесно сжатую антиклиналь с узким замком и падающими на север с узким замком и крутым ( $70-80^\circ$ ) крылом. Антиклиналь с юга и с севера ограничена крутопадающими ( $75$  и  $80^\circ$ ) на север разломами. За северным разломом на протяжении 2,4 км выходят интенсивно дислоцированные верхнемеловые карбонатные отложения. Они смяты в складки разного порядка шириной от 30 до 300 м. Складки характеризуются субвертикальными осевыми поверхностями и с острыми замками и крутыми ( $60-85^\circ$ ) крыльями. Мелкая складчатая структура этого участка осложняет более крупную синклиналь и сопряженную с ней антиклиналь, с севера срезанную крутым ( $85^\circ$ ) разломом. Далее, до р. Хандос-цкали, в узком тектоническом клине, вновь выходят карбонатные породы верхнего мела.

Далее на север на протяжении 1,4 км развиты нижнемеловые отложения, слагающие асимметричную, наклоненную на юг, крупную антиклиналь. Ядро складки сложено песчаниками и аргиллитами верхнеготерив-барремского возраста, а крылья – аптской терригенной толщей. Крутое крыло структуры падает под углами  $80-85^\circ$  на север, пологое –  $50-60^\circ$  в ту же сторону и срезано северным крутым ( $80^\circ$ ) взбросом. За разломом на протяжении 1,5 км вновь обнажается верхнеготерив-барремская толща, которая образует асимметричную, наклоненную на юг, синклиналь, пологое крыло которой падает на север под углами  $35-45^\circ$ , а крутое – тоже на север под углами  $75-85^\circ$ . Последнее нарушено крутым ( $70^\circ$ ) разломом северного падения.

Далее на север, на протяжении 2,1 км по ВГД, расположена Пасанаурская сложно-построенная антиклиналь, сложенная верхнеготерив-барремскими и аптскими терригенными толщами. Южное крутое опрокинутое крыло структуры сильно завалено на юг и под углами  $35-60^\circ$  падает на север. Замок антиклинали состоит из нескольких сжатых мелких шириной до 30 м складок, опрокинутых на юг. Севернее до р. Чабарухи обнажено пологое крыло Пасанаурской антиклинали, которое также осложнено мелкой, шириной 60 м, синклиналью и сопряженной с ней антиклиналью и срезанной с севера крутым взбросом ( $65^\circ$ ).

За разломом на протяжении 1,5 км обнажены верхнеготерив-барремские отложения, которые слагают крупную Чабарухскую широкую синклиналь и сопряженную с ней узкую антиклиналь. Синклиналь представляет собой сравнительно открытую наклонную складку с разными углами падения крыльев – пологого  $40-50^\circ$  северного, крутого –  $70-80^\circ$  южного. Антиклиналь прослеживается на расстоянии 0,8 км и переходит в смежную мелкую (до 250 м) синклиналь, которая срезана крутым ( $70^\circ$ ) разломом северного падения.

Далее на север, на протяжении 2,5 км прослеживаются отложения валанжина и ниже-среднего готерива образуют асимметричную широкую синклиналь и связанную с ней узкую антиклиналь. Пологое крыло синклинали падает на север под углами от  $45$  до  $65^\circ$ , что определяет ее волнистость, а крутое –  $70^\circ$  на юг. Далее синклиналь переходит в почти симметричную узкую (до 350 м) антиклиналь, с углами наклона крыльев  $45-50^\circ$ , которая затем срезается крутым ( $75^\circ$ ), падающим на север разломом.

Далее на север через 750 м по ВГД обнажен замок синклинали, южное крыло которой падает под углом  $55^\circ$  на север, а северное под углом  $65^\circ$  на юг. Затем к северу, в русле р. Чирики выходит замок антиклинали, северное крыло которого под углом  $65^\circ$  наклонено на север.

От р. Чирики до сел. Земо-Млети, на протяжении 12 км проходит по простиранию структур, которые здесь в основном перекрыты аллювиальными отложениями долины р. Белая Арагви и ее притоков. На левом борту ущелья на четвертичных породах местами горизонтально залегают плейстоцен-голоценовые лавы андезито-базальтового состава.

Таким образом, мел-палеогеновый флишевый комплекс МТ зоны данного отрезка ВГД характеризуется развитием многопорядковой, наклоненной на юг складчатых структуры различной морфологии и размеров. Они осложнены разноамплитудными разломами с крутыми ( $60\text{--}85^\circ$ ), в основном северными и редко южными, падениями поверхностей. Кинематически, главным образом, они представляют собой взбросы и крутые надвиги, часто сопровождающиеся зонами смятия и дробления пород. Эти нарушения разбивают складчатую структуру на множество наклоненных на юг тектонические блоки или чешуи шириной 1-3 км, которые по поверхностям разломов надвинуты друг на друга, образуя зоны крутых чешуйчатых надвигов. Несмотря на крутопадающий характер структур на поверхности, эти нарушения могут выполаживаться на глубине и принимать изогнутую морфологию листрических разломов [Гиоргобиани, 2000].

### **Интервал ВГД Земо-Млети-Коби**

В сел. Земо-Млети ВГД переходит на левый склон ущелья р. Белая Арагви и до конца сел. Гудаури пересекает верхнеплейстоцен-голоценовый лавовый поток андезит-дацитового состава, который на этом участке почти полностью перекрывает верхнеюрско-нижнемеловые флишевые породы. Фрагменты других аналогичных лавовых потоков сохранились по ущелью р. Белая Арагви, а также в русле р. Бидара и в других местах. Кроме того, здесь развиты флювиоглациальные, аллювиальные и коллювиальные образования, которые также перекрывают коренные породы. В связи с этим был изменен профиль геолого-структурного разреза. От сел. Земо-Млети до развалин Палакау профиль разреза выбран вдоль ущелья р. Белая Арагви, затем пересекает ВГД и продолжается по линии газотрассы, проложенной в направлении Крестового перевала и далее следует по ВГД вдоль ущелья р. Бидара до сел. Коби.

Рассматриваемый отрезок расположен в пределах складчатой системы Южного склона БК и занимает северную краевую часть ШП подзоны МТ тектонической зоны. Этот участок ВГД, который с юга на север протягивается на 16,5 км, сложен верхнеюрско-нижнемеловыми флишевыми толщами (рис. 2). В южной половине данного отрезка развиты преимущественно нижнемеловые отложения, а верхнеюрские толщи выходят лишь в антиклиналях. В северной части участка распространены в основном верхнеюрские отложения, а нижнемеловые толщи залегают только в синклиналиях. Рассматриваемый отрезок ВГД имеет сложное складчатое строение. Мощная (более 2 км) известняковая флишевая толща смята в систему линейных сильно сжатых, близких к изоклинальным, складок с острыми замками и крутыми крыльями.

Складчатая структура данного отрезка ВГД характеризуется неравномерной дислоцированностью, обусловленной распространением вдоль участка складок различного размера и морфологии. Ширина складок колеблется в очень широких пределах от первых сотен метров до нескольких километров. При этом ширина складок к югу от Крестового перевала составляет 0,2-1,2 км, а к северу они имеют сравнительно большие размеры – 0,5-3,0 км. Все складки асимметричны и опроки-

нуты на юг. Они имеют узкие и иногда килевидные замки и наклоненные на север крылья. Падение их крыльев различное, крутых – 55-70°, до пологих – 40-50°.

Осевые плоскости складок наклонены на север под углами 55-70°. Наклон структур к югу увеличивается за счет уменьшения углов падения крутых крыльев складок. В этом направлении несколько возрастает степень дислоцированности толщ. Крылья структур иногда осложнены дополнительными складками второго порядка аналогичной морфологии, ширина которых составляет 50-70 м. В последних, в свою очередь, редко, но выделяются более мелкие складки, размером до 10 м. В крайней южной части данного отрезка ВГД отмечается взброс, имеющий крутое (75°) падение на север, амплитуда смещения которого достигает 650 м.

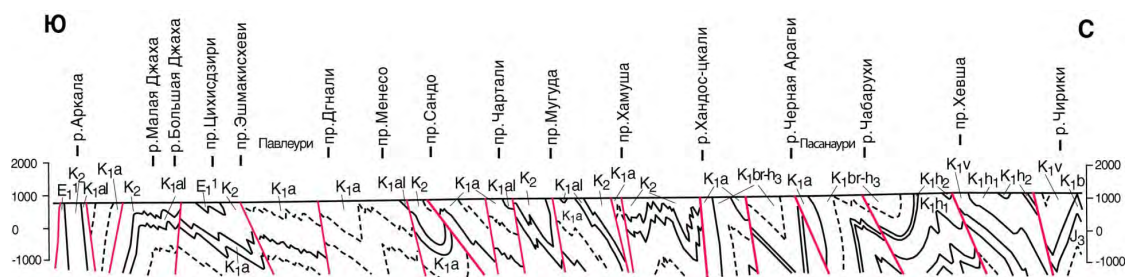


Рис. 1. Геолого-структурный разрез Ананури-Земо-Млетского отрезка ВГД

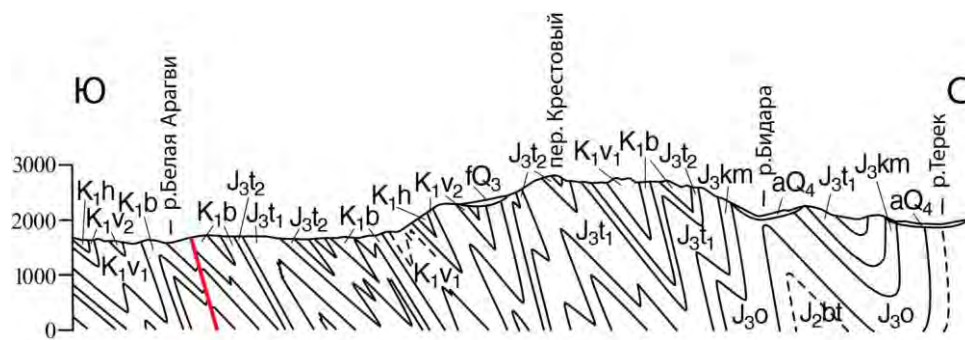


Рис. 2. Геолого-структурный разрез Земо-Млети-Кобисского отрезка ВГД

Таким образом, характерной особенностью складчатой структуры этого отрезка ВГД, в отличие от предыдущего участка, является развитие в основном однопорядковых, сходных по форме, но различных по размеру, пликативных дислокаций. Здесь, кроме отмеченного выше взброса, несмотря на детальность исследования, заслуживающие внимания разломы не установлены. Поэтому почти полное отсутствие разрывных дислокаций не нарушающих единство складчатости, является другой примечательной особенностью структуры северного края МТ зоны [Гиоргобиани и др., 1991].

### Интервал ВГД Коби – Верхний Ларс

Интервал ВГД Коби – Верхний Ларс расположен в ущелье р. Терек и сложен ниже-среднеюрскими песчано-глинисто-сланцевыми толщами. Эти отложения на некоторых участках интервала перекрыты плейстоцен-голоценовыми андезитовыми и андезито-дацитовыми лавовыми потоками. Вблизи сел. Коби верхнеюрская карбонатная толща ШП подзоны МТ зоны к северу сменяется отложениями Казбега-Лагодехской (КЛ) зоны Южного склона БК. Контакт этих отложений фиксируется по ущелью р. Касарадон, в левом притоке р. Терек. Здесь верхооксфордская



толща, падающая под углами  $75-80^\circ$  на север, структурно согласно, но стратиграфически несогласно, переходит в среднебатские породы, и слагает единые складчатые структуры. Их деформация, очевидно, произошла одновременно во время пиринейской и более молодых фаз складчатости [Гиоргобиани, Закарая, 2004а].

Расположенные в начале данного отрезка ВГД оксфордские карбонатные отложения севернее сменяются средне-нижнебатскими и байосскими терригенными толщами бурсачирской свиты (рис. 3). На протяжении 3,3 км до сел. Каноби среднеюрские отложения сложены переслаиванием глинистых сланцев и мелко-, средне- и тонкослоистых песчаников. Они смяты в систему сильно сжатых асимметричных, наклоненных на юг, складок шириной 0,5-0,9 км. Замок первой южной антиклинали осложнен дополнительными мелкими складками аналогичной морфологии размером 50-100 м. Осевые плоскости структур крутые ( $60-75^\circ$ ) и наклонены на север. Крутые крылья складок падают на юг и на север под углами  $80-85^\circ$ , а пологие только на север под углами  $40-60^\circ$ .

Далее на север, на протяжении более 1 км, обнажены, в основном, темно-серые глинистые сланцы гудушаурской свиты ааленского возраста. Эта толща выведена на поверхность ограничивающими ее крутыми ( $75-80^\circ$ ) разломами, амплитуда перемещения по краям этого блока, вероятно, достигает 1,5 км. В глинистых сланцах слоистость наблюдается крайне редко, что делает трудным установление здесь складчатости. Зато часто развиты крутые ( $75-80^\circ$ ) падающие на север кливажные плоскости, которые иногда расположены параллельно слоистости. Учитывая развитие фрагментов складок можно предполагать, что сланцевые толщи значительно дислоцированы. Свита смята в тесносжатые складки с крутыми крыльями и острыми замками, ширина которых составляет 150-200 м. Осевые плоскости структур слегка наклонены на север.

Далее на север, на протяжении 4,3 км, вновь развита среднеюрская бурсачирская свита. Терригенная толща дислоцирована неравномерно, поскольку обнаженные здесь складки имеют различную ширину и степень сжатости. Наряду с наклоненными к югу сжатыми складками здесь развиты тесно сжатые, близкие к изоклинальным, опрокинутые структуры. Ширина складок составляет 0,3-1,3 км. Крутые крылья падают под углами  $75-85^\circ$  на север и на юг, пологие –  $45-55^\circ$  на север. Замки и крылья некоторых структур осложнены более мелкими складками размером до 100 м. Осевые плоскости структур наклонены на север под углами  $65-70^\circ$ . В середине выхода проходит крутой ( $75^\circ$ ) разлом, падающий на север.

Далее на север, на протяжении 3,5 км, опять обнажена ааленская глинисто-сланцевая толща гудушаурской свиты. Установить характер складчатости в ней на протяжении ее выхода не представляется возможным. Лучше видна складчатая структура этих обнажений на правом склоне ущелья р. Терек, напротив сел. Арша. Здесь в гудушаурской свите наблюдается наклоненная на юг интенсивно сжатая складчатость с острыми замками и крутыми крыльями. Осевые плоскости структур падают на север под углами  $80-85^\circ$ . Крутые крылья складок наклонены под углами  $70-80^\circ$ , пологие –  $50-55^\circ$  на север и на юг. Ширина структур составляет 150-300 м. Крылья их осложнены дополнительными складками аналогичной морфологии размером 10-30 м. Гудушаурская свита с севера ограничена крутым ( $80^\circ$ ), падающим на юг разломом.

Следующий изученный участок находится между левыми притоками р. Терек Паншетис-хеви и Баши, который расположен напротив пос. Степанцминда (бывший Казбег). Здесь, на протяжении 3,4 км, обнажаются тоарские отложения казбегской свиты, которые сложены переслаиванием глинистых сланцев и разнотернистых песчаников. Нижнеюрская терригенная флишевая толща дислоцирована неравномерно с развитием складок различной величины и степени сжатости, которые меняются от характера переслаивания слагающих ее отложений. Поэтому в этой



свите наблюдается многопорядковая складчатость. Самые большие складки фиксируются в толщах, представленных переслаиванием пород, где ширина складок составляет 0,7-0,8 км. В мелко- и среднеслоистых пачках пород величина структур меньше – 0,3-0,5 км. Еще мелкие складки развиты в толщах тонкого переслаивания отложений, где их размеры не превышают 100 м. Морфологически и по степени сжатости структуры всех порядков аналогичны, они представляют собой тесносжатые складки, иногда с очень острыми и крутыми крыльями. Структуры в большинстве полого падают на юг, реже отмечается почти вертикальное падение. Осевые плоскости имеют северное падение под углами 80-85°. Пологие крылья складок падают под углами 60-70° в основном на север, а крутые – 70-85° на юг и на север.

От р. Баши на север по ВГД, которая уже проходит по Дарьяльскому ущелью, на протяжении 2,8 км, развиты верхи циклаурской свиты плинсбах-нижнетоарского возраста. Горизонт представлен, в основном, глинистыми сланцами с редкими прослоями алевролитов и тонких песчаников. В контакте с казбегской свитой эта толща наклонена на юг под углом 80° на протяжении 200 м. Далее до левого притока р. Терек Сакецети циклаурская свита интенсивно дислоцирована в многопорядковые сильно сжатые складки с узкими и острыми замками и крутыми крыльями. Несмотря на слабую обнаженность участка, общий характер складчатости восстанавливается по фрагментам структур. Вдоль ВГД местами наблюдаются мелкие (1,5-3 и 5-15 м) складки, которые, вероятно, осложняют более крупные, до первых сотен метров, структуры. Осевые плоскости складок наклонены в основном на север, редко на юг, под углами 65-75°. Пологие крылья структур падают под углами 50-70°, а крутые – 75-80°. Поверхность зеркала складчатости мелких структур в этой толще полого (15°) наклонена на юг.

Таким образом, КЛ зона БК является наиболее интенсивно мелкодислоцированной толщей на данном интервале пересечения БК.

Вдоль р. Сакецети проходит крупный региональный разлом полого (35–45°) падающий на север. По этому нарушению более метаморфизованная нижняя часть циклаурской свиты с севера на юг надвинута на менее измененные глинистые сланцы верхней толщи той же свиты. По своему расположению Сакецетский разлом представляет собой восточное продолжение Главного надвига Центрального Кавказа, по которому проходит граница между КЛ зоной Южного склона БК и зоной Главного хребта (ГХ) БК. Видимая амплитуда перемещений по линии Сакецетского надвига достигает около 1 км [Гиоргобиани, Закарая, 2002].

К северу от р. Сакецети до притока Хретис-хеви на протяжении 2,3 км в зоне ГХ обнажается нижняя часть циклаурской свиты плинсбахского возраста. Она в основном состоит литологически сходными, но более метаморфизованными аспидными сланцами. Здесь, циклаурская свита слагает крутую моноклинал, в которой падение слоев преимущественно северное под углами 70-85°, но отмечаются также южные падения. Это вызывает слабую извилистость отдельных вертикальных пластов и юрской толщи в целом. В некоторых местах крутые слои осложнены дополнительными сильно сжатыми складками, осевые плоскости которых круто (65–75°), в основном, наклонены на север и редко на юг под аналогичными углами.

Далее на север, в нисходящем разрезе циклаурская свита постепенно переходит в кистинскую свиту синемюрского возраста. Последняя обнажена на протяжении 0,5 км и продолжается до южного контакта Гвелетского гранитоидного массива. Кистинская свита представлена в основном аспидными сланцами. Кроме того, в ней редко отмечаются тонкие (0,1-1,0 м) прослойки алевролитов и песчаников. Эта толща продолжает на север моноклинал циклаурской свиты и слагает крутую (80–85°) наклоненную в основном на север, а иногда на юг, субвертикальную структуру. Иногда, в связи с изменением направлений падения слоев на противоположные южные, их поверхности принимают слабые извилистые очертания.

Южный контакт Гвелетского массива с кистинской свитой имеет падение  $80-85^\circ$  на север и характеризуется слабо искривленной поверхностью. Здесь отмечается нетектонический контакт гранитоидов и уплотненных глинистых сланцев, которые затем южнее сменяются аспидными сланцами. Граница между ними структурно согласная и гранитоиды без разлома контактируют с породами кистинской свиты. Аспидные сланцы вдоль контакта припаяны к массиву гранитоидов. На контактной поверхности гранитоидов и на плоскостях сланцев отмечается ярко выраженная субвертикальная штриховка. В вертикальном разрезе кистинской свиты, прилегающей к контакту южной зоны шириной 20 м наблюдаются линзообразные тела более древних пород, в основном, песчаников и реже кварцитов, шириной 0,6-1,2 м и высотой 2-8 м. За ней, на расстоянии 50 м, в кистинской свите выделяется полоса, где в аспидных сланцах развиты включения более крупных глыб гравелитов, грубо- и крупнозернистых песчаников и кварцитов, шириной 7-8 м и видимой высотой 9-20 м.

Далее на север, на протяжении 850 м, обнажен Гвелетский гранитоидный массив, на северной границе которого развиты глинистые сланцы кистинской свиты. Падение контакта южное под углами  $75-85^\circ$ . На поверхностях сланцев наблюдается четко выраженная вертикальная штриховка.

На северном контакте Гвелетского массива на правом борту ущелья р. Терек развиты более измененные породы другого литологического состава, которые, по видимому, не являются частью кистинской свиты. Это зеленоватая полосчатая метаморфическая толща, которая под углами  $70-80^\circ$  наклонена на юг. Полосчатость пород обусловлено чередованием зеленых и серых узких (0,1-2 см) полос, состоящих из роговой обманки, эпидота и хлорита, а также кварц-полевой шпат-серицитового агрегата. Метаморфическая толща постепенно без видимого тектонического воздействия сменяется гранитоидами. Поверхность контакта имеет крутое ( $80-85^\circ$ ) падение на юг.

От северной границы массива зеленосланцевая толща прослеживается далее на север более 170 м, где согласно сменяется аспидными сланцами кистинской свиты. Учитывая сильный метаморфизм и характер контакта с Гвелетским массивом можно считать, что эта толща представляет собой фрагмент тех древних палеозойских образований, в которую внедрились гранитоиды Дарьяльского ущелья. Проведенные изотопно-геохронологические исследования показали среднекарбонный (321-296 млн. лет) возраст пород этих массивов [Дудаури и др., 2000].

Далее на север, до гранитоидов Дарьяльского массива в межгранитной полосе расположена кистинская свита. Она представлена в основном аспидными сланцами, в которых отмечаются прослой алевролитов и песчаников мощностью 0,2-1,2 м. Здесь свита образует круто ( $75-80^\circ$ ) наклоненную на юг моноклираль, которая в центральной части, на расстоянии 0,4 км, осложнена флексурным изгибом. Последний осложнен сильно сжатыми мелкими (до 100 м) складками, которые имеют узкие замки и крутые крылья. Осевые плоскости их под углами  $80-85^\circ$  падают на север. Южный контакт Дарьяльского массива под углом  $80^\circ$  наклонен на юг. Здесь гранитоиды согласно контактируют с пачкой аспидных сланцев кистинской свиты, которая сильно припаяна к поверхности массива.

Далее на север, на протяжении 4 км, обнажены Дарьяльские гранитоиды. В средней части массива проходит государственная граница между Грузией и РФ.

Северный контакт Дарьяльского массива падает на север под углами  $80-85^\circ$ . Гранитоиды согласно контактируют с метаморфизованными глинистыми сланцами мощностью 1,0 м, в которых наблюдаются многочисленные субвертикальные зеркала скольжения.

От контакта к северу развита пачка средне- и крупнозернистых кварцевых песчаников, кварцевых гравелитов и кварцитов, мощностью более 20 м, залегающая по поверхности массива. По своему литологическому составу и структурному положе-

нию, она не принадлежит к синемюрской кистинской свите, и вероятно, относится к более древним верхнекарбонным отложениям. Эти кварцевые породы затем сменяются аспидными сланцами кистинской свиты.

Далее на север до р. Белая, на протяжении 1,1 км, развита однообразная толща аспидных сланцев с редкими прослоями алевролитов и тонких песчаников. Она образует крутую ( $75-85^\circ$ ) моноклиаль в основном падающую на север и реже на юг, придающее ей слабо извилистую морфологию. Нижнюю часть данной толщи, мощностью 500 м, представляет синемюрская кистинская свита. Затем она вверх по разрезу согласно переходит в циклаурскую свиту плинсбахского возраста. Толща прослеживается на 600 м до Бурон-Ларского разлома, который круто ( $80^\circ$ ) падает на север.

### Интервал Верхний Ларс – Редант 2

Далее за Бурон-Ларским разломом расположено северное крыло мегантиклинория БК. Здесь ВГД выходит из Дарьяльского ущелья и на протяжении 9,3 км пересекает тоар-ааленские отложения ардонской свиты (джерахская свита верхнего лейаса по [Ренгартен, 1937]). Свита состоит из трех подсвит, которые неоднократно повторяются в разрезе. В начале этого интервала развита средняя подсвита ардонской свиты, сложенная глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями песчаников, которая прослеживается более 1,2 км. Породы подсвиты залегают моноклиально с углами падения слоев  $75-85^\circ$  на север, обуславливая ее слабую извилистость. В конце интервала толща срезается крутым ( $80^\circ$ ) наклоненным на юг разломом (рис. 4) южного падения.

Далее на север, на протяжении 1,6 км, распространена нижняя подсвита ардонской свиты, представленная в основном глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и песчаников. Крутое моноклиальное слегка изгнутое падение слоев на север продолжается и в этой толще до разлома, который имеет северное падение под углом  $85^\circ$ . За разломом, в тектоническом клине, образованном еще одним крутопадающим ( $80^\circ$ ) на юг разломом, на протяжении 0,4 км, вновь прослеживается нижняя толща ардонской свиты. Она под углом  $75^\circ$  падает на север и осложнена флексурным перегибом.

Еще севернее, на протяжении 2,3 км, обнажены нижняя, а затем средняя подсвита ардонской свиты. Толщи в целом имеют наклон на юг под углами  $75-80^\circ$ . Крутая моноклиаль осложнена дополнительными изгибами, пологими ( $30-50^\circ$ ) наклоненными на север, образующими в ней соответствующие им флексурные перегибы небольшой величины. В конце интервала отмечается крутопадающий ( $80^\circ$ ) на север разлом.

Севернее разлома, на протяжении 1,1 км, распространена нижняя подсвита ардонской свиты, слагающие породы которой уже слабо метаморфизованы. Они на севере согласно сменяются средней подсвитой, которая продолжается на протяжении 2,0 км. В пределах этого комплекса моноклиальные круто ( $75-80^\circ$ ) наклоненные на юг поверхности, очевидно, на глубине изгибаются и приобретают более пологие ( $55^\circ$ ) северные падения. Эта изогнутая толща в средней части осложнена падающим на юг крутым ( $75^\circ$ ) разломом, за которым на протяжении 0,8 км, развита незначительно метаморфизованная верхняя подсвита ардонской свиты. Она сложена глинистыми сланцами и пакетами (до 3 м) переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Структурно эта толща согласно повторяет искривленную морфологию пород средней подсвиты. В конце этого отрезка ВГД проходит крупный разлом, который круто ( $85^\circ$ ) падает на север.

Севернее этого разлома ВГД пересекает Скалистый хребет БК, в пределах которого видны слабо дислоцированные толщи, слагающие широкие и пологие струк-

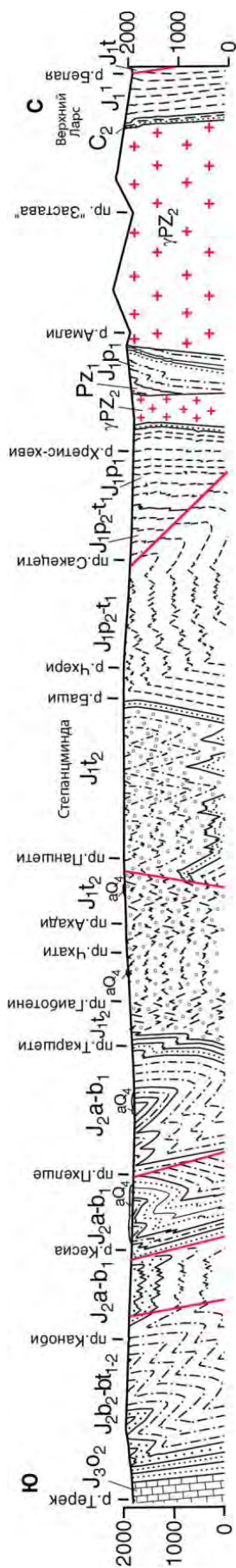


Рис. 3. Геолого-структурный разрез Коби-Верхларского отрезка ВГД

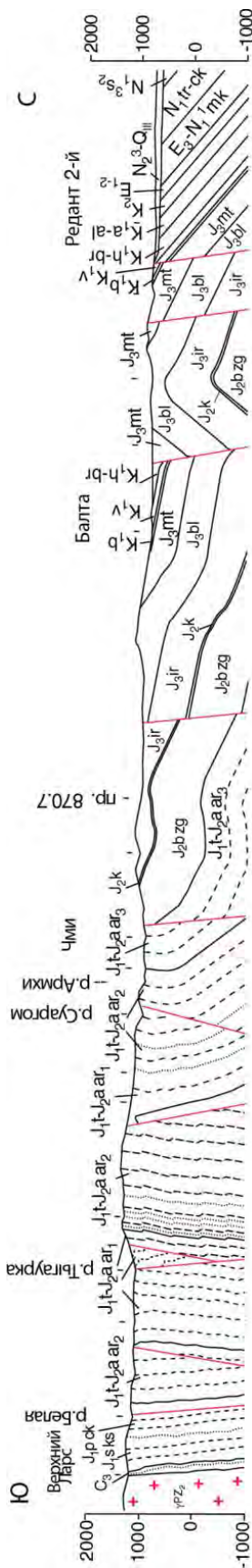


Рис. 4. Геолого-структурный разрез Верхний Ларс-Редант 2-ского отрезка ВГД



туры [Путеводитель экскурсий, 1966]. Здесь на протяжении 4,0 км обнажаются породы згидской свиты байосского возраста, представленные аргиллитами, алевролитами и песчаниками. На них структурно согласно залегает армхинская свита келловея, сложенная аргиллитами, алевролитами и песчаниками, с прослоями известняков и гравелитов, которые сменяются иронской свитой оксфордского возраста, образующую куэсту, состоящую из толстослоистых известняков и массивных доломитов. Эта терригенно-известняковая толща в общем полого ( $10\text{--}20^\circ$ ) наклонена на север, в середине изогнута и образует открытые широкие (до 2 км) синклинальную и антиклинальную структуры. В конце интервала прослеживается крутой ( $85^\circ$ ), падающий на север, сброс с амплитудой 200 м.

Далее на север, на протяжении более 5 км развита балтинская свита киммериджа-нижнего титона, представленная известняками, песчаниками и доломитами. На них согласно залегает матламская свита верхнего титона, состоящая из известняков и доломитов, которая, в свою очередь, согласно перекрывается нижнемеловой берриас-барремской толщей, сложенной в основном известняками, а также аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Этот комплекс в основном карбонатных пород слагает пологую ( $10^\circ$ ), слегка прогнувшую в средней части, моноклинал, которая в конце срезана крутым ( $80^\circ$ ) падающим на север Балтинским взбросом с амплитудой перемещения до 100 м.

Севернее Балтинского взброса, на расстоянии 3,8 км, породы балтинской и матламской свит слагают слабо асимметричную антиклиналь. Южное крыло структуры падает под углом  $50^\circ$ , а северное – более полого ( $30^\circ$ ) наклонено на север. Более длинное пологое крыло структуры осложнено крутым ( $80^\circ$ ) сбросом с амплитудой перемещения до 200 м.

Далее на север ВГД, на протяжении 3,5 км, пересекает Осетинскую впадину Терского передового прогиба. Ее от БК отделяет крутой ( $80^\circ$ ) наклоненный на север Владикавказский краевой разлом. Впадина сложена падающими на север под углом  $40^\circ$  мел-палеоген-нижнеогеновыми толщами, терригенно-карбонатного состава, которые несогласно перекрыты верхнеплиоцен-четвертичными отложениями.

Заканчивая описание геолого-складчатой структуры БК, следует отметить, что ее характеристика в пересечении ВГД будет неполной, если вкратце не рассмотреть особенности развитых в ее пределах кливажа и диабазовых даек.

Кливаж представляет наиболее распространенный структурный элемент складчатости и занимает крупный отрезок ВГД. Его проявление начинается от сел. Павлеури и кончается в 1,5 км севернее сел. Нижний Ларс. На протяжении 75 км кливаж различной степени интенсивности развит в юрских и меловых дислоцированных толщах. Здесь хорошо выражены многочисленные частые поверхности кливажа пересекающие складчатые структуры параллельно их осевым плоскостям. Такая тесная связь кливажа со складками обусловлено тем, что его возникновение и развитие в основном происходило в процессе формирования складчатой структуры БК.

Характерной особенностью секущего кливажа осевой плоскости складок являются крутые ( $60\text{--}85^\circ$ ) падения их поверхностей в основном на север, а иногда на юг. В развитых вдоль ВГД переслаивающихся толщах различного состава секущий кливаж носит селективный характер. Наиболее четко кливаж, в виде прямолинейных параллельных друг другу пластин шириной 1-5 мм, выражен в терригенных глинистых и мелко-среднезернистых, а также мергелистых породах, где его развитие обусловлено их сланцеватой текстурой. В крупно-грубозернистых песчаниках, а также в известняках кливаж вообще не проявлен.

Особенно интенсивно секущий кливаж развит в песчано-глинистых нижнеюрских толщах зоны Главного хребта БК, где слагающие ее породы превращены в аспидные сланцы. К югу от осевой зоны в ниже-среднеюрских отложениях ин-



тенсивность проявления кливажа ослабевает, что обусловлено сменой аспидных сланцев в терригенных толщах глинистыми сланцами. Далее к югу, в терригенно-карбонатных сланцевых толщах верхней юры и мела ШП подзоны МТ зоны, отмечается только кливажированные мергели и аргиллиты, за которыми секущий кливаж полностью исчезает. На севере, за Бурон-Ларским разломом, аспидные сланцы нижнеюрских свит также сменяются глинистыми сланцами, которые развиты в ардонской свите тоар-ааленского возраста. Смена рассланцованных толщ породами, не затронутыми кливажом происходит за сел. Нижний Ларс. Следовательно, интенсивность проявления кливажа в складчатой структуре БК в пересечении ВГД ослабевает от его осевой субвертикальной части в сторону складчатых крыльев мегантиклинория.

В кистинской и циклаурской свитах, а также в гранитоидах Дарьяльского ущелья, в зоне Главного хребта БК, на протяжении 9,5 км вдоль ВГД развиты многочисленные однотипные дайки диабазов. Они пересекают складчатые структуры и вмещающиеся в них массивы, имеют в основном субширотные ( $270\text{--}285^\circ$ ) простирания. Редко встречаются диабазы северо-западной ( $300\text{--}310^\circ$ ), юго-восточной ( $240\text{--}260^\circ$ ) и субмеридиональной ( $335\text{--}345^\circ$ ) ориентировки.

Мощности диабазовых тел составляют 0,3-10 м, редко 20-25 м, которые имеют массивную текстуру и интрузивные контакты с вмещающими породами. Они, в основном, круто наклонены на север или на юг под углами  $70\text{--}85^\circ$ . Об интрузивном характере диабазов предкеловейского возраста Дарьяльского ущелья было указано и ранее [Андреев, 1945]. Контактное воздействие диабазов на вмещающие породы выражено неширокой (от нескольких сантиметров до первых метров) зоной роговикования, развитой с обеих сторон диабазовых тел.

Диабазовые дайки, по мнению авторов, представляет собой единый, самостоятельный, гипабисальный, интрузивный комплекс основного состава, который образовался на коллизионном этапе развития БК в позднемиоцен-раннеплиоценовое время [Гиоргобиани, Закарая, 2002, 2003].

### Заключение

Таким образом, большой геолого-структурный материал, полученный в пересечении БК ВГД и его детальный анализ, дали возможность авторам высказать свои представления по некоторым важным вопросам строения региона. К ним относятся новые данные о возрасте и составе кистинской свиты Дарьяльского ущелья, а также условия происхождения Гвелетского и Дарьяльского гранитоидных массивов.

Проведенными авторами исследованиями было установлено, что в контакте с Дарьяльскими гранитоидами непосредственно залегают грубозернистые песчаниково-кварцитовые отложения, не сопоставимые с песчаниково-сланцевыми толщами кистинской свиты. Такие же кварцевые породы, как отмечалось выше, развиты в южной приконтактной полосе Гвелетского массива, которые в виде больших линзовидных тел, будин и крупных блоков заключены в аспидных сланцах в нижней части кистинской свиты. Кроме того, на юго-восточном склоне г. Гургала в ущелье р. Хде обнажена толща кварцевых песчаников и кварцевых гравелитов, мощностью более 20 м. На восточном контакте Дарьяльского массива она залегают под сланцами кистинской свиты и поэтому считается фрагментами доюрских образований [Чихрадзе, 1975]. В восточной краевой части Дарьяльского массива сохранились участки кровли, которые расположены на коре выветривания этой интрузии. Здесь на гранитоидах полого ( $10\text{--}15^\circ$ ) залегают 30 м толща грубозернистых и мелкозернистых кварцитов с конгломератами в основании [Андреев, 1945].

Следовательно, эта грубозернистая кварцито-песчаниковая толща по составу слагающих ее пород является чужеродной и не может быть отнесена к синемюр-

ской кистинской свите. Аналогичные по своему строению и стратиграфическому положению кварцитоподобные породы развиты в зоне Главного хребта в Северной Осетии, несогласно перекрывающие ранний палеозой и слагающие нижнюю часть баддонской свиты образования верхнего карбона [Моргунов, 1965]. Это дает основание предполагать, что вмещающими породами Дарьяльских гранитоидов кроме нижнеюрских пород, являются также верхнекарбоновые и более древние палеозойские толщи. Таким образом, отложения синемюрской кистинской свиты в действительности состоит из трех самостоятельных разновозрастных толщ. Первая – зеленосланцевая, представляет собой фрагмент той самой древней палеозойской толщи, в которую внедрились среднекарбоновые гранитоиды. Вторая – кварцево-гравелитовая верхнекарбоновая толща баддонской свиты, которая трансгрессивно перекрывает гранитоиды и позже была протрузивно интродуцирована ими. Третья, сама кистинская – глинисто-сланцевая свита, несогласно перекрывающая верхнекарбоновую баддонскую свиту, тоже протрузивно совместно с последней была прорвана Дарьяльскими гранитоидами [Гиоргобиани, 2000]. Т.е. Дарьяльский среднекарбоновый массив перекрывает не сланцевая синемюрская кистинская свита, а на нем трансгрессивно залегает кварцитовая толща верхнекарбонового возраста. Это может быть связано с проявлением на границе среднего и позднего карбона тектонических восходящих движений астурийской фазы, сопровождаемые внедрением дарьяльских гранитоидов.

Приведенные выше установленные факты дают основание предполагать, что Гвелетский и Дарьяльский массивы находятся во вторичном, бескорневом залегании. Они являются фрагментами гранитоидов оторванных от первичного крупного древнего палеозойского гранитоидного массива. Их современное расположение вызвано субвертикальными протрузивными перемещениями совместно припаянной к Гвелетскому интрузиву пачки вмещающей его древних палеозойских зеленосланцевых пород и их внедрением в верхнекарбоновые и нижнеюрские отложения. Эти процессы раздробили трансгрессивно покрывающую гранитоиды палеозойскую осадочную толщу. Ее фрагменты в виде отдельных глыб и пачек вместе с массивами испытывали принудительное протрузивное перемещение и оказались расположенными в мезозойском чехле. Ламинарное течение глинистых толщ увлекало за собой гранитоиды и обломки верхнекарбоновых разных по составу образований. Зона Главного хребта представляла в это время место проявления мощного субвертикального тектонического течения. Это способствовало современному пространственному размещению во вмещающей синемюрской толще гранитоидных массивов и сопутствующих их глыб и пачек отторженных пород баддонской свиты. Следовательно, Гвелетский и Дарьяльский гранитоидные массивы представляют собой структуры тектонического протрузивного выжимания, происходящих в обстановке интенсивного тангенциального сжатия БК. Формирование массивов происходило в течение орогенного (поздний миоцен-антропоген) коллизионного этапа развития региона, в процессе проявления роданской и последующих фаз складчатости [Гиоргобиани, 2000; Гиоргобиани, Закарая, 2004б].

## Литература

1. Андреев Д. К. Новые данные о геологическом строении Главного хребта в Дарьяльском ущелье // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1945. – № 2. – С. 127-135.
2. Гиоргобиани Т. В., Чихрадзе Г. А., Закарая Д. П. Особенности тектоники района Крестового перевала // Сообщения АН ГССР. – 1991. – Т. 143. № 2. – С. 161-164.
3. Гиоргобиани Т. В. О протрузивном происхождении гранитоидных массивов Дарьяльского ущелья (Большой Кавказ) // Общие вопросы тектоники. Тектоника

России. М.: ГЕОС, 2000. – С. 123-125.

4. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. К вопросу о присхождении листрических разломов // Материалы научной сессии посвященной 110-летию акад. А.И. Джанелидзе. – Тбилиси. – 2000. – С. 215-226.

5. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Закономерности размещения, возраст и условия формирования диабазов Центрального и Восточного Кавказа // Сборник трудов посвященных 90-летию со дня рождения Г.С. Дзоценидзе. – Тбилиси. – 2002. – С. 384-407.

6. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Позднекайнозойский коллизионный основной магматизм Большого Кавказа // Материалы 11 Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Екатеринбург. – 2003. – С. 235-240.

7. Гиоргобиани Т.В. Основные особенности альпийской складчатой структуры Большого Кавказа // Сборник трудов посвященных 100-летию со дня рождения П.Д. Гамкрелидзе. Тр. ГИН. Нов. сер. – Тбилиси. – 2004. – Вып. 119. – С. 79-89.

8. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. О проявлении протрузивной тектоники в осевой зоне Сванетского антиклинория (Большой Кавказ) // Сборник трудов посвященных 100-летию со дня рождения П.Д. Гамкрелидзе. Тр. ГИН. Нов. сер. – Тбилиси. – 2004. – Вып. 119. – С. 98-112.

9. Дудаури О.З., Цимакуридзе Г.К., Вашакидзе Г.Т., Тогонидзе М.Г. Новые данные о возрасте гранитоидов Дарьяльского массива // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. – Тбилиси. – 2000. – Вып. 115. – С. 306-310.

10. Моргунов Ю.Г. Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии (Центральный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1965. – № 7. – С. 108-112.

11. Путеводитель экскурсий // Маршрут 1 Тбилиси-Орджоникидзе. – Тбилиси. – 1966. – С. 15-33.

12. Ренгартен В.П. Военно-Грузинская дорога. Межд. XVII геол. конгр. Экскурсия по Кавказу. Ростов-Тбилиси. ОНТИ. – 1937. – С. 69-110.

13. Чихрадзе Г.А. О кистинской свите бассейна р. Терек // Сообщ. АН ГССР. – 1975. – Т. 80. №2. – С. 385-387.

## GEOLOGICAL-STRUCTURAL FRAMEWORK OF THE GREATER CAUCASUS ALONG THE GEORGIAN MILITARY ROAD

© 2017 T. V. Giorgobiani<sup>1,2</sup>, Sc. Candidate (Geol.-Min.), D. P. Zakaraia<sup>3</sup>, Sc. Candidate (Geol.-Min.)

<sup>1</sup>Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, Georgia, 0179, Tbilisi, 1, Chavchavadze Ave.;

<sup>2</sup>A. Djanelidze Geological Institute, Georgia, 0186, Tbilisi, Politkovskaia Str., 31, e-mail: ciala\_gugava@mail.ru;

<sup>3</sup>Ltd «Caucasus Mining Group», Georgia, 0174, Tbilisi, M. Aleksidze Str., 1/9, e-mail: d\_zakara@yahoo.com

In the article is presented description of the more than 100 km length along the Georgian Military Road geological-structural cross section crossing the folded system of the Greater Caucasus. Given characteristics of the complicated fold-fault structure for all the tectonic zones of the Greater Caucasus by separate parts of the Georgian Military Road, allowing to receive notion about inner building of the region. Outlined short description of axial-plane cleavage crossing the folded structures of the Jurassic and Cretaceous formations. Discussed diabase dykes cutting the folded zones of the Main Range of the Greater Caucasus and delivered the idea of their origin during the Late Miocene-Early Pliocene time. Clarified that the Gveleti and the Dariali granitoid massives are in the secondary allochthonous position. They are fragments of rocks detached from Old Paleozoic Massif. Their recent position caused by subvertical protrusion and penetration into covering Upper Paleozoic and Lower Jurassic formations. It took place in conditions of intense tangential compression of the Greater Caucasus, during the Rhodanian and following phases of folding.

**Key words:** Greater Caucasus, Georgian Military Road, folded structure, fault, Ardon suite, Kazbegi formation, cleavage, diabase, Dariali Granitoids, protrusion.

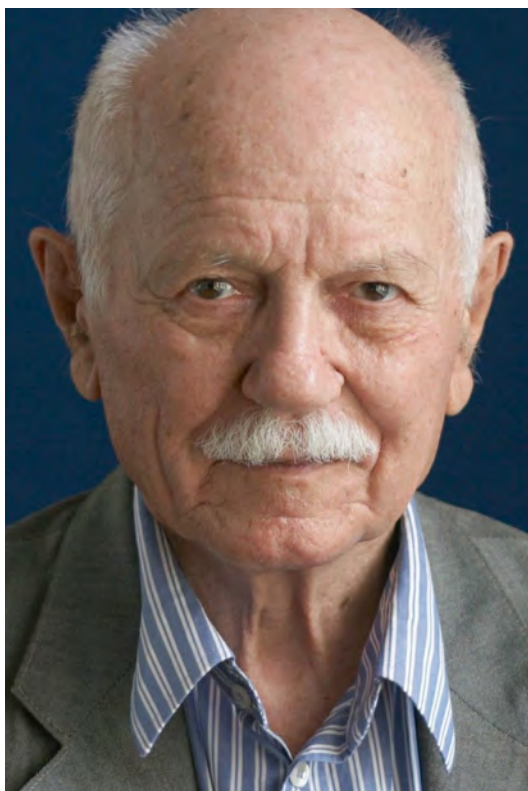
---

**ПАМЯТЬ**

---

**НИКОЛАЙ СЕМЕНОВИЧ СКРИПЧЕНКО**

(14.05.1927 – 28.11.2016)



14 мая 2017 года исполнилось бы 90 лет крупному российскому ученому, специалисту в области геологии рудных месторождений, действительному члену Международной Академии наук высшей школы, профессору, доктору геолого-минералогических наук, Заслуженному деятелю науки и техники, Лауреату Государственной премии СССР Николаю Семеновичу СКРИПЧЕНКО.

Около 60 лет его научная и педагогическая деятельность была неразрывно связана с Новочеркасским политехническим институтом (ныне Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ) имени М.И. Платова), который он окончил в 1951 г. по специальности «*Геология и разведка месторождений полезных ископаемых*». После окончания очной аспирантуры в 1954 г. до конца своей трудовой деятельности Н.С. Скрипченко работает на кафедре «*Месторождения и разведка полезных ископаемых*». Здесь он прошел путь от ассистента до профессора; в течение 20 лет (1971–90 гг.) заведовал кафедрой, был деканом Горно-геологического факультета (1968–71 гг., 1974–77 гг.).

Наряду с основной учебной деятельностью Николай Семенович активно занимался научно-производственными исследованиями в Севкавгеолуправлении, на Тырныаузском и Урупском ГОКах, работал участковым геологом, начальником гео-



лого-съёмочных отрядов и партий. После защиты в 1954 г. кандидатской диссертации (по вольфрамомолибденовому месторождению Тырнауз) изучал медномолибденовые руды Каджарана. В 1957 г. по рекомендации Севкавгеолуправления ему было поручено проведение работ по теме «*Структура и генезис медноколчеданных месторождений Северного Кавказа*». С этого момента определилась генеральная линия научных исследований, связанная с изучением геологии и генезиса, прогнозированием, поисками и разведкой колчеданных месторождений.

Первые работы по данной тематике были им опубликованы в 1960 г., а уже в 1965 г. Н.С. Скрипченко защищает докторскую диссертацию «*Геология и закономерности образования медноколчеданных месторождений Северного Кавказа*». В 1966 г. им опубликована монография «*Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа)*», которая была оценена мировой научной геологической общественностью как пионерская работа по фундаментальному обоснованию вулканогенно-осадочной концепции образования таких месторождений. Высокая оценка этой книги дана крупнейшим знатоком колчеданных месторождений чл.-корр. АН СССР С.Н. Ивановым. Им, в частности, отмечено, что «*книга представляет первое в мире описание типичных колчеданных месторождений с позиции гидротермально-осадочного образования; книга должна положить конец сомнениям о возможности распространения эксгальационно-осадочной гипотезы на колчеданные месторождения, связанные с вулканитами*». Развиваемые в ней идеи выходят далеко за рамки Северного Кавказа и Юга России и представляют значительный интерес не только для российской, но и для мировой геологической общественности. Гидролизно-реакционная осадочно-метасоматическая модель формирования колчеданных рудных залежей морского дна Н.С. Скрипченко вошла в современные учебники.

В дальнейшем в сферу научных исследований Н.С. Скрипченко помимо месторождений Северного Кавказа включаются колчеданные месторождения Южного Урала. Это позволило выполнить структурно-генетическую и фаціальную типизацию руд двух главных регионов распространения медноколчеданных месторождений СССР/России – Уральского и Кавказского. При изучении свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана был сделан вывод о значительном сходстве вулканогенно-осадочных колчеданных и свинцово-цинково-серебряных месторождений, ассоциированных с карбонатно-глинистыми геологическими формациями континентальных областей. Такие месторождения в США, Австралии и Западной Европе содержат гигантские запасы Cu, Pb, Zn, Au, Ag и редких металлов. Эти результаты были обобщены в серии статей и монографии «*Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций*», за которые в 1986 г. проф. Н.С. Скрипченко присуждается Государственная премия СССР.

Характерной чертой научных исследований проф. Н.С. Скрипченко всегда была их ярко выраженная прикладная направленность. Прежде всего, она выражалась в разработке на основе скрупулезно выполняемых полевых, лабораторно-микроскопических исследований и теоретических обобщений системы поисковых признаков и предпосылок, конкретных геологических прогнозов, практических рекомендаций и методов обнаружения перспективных участков, новых месторождений и рудных тел в пределах изучаемых объектов. Список посещенных и осмотренных или с различной степенью детальности изученных месторождений приближается к 6-ти десяткам. Он включает колчеданные полиметаллические (Урупское, Худес-

ское, Быковское, Бескесское, Власенчихинское, Скалистое, Даутское, Кизил-Дере, Филлизчайское, Лаурское, Тызыльское, Маднеули, Кафанское), редкометалльные (Тырныауз, Кти-Теберда, Каджаран), железорудное (Дашкесан) месторождения Кавказа; колчеданные (Гайское, Блявинское, Сибайское, Комсомольское, Малеевское, Бурибаевское) и молибденовое (Харбей) месторождения Урала; стратифомные месторождения цветных металлов Казахстана (Жайремское, Ушкатынское, Джекказганское, Каражальское), Киргизии (Джергекан); колчеданно-полиметаллические рудного Алтая (Лениногорское, Тишинское, Зыряновское, Белоусовское), Забайкалья (Озерное, Удокан); железорудные месторождения Криворожского бассейна на Украине, угольные месторождения Восточного Донбасса; канадские меднопорфировые и медномолибденовые месторождения Британия, Бетлегем, Эндако.

Чтение лекций по геологии полезных ископаемых, курсовое и дипломное проектирование, подготовка аспирантов на основе материалов изучения месторождений самых различных генетических и геолого-промышленных типов, групп и видов полезных ископаемых, дальнейшие научные исследования проф. Скрипченко привели к активизации и развитию традиционного для ДПИ-НПИ-ЮРГПУ с первых лет основания обобщающего научного направления *«Разработка методов прогноза, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых»*, которое Николай Семенович с середины 1970-х и по 2010 г. достойно возглавлял. Направление объединило усилия ученых всех геологических кафедр института (университета). В 2003 г. направление включено в Реестр научных школ ЮРГПУ (НПИ) как научная школа *«Геология, поиск и разведка полезных ископаемых»*.

Одним из наиболее крупных достижений проф. Скрипченко явилось развитие научного потенциала НПИ-ЮРГПУ. Важным мотивом деятельности всегда была глубокая убежденность Николая Семеновича в том, что только подготовка многочисленных кадров высокой квалификации может способствовать развитию Новочеркасской геологической школы в соревновании с другими геологическими вузами страны. Будучи заведующим кафедрой, затем деканом Горно-геологического факультета и руководителем научной геологической школы института (университета), он постоянно прилагал максимальные усилия для обеспечения кадрового развития вуза. С этой целью он участвовал в создании и работе единственного на юге СССР в 1980-е годы Докторского геологического совета при Кавказском институте минерального сырья (г. Тбилиси). На этом совете учеными Горно-геологического факультета ЮРГПУ-НПИ при активной поддержке Николая Семеновича были успешно защищены докторские диссертации Г.А. Кобилевым (1984 г.), И.А. Богущем (1985 г.), А.С. Тамбиевым (1987 г.), В.И. Щегловым (1989 г.). При помощи и поддержке Н.С. Скрипченко учеными факультета гидрогеологом А.И. Гавришиным (1982 г.), геофизиком Б.П. Притчиным (1986 г.) защищены докторские диссертации по родственным специальностям.

Интенсивная подготовка докторов наук позволила возобновить работу специализированных советов по защитах докторских и кандидатских диссертаций в г. Новочеркасске. В 1991г. по инициативе новочеркасских ученых, прежде всего, Н.С. Скрипченко и его ученика В.И. Щеглова при Северо-Кавказском научном центре высшей школы открыт Региональный диссертационный совет, объединивший усилия ученых-геологов РГУ и ЮРГПУ (НПИ) и немало способствовавший подготовке кадров высокой квалификации для Северо-Кавказского региона. Среди заметных результатов работы совета следует отметить успешную защиту докторской дис-

сертации в 1992 г. выпускником ЮРГПУ (НПИ) В.М. Юбко, бывшим аспирантом проф. Скрипченко, который был консультантом данной работы.

Н.С. Скрипченко – автор более 200 научных трудов, в т.ч. 9 монографий. Международную известность ему принесли публикации в США, Канаде, Японии, ФРГ, Австралии, Чехословакии, выступления с докладами на Международных геологических конгрессах в Праге, Монреале, Москве, а также на других международных симпозиумах. Эти аспекты его деятельности способствовали признанию приоритета отечественных геологов в разработке теоретических основ колчеданного рудообразования.

Много времени и сил Николай Семенович уделял подготовке инженерных кадров. Сотни его учеников успешно работают в производственных и научных организациях геологического профиля, геологических службах добывающих отраслей. Под его руководством подготовлено 6 докторов и 20 кандидатов наук.

За активную педагогическую деятельность, подготовку научных кадров, участие в открытии и разведке колчеданных месторождений Н.С. Скрипченко присвоены звания «Почетный работник высшей школы», «Заслуженный геолог Карачаево-Черкесской республики», «Заслуженный деятель науки и техники Российской Федерации». Он награжден знаками «Отличник разведки недр», «Почетный разведчик недр», медалью «За доблестный труд», орденом «Знак почета».

Ученые, специалисты, студенты всегда ценили Николая Семеновича за активную жизненную позицию, эрудицию, широту научных интересов, внимательность к людям и доброжелательность, простоту в общении. Светлые воспоминания о нем навечно останутся в сердцах коллег и многочисленных учеников.

*Коллектив кафедры «Прикладная геология» ЮРГПУ (НПИ) им. М.И. Платова,  
г. Новочеркасск, 2017 г.*

**ВАЛЕНТИН ИВАНОВИЧ УЛОМОВ**

09.01.1933 – 06.06.2017



6 июня скорпостижно ушел из жизни Валентин Иванович Уломов – главный научный сотрудник лаборатории сейсмической опасности, прекрасный человек, выдающийся сейсмолог, мудрый руководитель, обладавший незаурядными организаторскими способностями, умением общаться с огромным количеством специалистов, потрясающий докладчик.

Уломов Валентин Иванович – член-корреспондент АН Узбекской ССР, доктор физ.-мат. наук, лауреат Государственных премий Российской Федерации и Узбекской ССР в области науки и техники. Родился 7 января 1933 г. в г. Ташкент. В 1955 г. окончил геолого-разведочный факультет Среднеазиатского политехнического института по специальности «Геофизические методы разведки полезных ископаемых» и получил квалификацию горного инженера-геофизика.

Его научная карьера началась в 1955 г. в Геофизическом институте АН СССР (с 1956 г. – ИФЗ) младшим научным сотрудником. А уже в 1959 г. активному молодому ученому было предложено возглавить Ташкентскую сейсмическую станцию ИФЗ АН СССР. В 1960 г. в этой же должности он был переведен из ИФЗ в систему Академии наук Узбекистана, и в течение многих лет занимал должность заместителя директора по науке Института геологии и геофизики, а затем – вновь организованного Института сейсмологии АН Узбекистана. Активную роль Валентин Иванович сыграл во время печально известного Ташкентского землетрясения 1966 г. Именно от него ташкентцы узнавали последние новости о ходе сейсмического процесса.

Так продолжалось до 1990 г., когда он по приглашению руководства Академии наук СССР вновь стал сотрудником ИФЗ, где сформировал Лабораторию континентальной сейсмичности, стал ее заведующим и возглавил работу по созданию новой карты Общего сейсмического районирования территории России.

Научная карьера Валентина Ивановича складывалась вполне успешно. В Институте физики Земли АН СССР (Москва) в 1964 г. он защитил кандидатскую диссертацию «Изучение глубинного строения земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии», в 1974 г. – докторскую диссертацию «Исследования глубинного строения и динамики земной коры Средней Азии в связи с проблемой прогноза землетрясений». В 1964 г. инициировал создание в Ташкенте Центра сейсмических наблюдений Средней Азии и Казахстана, которым руководил в течение 15 лет, в 1966 г. – Института сейсмологии АН Узбекистана. В 1984 г. был избран членом-корреспондентом Академии наук Узбекистана.

Область научных исследований Валентина Ивановича – фундаментальная и прикладная сейсмология, структура и динамика литосферы, физика очага землетрясений и их прогнозирование, глобальная и региональная сейсмичность, сейсмическая регионализация и районирование сейсмической опасности. Валентин Иванович руководил рядом научных тем, проектов и программ РАН. В 1997 г. под его руководством на новых методических принципах был создан комплект новых карт общего сейсмического районирования Северной Евразии – ОСР-97. В 2000 г. карты ОСР-97 вошли в состав Строительных норм и правил (СНиП) «Строительство в сейсмических районах», а в 2002 г. были удостоены Государственной премии РФ в области науки и техники. В 1999 г. при участии В.И. Уломова была составлена глобальная карта сейсмической опасности GSHAP.

Во второй половине 2000 годов он возглавил организованную им рабочую группу из специалистов многих академических и отраслевых институтов и организаций страны по актуализации карт ОСР-97. В результате появился на свет комплект карт общего сейсмического районирования территории РФ следующего поколения (ОСР-2016), предназначенных для замены карт ОСР-97, отслуживших положенный им срок.

Научное наследие Валентина Ивановича весьма обширно. Он автор более 300 научных монографий, статей, изобретений, автор открытия неизвестного ранее явления природы прогностического характера – эмиссии радона перед землетрясениями. В.И. Уломов лауреат премии «Международной академической издательской компании «НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА» за лучшие публикации в журналах РАН в 2008 г. В 2017 г. Валентин Иванович принимал активное участие в написании статей для Большой Российской энциклопедии, Национального атласа Арктики.

Валентин Иванович работал интенсивно и плодотворно, порой в ущерб своему здоровью. Он умер как солдат, на боевом посту. За несколько часов до смерти он вел активную электронную переписку со своими коллегами.

Ушел из жизни корифей науки, на котором, как написано о нем в некрологе ИФЗ РАН, держалась современная инженерная сейсмология и эта потеря, к сожалению, невосполнима. Валентин Иванович был человеком большой души.

И здесь к некрологу ИФЗ РАН необходимо добавить следующее. О таких людях говорят, что они есть соль человеческого общества, без которых общество обречено. Помню в 1992 г. я, будучи докторантом ИФЗ РАН, приехал из Тбилиси в Белоруссию для проведения научных исследований на специальном полигоне. Так



получилось, что в результате досадных накладок, остался безо всяких средств к существованию. С трудом добрался из Гомеля до Москвы в ИФЗ РАН. В условиях отсутствия моего консультанта член-корр. РАН А.В. Николаева, Валентин Иванович, окинув взглядом, меня уныло стоящего в коридоре, заподозрил неладное, и гостеприимно пригласил в свой уютный кабинет и прямо спросил что произошло. Пришлось сознаться, что несколько дней кряду маковой росинки у меня во рту не было. Он как то незаметно и ненавязчиво повел и покормил меня в столовой ИФЗ РАН. После этого Валентин Иванович быстро выяснил причину накладок. И решил вопрос. В дальнейшем Валентин Иванович всегда тепло опекал меня. Более того мы с ним, и я горжусь этим, дружили. Вспоминая такое отеческое отношение, до сих пор комок стоит в горле, как тогда при нашей первой встрече в ИФЗ.

В 2012 году по предложению Валентина Ивановича мы вместе с одним из наиболее талантливых из его учеников, Сергеем Перетокиным провели успешную совместную научно-практическую работу по оценке сейсмической опасности территории на основе одновременного использования результатов ОСР и СМР.

Выражаем глубокое соболезнование родным и близким Валентина Ивановича. Светлая память о нем навсегда останется в наших сердцах.

*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  
(№2. 2017 г.)**

Подписано в печать 23.06.2017 г. Формат 60×84 1/8.  
Усл. печ. лист 21,1. Гарнитура «Times».  
Бумага офсетная. Печать цифровая. Тираж 100 экз. Заказ №31.

**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 редакции:  
362002, РСО-А, 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