

ISSN 2221-3198

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 2/2012



УДК 550.34

ПРОЯВЛЕНИЯ ФРАКТАЛЬНОСТИ В СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА

© 2012 З. А. Адиллов, к.ф.-м.н., О. А. Асманов

Дагестанский филиал ФГБУН ГС РАН, Россия, 367008,
Республика Дагестан, г. Махачкала, ул. Белинского, 16,
e-mail: adilov79@mail.ru

Рассматривается изменение сейсмического режима во времени для Дагестана и прилегающих территорий с выделением квазирегулярных временных гармоник различной продолжительности. Обсуждаются фрактальность сейсмического процесса и изменения уравнения повторяемости землетрясений в зависимости от времени, глубины и района наблюдения. Выявлена зависимость между коэффициентами уравнения повторяемости для исследуемой территории.

Ключевые слова: сейсмичность, фракталы, повторяемость, сейсмический режим.

Вопрос взаимозависимости мер (в частном случае геометрий) систем и их поведений на разных масштабных уровнях является широко обсуждаемым. Для сейсмического процесса характерна форма самоподобия, которая выражается в виде степенной зависимости некоторой функции $f(x)$ от параметра x : $f(x) = const/x^\gamma$, имеющей вид линейной зависимости в билогарифмическом масштабе. Известными примерами являются зависимости между числом повторяемости N^* и энергией E землетрясений (1), между размерами очага L и энергией E землетрясений (2) и другие [Методы ..., 1960]:

$$\lg N^* = \alpha - \gamma \lg E, (1)$$

$$\lg L = \beta \lg E - \kappa, (2)$$

где α , γ , β , κ – постоянные коэффициенты.

Параметры α и γ , β и κ , фигурирующие в уравнениях (1) и (2) не являются постоянными, а меняются в ходе сейсмического процесса. Поэтому сейсмический процесс – процесс мультифрактальный.

Будучи по своей сущности статистическими характеристиками, эти параметры требуют использование достаточно большого числа сейсмологических данных. При выполнении настоящей работы были использованы землетрясения Дагестана и прилегающих территорий площадью 102758 км^2 за 109 летний период наблюдений (1902-2010 гг.). Рассматривались землетрясения 8-16 энергетических классов (К). Исходные данные для рассматриваемой территории сведены в таблицу 1.

Здесь N_{cp} – среднегодовое значение количества землетрясений для всего района наблюдений, N^* – плотность повторяемости землетрясений, представляющая количество землетрясений в расчете на 1000 км^2 и периоду времени в 1 год, δ_N – относительное среднеквадратическое отклонение наблюдаемых годовых величин N от арифметической средней N_{cp} , $\delta_{N_{cp}}$ – относительная погрешность определения среднегодового значения величины N_{cp} , R – мера рассеяния повторяемости землетрясений.

Таблица 1.

К	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	4614	2840	1233	414	185	52	17	4	1
N _{ср}	96,13	59,17	11,21	3,76	1,68	0,47	0,155	0,036	0,0091
N*	0,935	0,576	0,109	0,037	0,0163	0,0046	0,0015	0,00035	0,000089
δ _N	0,59	0,67	1,54	1,68	1,34	1,84	2,34	5,22	10,47
δ _{Nср}	0,08	0,095	0,15	0,16	0,12	0,17	0,22	0,49	0,999
R	5,76	5,15	5,15	3,2	1,7	1,2	0,92	0,99	0,999
T _К	3 дн	6 дн	1,1 мес	3,2 мес	7,2 мес	2,1 г	6,4 г	27 лет	109,4 г
T _Г	-	-	-	-	-	1,9 г	6,5 лет	23,1 г	35 лет

В предпоследней строчке таблицы приведен средний период повторяемости $T_K = 1/N_K^*$, т. е. средний интервал времени между двумя последовательными землетрясениями данного энергетического класса.

По этим табличным данным были построены кумулятивные графики накопления сейсмических событий с магнитудами $5,0 \pm 0,2$, $5,5 \pm 0,2$, $6,0 \pm 0,2$, $6,5 \pm 0,2$, и обобщенный кумулятивный график накопления для всех рассмотренных магнитуд (рис.1). Здесь по оси ординат отложено время в годах, а по оси абсцисс – порядковые номера землетрясений в каждой из хронологических последовательностей. Для рассматриваемой территории по инструментальным данным нами была получена формула выражающая класс землетрясения через магнитуду [Адилев и др., 2010] в виде: $K = 1,55M + 4,17$, но эта формула была не апробирована, поэтому здесь магнитуда рассчитывалась по формуле Раутиан: $K = 1,8M + 4,0$. Кумулятивные гра-

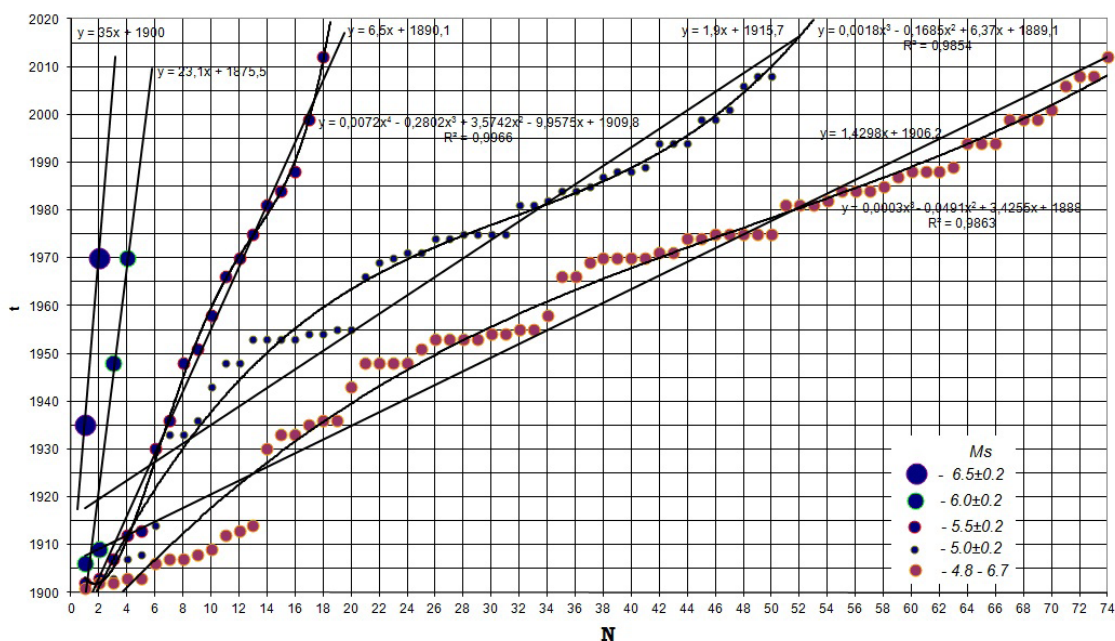


Рис. 1. Кумулятивные графики накопления сейсмических событий с магнитудами $5,0 \pm 0,2$, $5,5 \pm 0,2$, $6,0 \pm 0,2$, $6,5 \pm 0,2$ и $4,8 - 6,7$ (обобщенный).

фики накопления аппроксимировались линейными функциями и полиномами 3-ей степени. Углы наклона прямых линий определяют величину среднего периода повторяемости землетрясений данных магнитуд. Соответствующие им средние значения периодов повторяемостей приведены в последней строке вышеприведенной таблицы. Видно удовлетворительное согласие средних периодов повторяемостей для 13-15 энергетических классов, полученных по табличным T_K данным и по кумулятивным графикам T_T . Но значительно отличаются эти величины для 16 класса, что можно объяснить отсутствием достаточной статистики.

Временной ход сейсмичности за период 1962-2010 гг. приведен на рис.2. Бросается в глаза квазипериодичность вариации сейсмичности. Выделяются квазирегулярные гармоники годовой, трехлетней, одиннадцатилетней, тридцатилетней продолжительности. Выделяемым гармоникам можно поставить в соответствие известные периодичности, имеющие космическую, геофизическую, социальную природу.

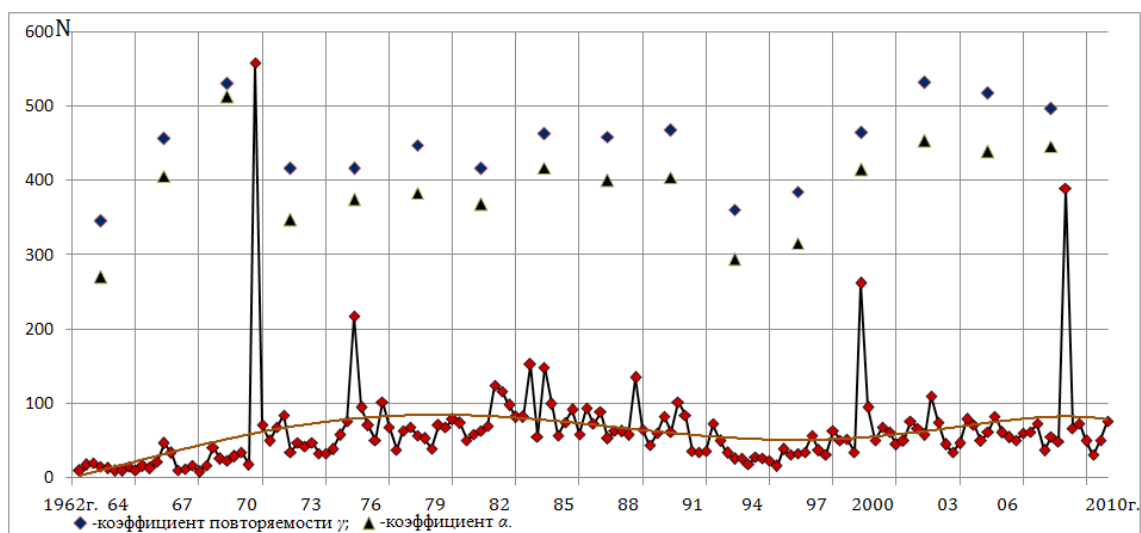


Рис. 2. Временной ряд чисел землетрясений с $K \geq 8$

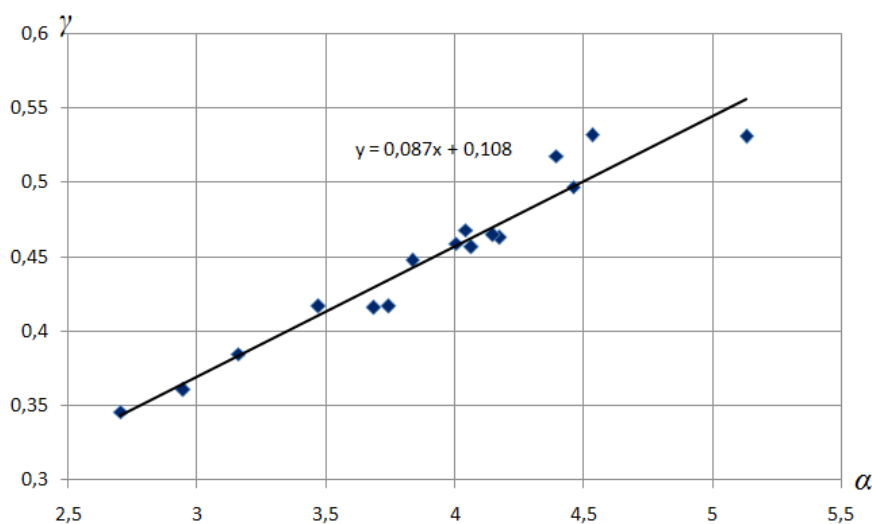
Так линия тренда выявляет длительную 30-летнюю квазипериодичность вариации сейсмичности, где 62-64 гг., 93-95 гг. соответствуют минимумам 30-летнего периода общей сейсмической активности. Его конец (93-95 гг.) совпал с концом известного 11-летнего периода (1982-1993 гг.) глобального изменения сейсмического режима в планетарном масштабе, заключавшегося в уменьшении в три и более раз частоты возникновения крупных землетрясений с последовавшей интенсивной активизацией планетарной сейсмичности после этого относительного сейсмического затишья [Уломов, 2008]. Если судить по графику, то переживаемый нами период (2012 г.) соответствует относительному максимуму сейсмической активности Дагестана, а к 2023 г. опять можно ожидать относительное затишье сейсмичности.

На фоне достаточно сильной вариации сейсмичности закономерность повторяемости землетрясений сохраняется как в области сильной, так и в области слабой сейсмичности. Анализ повторяемости землетрясений проводился с разных позиций.

Анализ изменения коэффициентов уравнения (1) во времени привел к выявлению наличия функциональной зависимости $\gamma(\alpha) = 0,087\alpha + 0,108$ (рис. 3). В таблице 2 приведены изменения обоих коэффициентов уравнения повторяемости и отношения α/γ во времени. Отношение α/γ имеет смысл энергетического класса землетрясений, для которых нормированное число N^* равно единице. Для наглядности сопоставления временного хода сейсмичности и изменения коэффициентов во времени все эти величины были сведены в единый график без соблюдения масштабности (рис. 2). Как видно из графика, перед Дагестанским землетрясением 14 мая 1970 г. произошел резкий скачок обоих коэффициентов. После этого произошел некоторый спад коэффициентов до значений $\gamma=0,42$, $\alpha=3,47$ и держался примерно на этом уровне при Салатавском, Бежтинском, Буйнакском землетрясениях с магнитудами выше $M=5$. Наблюдается резкое возрастание обоих коэффициентов и перед землетрясением 31 января 1999 г. с магнитудой $M=5,6$ после резкого же их падения в период относительного сейсмического затишья 92-94 гг.

Таблица 2.

гг.	γ	α	α/γ
1962-64	0,35	2,70	7,81
1965-67	0,46	4,06	8,89
1968-70	0,53	5,13	9,67
1971-73	0,42	3,47	8,33
1974-76	0,42	3,74	8,98
1977-79	0,45	3,84	8,56
1980-82	0,42	3,68	8,86
1983-85	0,46	4,18	9,02
1986-88	0,46	4,01	8,73
1989-91	0,47	4,04	8,64
1992-94	0,36	2,94	8,16
1995-97	0,39	3,16	8,21
1998-2000	0,47	4,15	8,92
2001-03	0,53	4,53	8,52
2004-06	0,52	4,40	8,48
2007-09	0,50	4,46	8,97

Рис. 3. График зависимости между коэффициентами γ и α .

Рассматривалось изменение повторяемости землетрясений с глубиной для пяти интервалов глубин: 0-10 км, 11-20 км, 21-30 км, 31-40 км, 41-55 км (рис.4). Незначительно отличаются уравнения для интервалов глубин 0-10 км и 21-30 км, коэффициенты повторяемости для этих интервалов глубин совпадают. А разность коэффициентов α показывает, что нормированная повторяемость землетрясений N^* в интервале глубин 0-10 км приблизительно в два раза выше чем в интервале глубин 21-30 км.

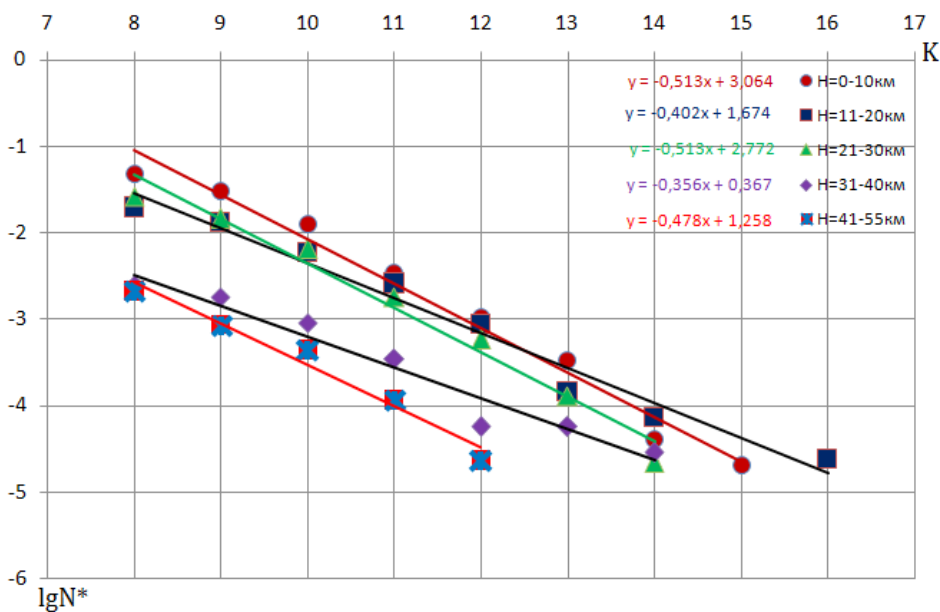


Рис. 4. Графики изменения повторяемости землетрясений в интервалах глубин.

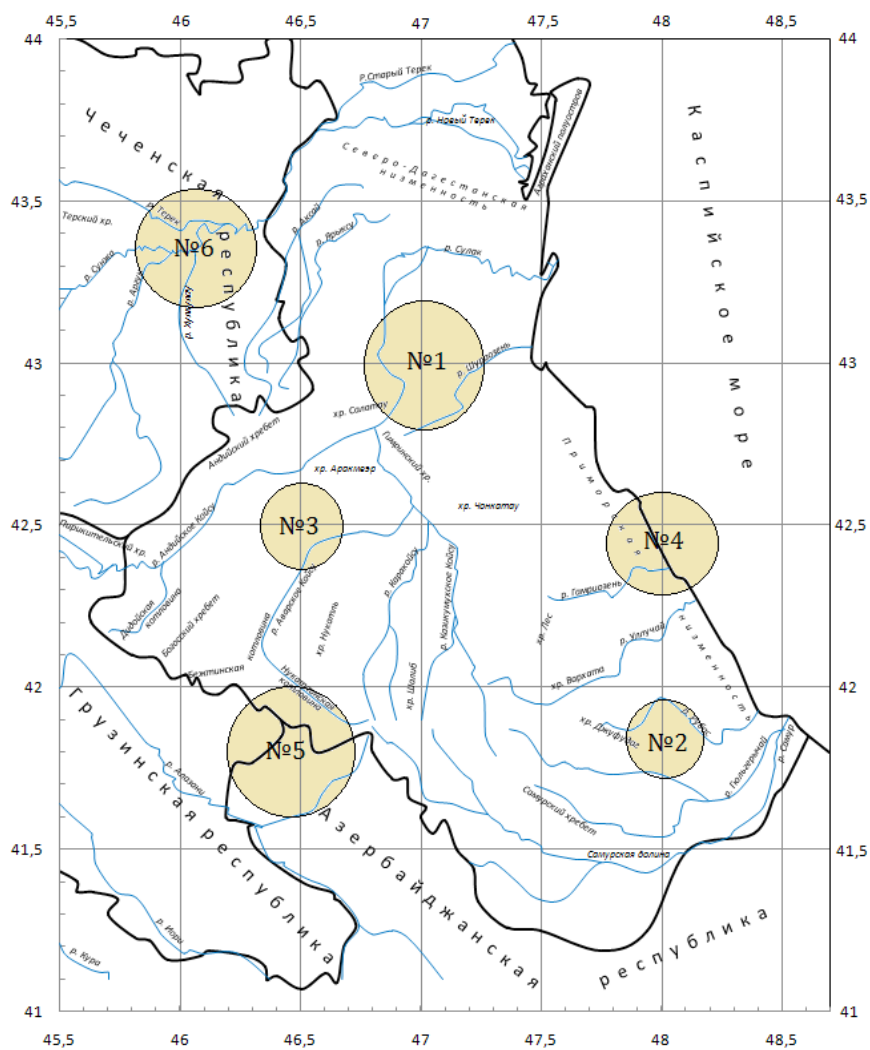


Рис. 5. Карта исследованных районов.

Обращает на себя внимание неравномерность изменения коэффициента повторяемости с глубиной. Хотя в литературе прослеживается указание на его убывание с глубиной, в нашем исследовании его изменение с глубиной носит колебательный относительно среднего значения $\gamma=0,45$ характер.

Также было проведено сопоставительное исследование вариации повторяемости в шести сейсмоактивных районах рассматриваемой территории: №1 – фронтальная часть тектонической области Дагестанский клин; №2 – предгорье Самурского хребта; №3 – район Сулакского разлома; №4 – прибрежная акватория Каспийского моря; №5 – район юго-западного окончания Богосского хребта; №6 – восточная часть Чеченской республики (рис 5).

Полученные графики повторяемости землетрясений и соответствующие им уравнения для каждого района представлены на рис.6. Близкими оказались уравнения для первой и третьей зон и, несмотря на относительную отдаленность, несущественно отличаются уравнения для пятой и шестой зон. Выделяется вторая зона относительно низким коэффициентом повторяемости ($\gamma=0,36$). В общем, заметно падение абсолютного значения коэффициента повторяемости от северо-запада к юго-востоку рассматриваемой территории.

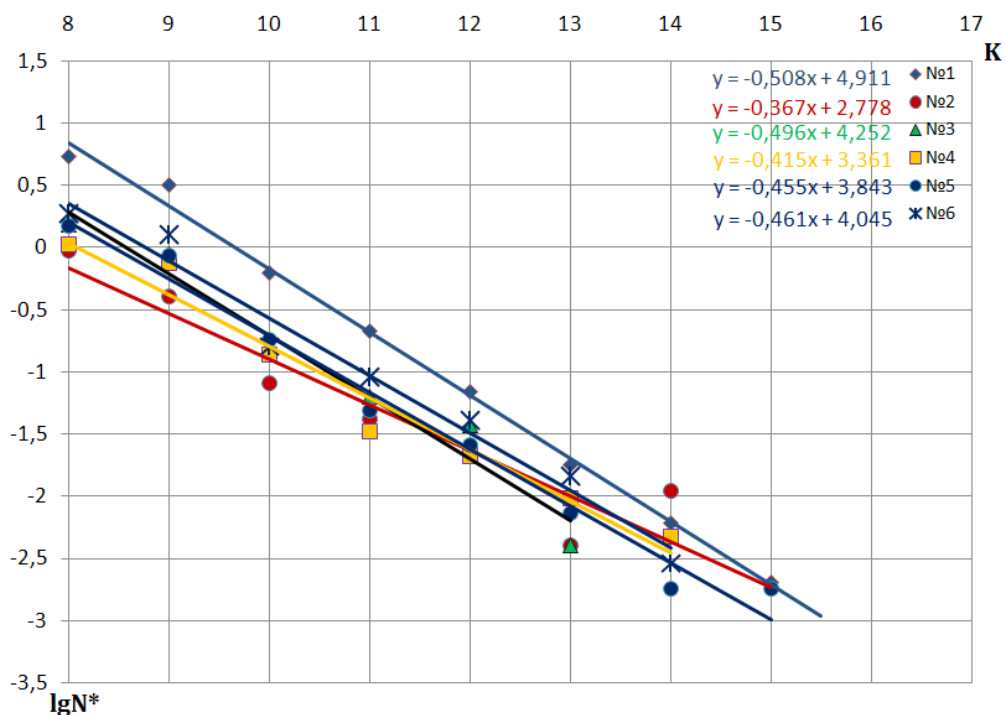


Рис. 6. Графики изменения повторяемости землетрясений по сейсмоактивным зонам.

Среднее значение коэффициента повторяемости $\gamma = 0,45$ указывает на то, что нормированная повторяемость N^* землетрясений К-го энергетического класса в 2,8 раз больше нормированной повторяемости N^* землетрясений К+1-го энергетического класса, т.е. на каждое землетрясение К+1-го энергетического класса приходится примерно три землетрясения К-го энергетического класса. Если представить фрагмент сейсмического процесса в виде канторовского множества, то получим изображение в виде (рис. 7):



Рис.7. Представление фрагмента сейсмического процесса в виде канторовского множества.

Здесь прямоугольниками изображены землетрясения разных последовательных энергетических классов. Изменение высоты прямоугольников указывает на десятикратное изменение энергии при переходе от одного энергетического класса к последующему или к предыдущему. Тогда соответствующие друг другу числа землетрясений разных энергетических классов можно свести в таблицу:

Таблица 3.

К	16	15	14	13	12	11	10	9	8
16	1	2,8	7,8	22	61,5	172,1	481,9	1349,3	3778
15		1	2,8	7,8	22	61,5	172,1	481,9	1349,3
14			1	2,8	7,8	22	61,5	172,1	481,9
13				1	2,8	7,8	22	61,5	172,1
12					1	2,8	7,8	22	61,5

Причем землетрясения меньшего энергетического класса могут произойти как перед землетрясением большего энергетического класса, так и после него, чем и можно объяснить форшоковое и афтершоковое сопровождение землетрясений, причем форшоковое и афтершоковое сопровождение существует как для сильных, так и для слабых землетрясений. Поэтому для выделения потенциально сейсмически опасных зон представляет интерес выявление сценария развития форшоковой области сильных землетрясений. Расчет отношений нормированных повторяемостей N^* смежных классов землетрясений по данным таблицы 1 дает удовлетворительное согласие с фрактальным представлением сейсмического процесса и с показателем фрактальной размерности $\gamma=0,45$. Таким образом, сейсмичность предстает перед нами как взаимосвязанный на всех масштабных уровнях единый процесс.

Литература

1. Уломов В.И. Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Кавказе. // Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Том 1. Сейсмические процессы и катастрофы. М.: ИФЗ РАН, 2008. – С. 127-146.
2. Адилов З.А., Асманов О.А., Даниялов М.Г., Исаев М.А. Номограммы для определения класса землетрясений Дагестана // Современные методы обработки

и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 6-9.

3. Методы детального изучения сейсмичности. Труды института физики Земли АН СССР. М. – 1960 г, №9 (176), С. 192-246.

OCCURRENCE OF FRACTALITY IN SEISMICITY OF DAGESTAN TERRITORY

Z. A. Adilov, Sc. Candidate (Phys.-math.), O. A. Asmanov

Dagestan Regional Seismological Center, GS RAS, 367008, Belinskogo str. 16,
Makhachkala, Republic of Dagestan, Russia
e-mail: adilov79@mail.ru

Abstract. The changing of the seismic regime in the time for Dagestan and adjacent territories with the release of quasiregular temporary harmonics of different duration is considered. The Fractality of seismic process and changes of the equation of return period earthquakes depending on time, depth, and the surveillance area hanges is discussed. The dependence between the coefficients of the occurrence frequency equation for the investigated territory is detected.

Keywords: seismicity, fractals, return period, seismic regime

УДК 550.34

ГЛУБИННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СЕВЕРО–КАВКАЗСКОМ ФЕДЕРАЛЬНОМ ОКРУГЕ: ПРОБЛЕМЫ ГЛУБИННОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ В РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ. О ЗОНЕ ПРЕДПОЛАГАЕМОГО АРДОНСКОГО МЕЖГЛЫБОВОГО РАЗЛОМА

© 2012 В.Б. Заалишвили¹, д.ф.-м.н., Н.И. Невская¹, к.г.-м.н., Л.Н. Невский¹,
С.Н. Трофименко², А.Г. Шемпелев², к.г.м.н.

¹ ФГБУН Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и PCO-A, Россия, 362002,
г. Владикавказ, ул. Маркова 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

² ФГУГП «Кавказгеолсъемка», Россия, 357600, Ставропольский край, г.
Ессентуки, ул. Кисловодская 203, e-mail: shemp@geolog.kmv.ru

В работе рассматриваются вопросы глубинного геологического строения территории Осетии и сопредельных с ней площадей. Показана роль ведущих ученых академических и отраслевых учреждений в построении геолого-геофизических разрезов.

В основу исследования положены материалы, полученные специалистами бывшего Северо-Кавказского геологического Управления и учеными Центра геофизических исследований, при изучении особенностей земной коры в пределах зоны сопряжения Центрального и Восточного Кавказа.

Анализ и синтез накопленных материалов позволяет сформулировать некоторые, наиболее общие проблемные вопросы глубинной геологии, в первую очередь те, которые продвигают практические задачи прогноза размещения месторождений полезных ископаемых, а также геодинамики эндогенных и экзогенных процессов.

С необходимой детальностью приводится описание моделей глубинного строения в зоне предполагаемого Ардонского разлома.

Ключевые слова: Геофизические методы, глубинная геология, Ардонский разлом, тектонические движения, сейсмическая активность.

За последние десятилетия накоплен значительный опыт комплексных геолого-геофизических исследований и создан большой объём фактического материала, характеризующего строение и, в известных пределах, состав и процессы, свойственные глубинным недрам Земли.

С помощью геофизических методов изучено строение практически всех регионов в пределах бывшей территории СССР (именуемой ныне в литературе как Северная Евразия), акваторий внутренних и окраинных морей. В последнем случае такие работы приобрели совершенно неожиданный характер в связи с установлением границы континентального шельфа, как границы нашей Родины и места её полноправного хозяйствования в нефтяных и газовых поисковых и разведочных целях. Для исследования глубоких недр важнейшее значение приобрели работы по определению физико-механических свойств горных пород в условиях высоких температур и давлений, а также экспериментальное изучение фазовых превращений земного вещества и моделирование механизма конвективных движений на боль-

ших глубинах. Успехи в региональном исследовании глубинных недр позволили представить в общих чертах главные закономерности изменения мощности земной коры и её отдельных слоёв, в том числе осадочного чехла территории России и Северной Евразии в целом. Были построены многочисленные глубинные геолого-геофизические разрезы (геотраверсы) земной коры и верхней мантии. Обобщение новых фактических данных привело к выдвиганию ряда новых гипотез строения и развития Земли и отдельных её регионов [Келоев Т. А., Невская Н. И., Невский Л. Н. и др., 2008, Невская Н. И. и др., 2005].

Этими успехами мы обязаны нашим знаменитым предшественникам, организовавшим и научно обосновавшим необходимость глубинных исследований для решения народно-хозяйственных задач. Ранний этап исследований (1948-1956 гг.) связан с именем Г. А. Гамбурцева и его школы (Л. С. Вейцман, Е. И. Гальперин, Ю. В. Ризниченко, А. М. Епинатьева, Г. К. Твалтвадзе). Второй этап (до 1965 г.) прошёл под руководством Ю. Н. Година и его многочисленных учеников (Д. Н. Казанли, И. П. Косминская и др.). Третий этап (60-70-е годы) исследований сопровождали школы Н. Н. Пузырёва, В. Б. Соллогуба, Б. К. Балавадзе. Четвёртый этап, начавшийся в 1981 году, знаменуется переходом к планомерному комплексному изучению земной коры и верхней мантии на всей территории страны. Реализация идеи глубинного изучения земных недр в СССР стала возможной только в начале 60-х годов, когда развитие техники бурения позволило начать проектирование, а затем и бурение сверхглубоких скважин. Без имён А. Д. Архангельского, В. В. Федынского, Э. Э. Фотиади, Е. А. Козловского, В. В. Белоусова, А. А. Борисова, Н. А. Белявского, Н. И. Хитарова, В. Е. Хаина и многих других невозможно представить получение первых блестящих результатов регионального глубинного изучения земной коры и верхней мантии.

Таким образом, в последние десятилетия XX столетия были заложены основы отрасли знаний – **глубинная геология**, использующей методы геофизики, геохимии, математики, геомеханики, экспериментальной петрологии и физики. Именно с ней связывается объяснение глубинных причин тектонических движений, магматизма и метаморфизма, механизма формирования крупных геологических структур, условий образования и проницаемости рудных флюидов, нефте- и газообразования, возникновения землетрясений. Вполне очевидны пути практического использования результатов региональных исследований. Сюда относятся разработка новых путей геологической интерпретации разнородных геофизических данных, принципов типизации минерагенических провинций и определение глубинных критериев прогноза месторождений полезных ископаемых, предотвращения природных, экологических и техногенных катастроф.

Анализ и синтез накопленных материалов позволяет сформулировать некоторые, наиболее общие проблемные вопросы глубинной геологии, в первую очередь те, которые продвигают практические задачи прогноза размещения месторождений полезных ископаемых, а также геодинамики эндогенных и экзогенных процессов.

1. Новая поступающая геолого-геофизическая информация (в том числе, полученная дистанционными методами) свидетельствует о том, что тектоносфера Земли состоит из разноранговых, разноплановых неоднородностей, пространственное положение которых по вертикали и латерали нередко трудно напрямую увязать с положением известных геологических структур, выраженных на дневной поверхности. Возникает *проблема глубинного картирования неоднородностей коры и*

мантии, создания нового поколения карт на глубинной основе, новой терминологии, новой систематики глубинных структур.

2. *Глубинным разломам* принадлежит важная роль на всех этапах формирования геологических структур и месторождений полезных ископаемых. *Изучение геологии, истории развития, динамики, условий и механизма их формирования, вещественных магматических комплексов, сопровождающих их развитие и наполнение, специфики их минерации – всё это составляет важную проблему объёмного изучения глубинных разломов.*

3. *Расслоённость, гетерогенность* земной коры и верхней мантии известна. Однако, по-прежнему, остаётся *проблема изучения природы границ в земной коре и верхней мантии*. Наряду с традиционными методами геологического истолкования расслоенности, важное место должны занять *вопросы изучения динамики среды, обуславливающие интенсивную расслоенность разных горизонтов тектоносферы.*

4. Совершенствование знаний о процессах минерогенической специализации (прежде всего, эндогенного оруденения) требует безотлагательного углубленного исследования *проблемы эволюции континентальной коры*, в том числе (а в ряде случаев-прежде всего) *ранних этапов развития*. Новые данные параметрических и сверхглубоких скважин поставляют для этих целей уникальный материал.

5. Комплекс геолого-геофизических данных, полученных в результате исследований, заставляет вновь ставить *проблему типизации земной коры и верхней мантии по глубинным критериям*. Положительный опыт таких работ с учётом данных глубинного сейсмического зондирования имеется. Объёмные модели коры по комплексу данных позволяют приблизиться к решению практических задач регионального прогноза месторождений полезных ископаемых, скрытых на глубине, а также к задачам прогнозирования разреза среды, возникающим при бурении скважин на объекты минерального сырья, в задачах предупреждения землетрясений и типизации зон сильных сейсмических толчков.

6. *Проблема изучения вещественного состава коры до глубины 10-15 км на основе геофизических данных. Изучение условий преобразования вещества, находящегося на больших глубинах при высоких давлении и температуре и в разных геодинамических обстановках.*

7. *Проблема напряжённого состояния среды, его реконструкция и прогноз на глубину*. Создание тектонофизических моделей среды позволит дать ответ на ряд вопросов тектонодинамики, разрушенности и проницаемости среды, условий формирования пологих тектонических нарушений, аномалий прочностных свойств среды.

8. *Надрегиональные соотношения оболочек тектоносферы и геосфер Земли – в общем случае, отдельных слоёв земной коры и геологических образований*. Выяснение закономерностей и условий взаимодействия глубинных горизонтов в земной коре и по латерали позволит получить не только новые тектонические решения, но дать принципиально новые подходы и принципы построения прогнозных карт скрытой эндогенной минерализации, нефти – и газонакопления. *Важное значение смогут иметь данные о существовании на глубине скрытых протяжённых на тысячи километров транзитных структур, пересекающих платформы*

и орогены. С рядом таких зон могут, связаны крупные рудные месторождения с источниками генерации в мантии и ниже.

9. Проблема формирования глубинных критериев минерагенического прогноза (нефть, газ, твёрдые полезные ископаемые) и создание на их основе новых карт прогноза скрытых месторождений. Индивидуализация региональных признаков. Надрегиональный прогноз на глубинной геологической основе.

10. Проблема изучения современных геологических процессов, связи последних с геодинамическими обстановками. Использование критериев современной активности в условиях слабоактивных регионов для создания новых подходов к решению практических задач (минерагения, геологическая, сейсмическая, экологическая и техногенная опасность).

11. Проблема нелинейных геофизических и геодинамических процессов в земной коре и верхней мантии. Разработка на этой основе новых методов измерения и наблюдения за пространственно-временными изменениями параметров разреза земной коры.

Проведённая за последнее время комплексная интерпретация разнородных геофизических материалов для различных геотектонических зон позволила сделать выводы о том, что сложившиеся ранее представления о моделях изучаемых сред, на основе которых объяснялись геофизические данные, оказались слишком упрощёнными.

Так, были установлены значительная вертикальная и горизонтальная неоднородность в строении земной коры и литосферы; сложные соотношения глубинного строения с приповерхностными геологическими структурами – несоответствия между геофизическими (в особенности скоростными) параметрами и вызываемыми ими аномальными объектами на разных структурных уровнях, что свидетельствует о значительной, как бы послойной дисгармонии структур литосферы; в земной коре и верхней мантии Земли наряду с геологическими (структурно – вещественными) границами отчётливо проявляются границы, скорее всего различного геодинамического состояния среды.

Кавказ до последнего времени являлся одним из хорошо изученных горнорудных районов России. Причём по мере накопления новых геологических фактов Кавказ представлялся в качестве примера при обосновании почти всех последовательно господствующих геотектонических гипотез, начиная с плутонистов (И. А. Гильденштедт и др.). Уже Г. В. Абихом, убеждённым вулканистом, в середине XIX в. отмечается фактическая асимметричность строения Кавказа. С момента появления теории геосинклиналей в тектонических построениях этой типичной геосинклинальной области с переменным успехом господствует два направления: признаётся преобладающим чешуйчато-надвиговое строение (В. П. Ренгартен и др.) или же предпочтение отдаётся вертикально-блоковым движениям (И. Г. Кузнецов и др.).

Время от времени публикуются тектонические схемы и карты Кавказа, выделяющие крупные структурные элементы (В. В. Белоусов. 1939 г.), учитывающие интенсивность и возраст дислокаций, метаморфизм (Л. А. Варданянц. 1946 г., 1955 г.; К. Н. Паффенгольц, 1970 г.), типы развития [Кириллова, Сорский, 1960]. В 1963 г. появляется одна из наиболее детальных тектонических схем Кавказа Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина, а несколько позже тектоническая карта северокавказских геологов (А. Л. Лунев, В. А. Серезенко и др.), отличающиеся от ранее имевшихся

появлением границ и разломов субмеридиального и антикавказского направления. Впервые наиболее полное использование появившихся по Предкавказью геофизических материалов позволило М. Р. Пустильникову, А. В. Семенову и др. (1973 г.) представить тектоническую схему, характеризующуюся часто четкой ортогональностью «крупных разрывных структур». Хотя авторы и старались уложить свои структурные построения в «прокрустово ложе» ранее существовавших схем.

Глубинное строение Кавказа рассматривается с позиций изостазии Б. К. Балавадзе, Г. И. Шенгелая, Б. Л. Брюсовым, М. В. Абдуловым и др. Они оценивают мощность земной коры для Центрального Кавказа в 50-60 км и характеризуют отдельные крупные региональные структуры. Геосинклиальная область иногда определяется как зона глубинных разломов и зона дробления планетарного масштаба (В. Е. Хаин, А. А. Богданов, М. В. Муратов, 1963 г.), зона подвижных линейно вытянутых разломных поясов (Г. Д. Ажгирей, 1971 г.).

С возрождением гипотезы дрейфа континентов Кавказ укладывается в общую схему неомобилистского варианта теории геосинклиналей В. Е. Хаина, природа Кавказа рассматривается О. Г. Сорохтиным с точки зрения гипотезы литосферных плит, да и рядом других авторов. Фактический материал ГСЗ (Ю. Г. Юров [1963], Э. Г. Данилова, А. Б. Кибалов, Г. В. Краснопевцева и др.) также не противоречит представлениям неомобилизма, который становится господствующим на Кавказе. Уже в 1982 г. В. Е. Хаин пишет: «Вся сумма известных фактов, касающихся альпийской истории структуры Кавказа, находит своё наиболее полное объяснение в мобилистской модели, предусматривающей в начале альпийского этапа (поздний триас – аален) отделение Закавказского массива (микроплиты) от Евразийской плиты и её Предкавказского (Скифского) обрамления, а в дальнейшем, начиная с байоса, поддвиг Закавказской плиты под Предкавказскую. Впервые предположение о таком поддвиге было высказано В. П. Ренгартемом ещё в 1926 г., а позже к аналогичному заключению пришёл А. Г. Шемпелев уже на основании комплексной интерпретации материалов глубинного сейсмического зондирования [Хаин, 1982].

В то же время с позиций глобальной тектоники чаще говорят о крупных структурных единицах, но она не даёт расшифровки внутреннего строения отдельных плит и зон их сопряжения, зон глубинных разломов.

Учение о глубинных разломах и блоковых структурах в последние 50 лет отчётливо оформляется в самостоятельный раздел геотектоники. Не случайно, что это время совпадает с широким разворотом геофизических исследований, позволяющих получить объёмную характеристику участков земной коры. Геологические идеи о наличии глубинных разломов (линеаментов) высказывались ещё А. П. Карпинским (1883 г.) и У. Хоббсом (1904 г., 1911 г.). Однако, только после накопления в конце 40-х годов прошлого столетия определённого фактического материала о «длительно развивающихся вертикальных, наклонных или горизонтальных поверхностях тектонического перемещения горных масс», в работах А. В. Пейве, Г. Штилле, Н. С. Шатского, Г. Клосса представления о ведущей роли глубинных разломов получили широкое распространение. Появление новых фактов, прежде всего, геофизических, о чём говорилось выше, характеризующих особенности глубинного строения земной коры, обусловило множество различных в деталях определений, классификаций и терминов глубинных разломов у различных авторов (Пейве А. В., Хаин В. Е., Белоусов В. В., Косыгин Ю. А., Суворов А. И., Гамбурцев Г. А., Федынский В. В., Фотиади Э. Э., Люстих Е. И., Балавадзе Б. К., Борисов А. А., Солло-

губ В. Б., Богданов А. А., Тяпкин К. Ф., Файтельсон А. Ш. и многие др.).

Очевидно, наиболее универсально определение глубинного разлома у А. В. Пейве (1945 г.) в качестве которого понимается «протяжённая геодинамически активная структура глубинного заложения, длительного развития, представляющая собой пограничный тектонический шов, разделяющий участки или сегменты земной коры с различной историей геологического развития». Это определение до настоящего времени приводится в большинстве геологических и тектонических словарей и справочников. Глубинные разломы характеризуются протяжённостью в несколько сот или тысяч километров, часто проникновением в верхнюю мантию (до волновода и глубже), длительностью развития (многие десятки и сотни миллионов лет). Сеть глубинных разломов (линеаментов) контролирует блоковые системы земной коры, рассекая её на отдельные мегаблоки. Размеры таких мегаблоков в должной мере не выяснены, во всяком случае, их площадь достигает сотен тысяч квадратных километров. Глубинные разломы обычно представляют собой полосу (зону) шириной до первых десятков километров и объединяют систему ступенчатых, ветвящихся и кулисообразно смещающихся нарушений, которые сопровождаются оперяющимися разрывами. Следует подчеркнуть, что в пределах такой системы осевая линия тектонической зоны, как правило, выделяется условно.

Поверхностным выражением глубинных разломов являются линейно вытянутые зоны – тектонические швы. В осадочном покрове – это зоны разрывных нарушений, часто обладающие шириной до десятков километров. Лишь в отдельных случаях глубинный разлом можно отождествлять с наблюдаемой на поверхности конкретной линией надвига, взброса, сброса или сдвига. Характерной чертой тектонического шва является относительно лёгкая проницаемость для магматических расплавов, локализующихся в его пределах в виде интрузивных, эффузивных и субвулканических тел. В частности, одной из таких структур является зона Главного Кавказского надвига – сложная зона сопряжения Евразийской литосферной плиты с Аравийской, вернее, с закавказскими микроплитами, обрамляющими последнюю с севера. Располагается надвиг несколько южнее государственной границы Северной Осетии-Алании.

Концепция глыбового строения земной коры, как подчёркивает В. Е. Хаин, позволяет объяснить основные особенности развития тектонических структур и движений: унаследованность, обратимость, волновую миграцию прогибов и поднятий, торцовое сочленение разновозрастных и пересечение разновозрастных складчатых зон и др. Необходимо подчеркнуть, что блоковые структуры часто не отображаются, или слабо выражены в верхней части геологического разреза, поэтому нередко они теряются при геологических съёмках по верхним горизонтам, когда большая часть структурных построений выполняется по дискретной сети скважин. Однако блоковые структуры хорошо проявляются в геофизических полях и в поведении глубокозалегающих маркирующих горизонтов.

Геологические признаки глубинных разломов многообразны. Зоны разломов характеризуются увеличением числа разрывов, появлением крупных надвигов и сдвигов, линейных складок, участков смятия, сланцеватости, резких изгибов, поперечных складок, флексур и т. п. В приразломных полосах наблюдается изменение состава фаций и формаций, их выклинивание или резкие колебания мощности отложений, появление цепочек рифогенных структур. Разломы контролируют пояса ультраосновных, реже основных пород, жерла вулканических аппаратов, иногда

размещение кислых и щелочных интрузий и мощные зоны окварцевания и других гидротермальных изменений, разделяя области различной тектоники, магматизма, металлогении, геохимических фонов. Указанные признаки наиболее чётки и разносторонни у глубинных разломов. Другие разломы также могут иметь перечисленные геологические признаки, но масштаб их проявлений гораздо меньше.

Основные геофизические признаки глубинных разломов: «гравитационные ступени», т. е. полосы сгущения изоаномал поля силы тяжести, скачкообразное изменение глубины залегания опорных отражающих или преломляющих волновых границ, в особенности поверхности фундамента, границ «гранитного» и «базальтового» слоёв и поверхности Мохоровичича.

Геоморфологические признаки глубинных разломов: с ними нередко совпадают границы горных сооружений и низменностей, границы горных хребтов и межгорных депрессий, скачкообразное изменение высотных отметок поверхностей выравнивания и т. д.

Многие глубинные разломы скрыты толщами осадков, покровами эффузий или заняты телами интрузий. Над такими скрытыми, «погребёнными», «слепыми» разломами или около них толщи горных пород образуют складки, флексуры и другие формы нарушений.

Из большого числа типов глубинных разломов заслуживает особого внимания определение «межглыбовых глубинных разломов», которые, по В. Е. Хаину (1964 г.), разделяют отдельные блоки внутри прогибов и поднятий складчатых зон и платформ, обуславливая ступенчатое строение их фундамента. Межглыбовые разломы принадлежат к коровым глубинным разломам, не проникающим глубоко в промежуточную оболочку. С ними часто связан гранитоидный (сиалический) магматизм с очагами внутри коры.

В 1977 году была завершена работа по составлению прогнозно-металлогенической карты Кавказа и Закавказья масштаба 1:200000 (Нетреба А. В. и др., 1977), в рамках которой было выполнено «Обобщение и интерпретация гравиметрической и магнитной карт масштаба 1:200000 для территории Северного Кавказа», в том числе переинтерпретация комплексных материалов по профилям Волгоград – Нахичевань и Степное – Бакуриани. В процессе этих работ в пределах Большого Кавказа было выделено 4 межглыбовых глубинных разлома антикавказского простирания, определяющих клавишное строение блоков земной коры Северного Кавказа. Одной из таких структур является зона Ардонского межглыбового глубинного разлома, впервые выделенная по комплексу признаков в качестве таковой А. Г. Шемпелевым [1977, 1982] в горной части Северного Кавказа и предположенная в Предкавказье, подтверждённая в последние годы геофизическими исследованиями по региональным профилям глубинных исследований. Ширина зоны разлома до 10-20 км, протяжённость более 300 км; азимут простирания СВ. 6–14°.

Ниже приводятся основные признаки Ардонского межглыбового глубинного разлома:

- *Вещественные признаки (формационный состав, интрузивные, эффузивные, метаморфические породы и т. п.).* К западу в зоне Главного хребта выходит на поверхность палеозойский фундамент, восточнее – толщи лейаса. Наличие гранитоидных неинтрузий горы Тепли. Приуроченность Садонского рудного района – в зоне разлома сосредоточены основные полиметаллические месторождения Горной Осетии (Садонское, Згидское, Архонское, Холстинское, Джимидонское и другие).

В верхнем течении реки Ардон (селение Зарамаг) находится провинция соляно-щелочных вод глубинного происхождения, у селения Тамиск выходят сероводородные источники. Проходящий в районе курорта Тамиск глубинный разлом, может интерпретироваться как зона ВОЗ. Доказательством этого является то обстоятельство, что после землетрясения, произошедшего в 1922 году практически все глубинные сероводородные источники, фиксировавшиеся ранее на левом берегу реки Ардон, перешли на его правый берег.

- Структурные признаки (складчатость, разрывные нарушения, рассланцованность пород, распределение интрузий и т. д.). Переход от моноклинали Центрального Кавказа к складчатой зоне Восточного Кавказа. В некоторых местах Скалистого хребта широкие зоны тектонического дробления (известняки массива горы Кариу-хох), такая же зона дробления у селения Тамиск. Садонская зона разломов вдоль р. Ардон, а севернее погружающийся от разлома к востоку фундамент Терско-Сунженского антиклинория и ступенчато погружающиеся к востоку блоки Прикумской системы поднятий в Предкавказье.

- Геоморфологические признаки (расчленённость рельефа, наличие впадин и т. д.). Река Ардон с притоками «пропиливают» Главный Кавказский хребет. Долина реки Ардон имеет коленообразные изгибы, русла которых по системе трещин трижды смещаются к востоку. За счёт открытых трещин узкие пластины (чешуи) на склонах поднимающихся массивов Адай-хох и Цмиаком-хох.

- Геофизические признаки (гравитационные ступени, локальные аномалии, изменение характера полей и т. п.). Сопряжение гравитационных аномалий разного знака над структурой Главного хребта – крупного минимума Эльбрусского и максимума Казбекского блоков; аналогичная картина менее интенсивных аномалий в предгорной части территории. В магнитном поле – тупое замыкание положительных и отрицательных аномалий. По данным метода обменных волн землетрясений (МОВЗ) по профилю Ейск – Каспийское море между городами Будённовск и Нефтекумск (на продолжении Ардонского разлома) в области повышенного волнового поглощения фиксируется смещение границ между геологическими блоками в земной коре, а также в мантии, что говорит о глубинности структуры. По этому же профилю по данным метода магнитотеллурических зондирований (МТЗ) зона Ардонского разлома регистрируется ступенеобразным типом электрических полей и резким изменением их характеристик. Место предполагаемого пересечения глубинного разлома вышеназванным профилем находится в 250-ти км к северу от селения Зарамаг.

- Историко-генетические (длительность и многофазность развития) признаки. Абсолютный возраст теплинских гранит-порфиров оценивается в $2,25 \pm 0,2$ млн. лет (А. П. Аракелянц и др. 1968).

- Основные сведения по изученности зоны разлома. М. Н. Смирнова, В. А. Станулис (1968); В. А. Растворов (1973); А. Г. Шемпелев (1977). У В. В. Белоусова и др. (1965) – Садонская зона разломов вдоль долины реки Ардон вплоть до слияния рек Терека и Малки. У Н. Л. Энны (2004) – для горной территории Кавказа тектонодинамически и магматически активная зона сопряжения центральной и восточной его частей.

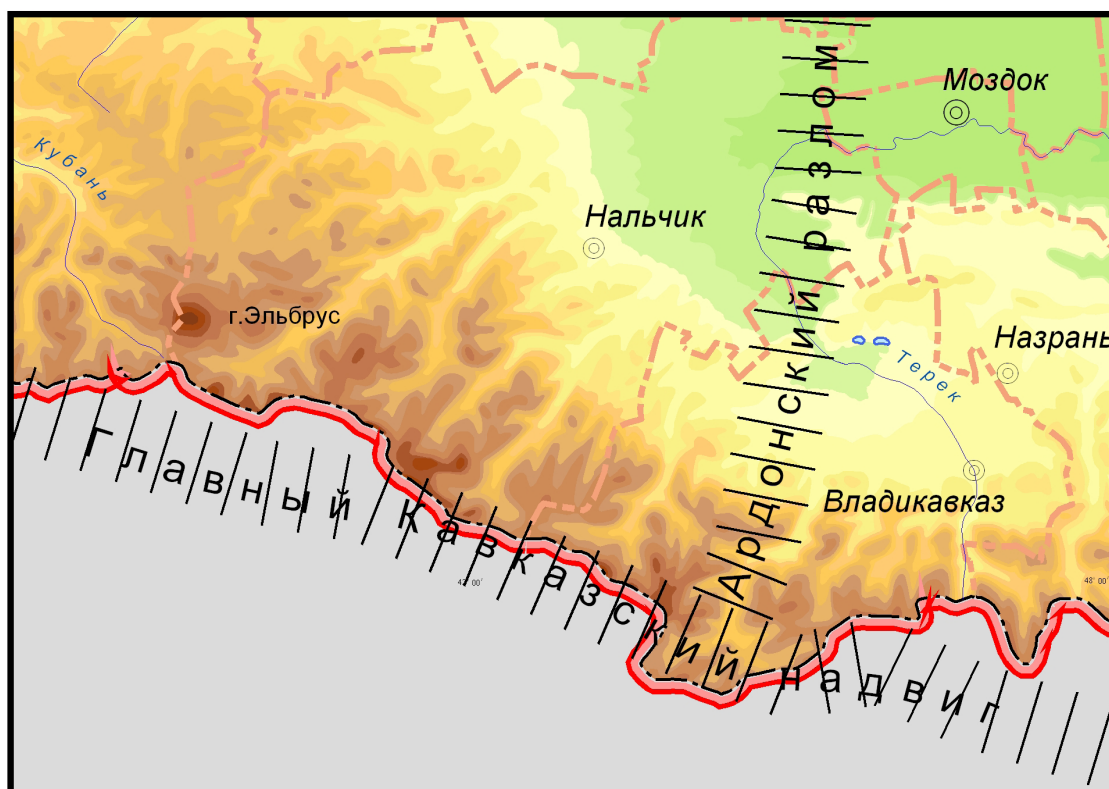


Рис. 1. Схематический план глубинных разломов

Заключение

В республике Северная Осетия-Алания наиболее крупные промышленные сооружения строятся или проектируются в Алагирском районе. Нами проанализирована геологическая ситуация в регионе и особое внимание акцентировано на наличии глубинных разломов.

В связи с этим необходимо отметить, что Северо-Осетинский участок трассы газопровода Дзуарикау-Цхинвал, сооружения Зарамагской ГЭС, а также проектируемый цементный завод, полностью располагаются в зоне предполагаемого Ардонского межглыбового глубинного разлома. Для указанной зоны характерно неоднократное проявление геодинамической активизации с развитием рудной минерализации. При этом подобные структуры, особенно в узлах пересечения глубинных разломов разного простирания и разной глубины заложения, характеризуются максимальной сейсмической активностью. Именно в таких структурных узлах создаются наиболее благоприятные условия для разрядки тектонических напряжений, вызывающих развитие современных эндогенных и экзогенных процессов. В частности, таким примером этого является Приказбекский сейсмический район, для которого характерна наибольшая частота землетрясений различной интенсивности.

Что касается динамики регионов, то в большей части наблюдаемая на поверхности шовная структура Главного Кавказского надвига геофизическими методами характеризуется, как глубинный разлом, представляющий собой сложную зону сопряжения двух геоблоков. Современные вертикальные поднятия (до 12 мм/год) зоны Главного хребта и повышенная сейсмичность вдоль зоны Главного Кавказского надвига, несомненно, указывают на его тектоническую активность в настоящее время.

Литература

1. Келоев Т. А., Невская Н. И., Невский Л. Н., Трофименко С. Н., Чотчаев Х. О., Шемпелев А. Г. Отчёт о глубинном строении, сейсмичности и прогнозу опасных природных процессов на территории Осетии и сопредельных площадях. Владикавказ, фонды ЦГИ, 2008. С. 89.
2. Кириллова И. В., Сорский А. А. Тектоника и сейсмичность Кавказа // Международный геологический конгресс, доклады советских геологов. Изд. АН СССР, 1960.
3. Невская Н. И., Невский Л. Н., Трофименко С. Н., Шемпелев А. Г. Отчёт о изучении геологического строения Горной Осетии с целью прогноза и оценки сейсмичности территории. Владикавказ, фонды ЦГИ, 2005. С. 50.
4. Хаин В. Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. №4. С. 3-13.
5. Шемпелев А. Г. Результаты изучения тектоники Большого Кавказа геофизическими методами. Диссертация на соискание учёной степени кандидата. геол.-мин.н. – Днепропетровск, Горный институт. 1977 г. С 160.
6. Шемпелев А. Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геол. журнал. Киев. 1982. №4. С.97-108.
7. Юров Ю. Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия // Сов. Геология. – 1963. – №9.

DEEP GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS IN NORTH CAUCASIAN FEDERAL DISTRICT: PROBLEMS OF DEEP GEOLOGY AND GEOPHYSICS IN REGIONAL INVESTIGATIONS. ABOUT ZONE OF ARDON FAULT

V. B. Zaalishvili¹, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof. N. I. Nevskaya¹, Sc. Candidate (Geol.), L. N. Nevsky¹, S. N. Trofimenko², A. G. Shempelev², Sc. Candidate (Geol.)

¹Center of Geophysical Investigations of Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences and the Government of the Republic North Ossetia-Alania, Vladikavkaz, Russia, email: cgi_ras@mail.ru

²Federal State Unitary Geological Enterprise «Kavkazgeols'emka», Yesentuki, Russia, e-mail: shemp@geolog.kmv.ru

The deep geological structure of the Ossetia territory and adjacent areas is considered. The role of the leading scientists of the academic and branch institutions in the construction of geological and geophysical profiles is shown.

The study is based on materials obtained by specialists of the former North Caucasus geological Department and the scientists of the Center of Geophysical Investigations, in studying the characteristics of the earth's crust within the zone of conjugation of the Central and East Caucasus.

Analysis and synthesis of the accumulated materials allows us to formulate some of the most common issue of Depth Geology, especially those that promote practical problems of the prognosis of mineral deposits and geodynamics of endogenous and exogenous processes.

The deep structure models in the area of intended Ardon fault is described with the necessary detail.

Keywords: geophysical methods, deep geology, Ardon fault, tectonic motions, seismic activity

УДК 551.24

ИЗУЧЕНИЕ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТониКИ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПРОГИБА ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2012 И. А. Керимов, профессор, д.ф.-м.н., М. Я. Гайсумов, к.г.-м.н.,
Э. А. Абубакарова, м.н.с., аспирант

Грозненский государственный нефтяной технический университет
им. М. Д. Миллионщикова РАН, 364051 Чеченская Республика, г. Грозный,
пл. Орджоникидзе, 100, e-mail: umoggni@yandex.ru

В работе обобщены данные о линеаментах Терско-Каспийского прогиба, выделенные по результатам гравиметрических и дистанционных исследований. Для повышения достоверности интерпретации материалов дополнительно были привлечены геолого-промысловые данные и результатов геодинамических наблюдений. Комплексное изучение региональных геолого-геофизических материалов вместе с данными геоморфологии, геотермии, гидрогеологии и результатами дешифрирования КФС и АФС позволило, составив карту разломной тектоники Терско-Каспийского прогиба, систематизировать разрывные дислокации по положению в земной коре, геологической значимости, глубинности, морфологии и кинематической характеристике, времени заложения и основным эпохам активного развития, режиму и геодинамическим условиям формирования.

Ключевые слова: тектоника, Терско-Каспийский прогиб, геофизические поля, линеаменты, глубинные разломы.

По результатам анализа геолого-геофизических данных образование структурной неоднородности Терско-Каспийского передового прогиба (ТКП), относят к дизъюнктивным элементам – разломам и разрывам. Неоднородность прогиба отображается преимущественно в блоковом строении региона, обусловленная пересечением разноориентированных разломов. Блоковые движения по разломам предопределили как историю геологического развития рассматриваемой территории, так и нефтегазоносность отдельных его структурно-тектонических зон и подчиненных им локальных ловушек, влияя на пространственное размещение залежей УВ. Разломы контролируют зоны повышенной трещиноватости и разуплотнения пород, создают ловушки для залежей нетрадиционного типа. В значительной мере это касается карбонатных комплексов, с которыми связываются основные перспективы прироста запасов [Керимов и др., 2009].

Таким образом, изучение разломной тектоники важно в самых различных аспектах при нефтегеологических исследованиях. Применением комплекса взаимодополняющих геофизических методов может дать наиболее полное представление о структуре этого сложнопостроенного региона. Одним из эффективных ключей к расшифровке и познанию степени и формы делимости земной коры на настоящем этапе развития геотектоники является линеаментная тектоника. Авторы попытались обобщить линеаменты ТКП, выделенные по гравиметрическим и дистанционным исследованиям. Для повышения достоверности интерпретации материалов дополнительно был привлечен большой объем геолого-промысловых данных и результатов геодинамических наблюдений [Судариков и др., 1976].

Изображение гидрографической сети является так же тонким индикатором дифференцированных рельефообразующих движений и связано с дизъюнктивными и пликативными дислокациями. Гидрографическая сеть исследуемого района принадлежит бассейну Каспийского моря. Особенностью сети является четкое разделение рек на горные и равнинные. Равнинные реки имеют хорошо выработанные русла, террасированные долины, в т. ч. и равнинные участки крупных транзитных рек, таких как Терек и Кума. В горных районах реки отличаются большим уклоном падения, незначительной боковой эрозией. Большинство из них имеет асимметричное строение.

Немаловажным критерием выделения разломов в пределах изучаемой территории является дневной рельеф, который имеет тесную связь с геологическим строением, проявляющаяся в полном совпадении и зональном развитии основных его форм и структурно-тектонических элементов разного порядка и возраста. Впадины и прогибы соответствуют погружениям фундамента, а поднятия – областям наибольшего его гипсометрического положения (рис. 1). Решающее значение в формировании рельефа имели тектонические движения альпийского этапа складчатости. Формирование новейших структур на большей части горных районов закончилось в доакчагыльское время, но на Передовых хребтах продолжалось и в позднем плиоцене и в четвертичное время.

По характеру изменения рельефа выделяются несколько зон: на юге это северный склон Большого Кавказа, далее к северу Кабардинская, Осетинская к Чеченская равнины, Терский и Сунженский хребты с разделяющей их Алханчуртской долиной и Терская низменность.

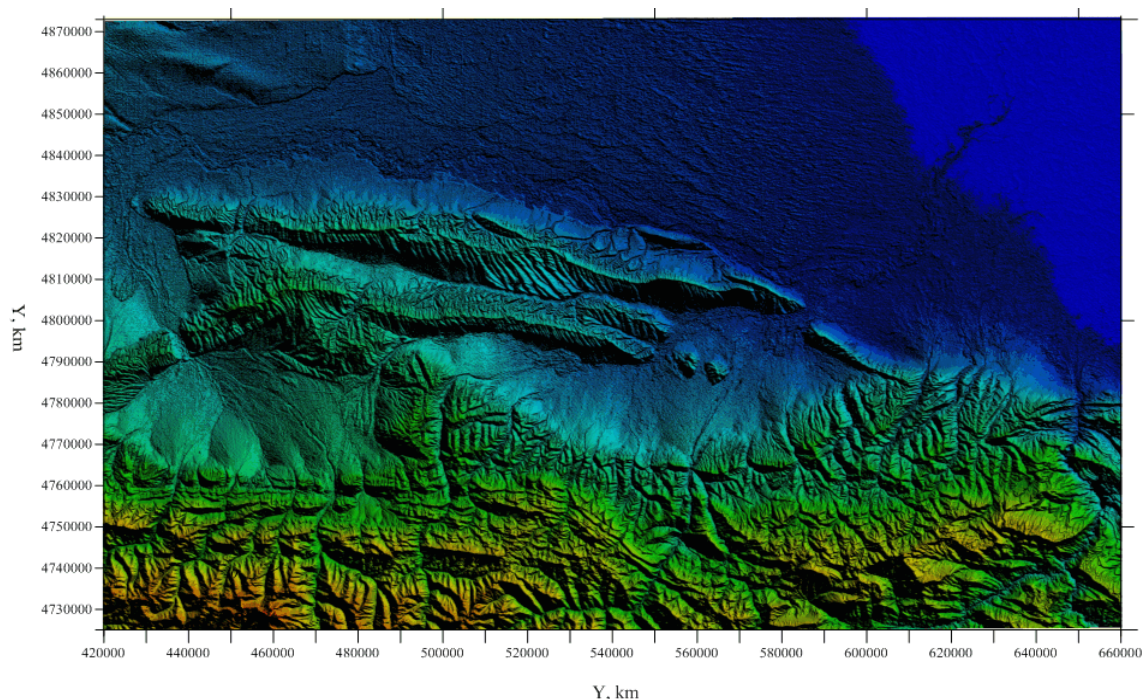


Рис. 1. Рельеф Терско-Каспийского прогиба

Северный склон Большого Кавказа представлен в своей южной части крупными Скалистым, Пастбищным, Боковым и множеством мелких хребтов. Все они разделены между собой глубокими каньонообразными ущельями с чередованием анти-

клинальных хребтов и синклинальных плато и далее к северу низкогорных веерообразных хребтов. Сложены они на юге юрскими к меловыми породами, мергелями, известняками, доломитами, далее к северу более поздними глинистыми сланцами и песчаниками. Образуют сложные и крупные складки. Помимо эндогенных подвержены, и по настоящее время, интенсивным экзогенным процессам денудации, водной эрозией и др. Зона предгорий составляет низкогорный и холмистый рельеф на неоген-четвертичных структурах. Образует чередование множества моноклиналиных гребней, брахиантиклинальных куполов, синклинальных котловин, плато и т. д. Все это расчленено долинами небольших рек поперечного и продольного направлений. Широко развита овражно-балочная сеть.

В качестве признаков генезиса разломов по топографическим картам могут быть использованы следующие критерии: региональные уступы или линейные зоны повышенных значений уклонов дневной поверхности; изменение степени «изрезанности» дневного рельефа, овражно-балочная сеть; локальные линейные понижения или повышения в дневном рельефе; спрямленные участки речной сети; резкие изменения направлений течений рек.

Наряду с другими на рисунке 2 приведены гистограммы распределения азимутов тополинеаментов, выделенных по топографическим картам 1:200000. Из них видно, что сглаженная гистограмма также как и для гравилинеаментов и тополинеаментов характеризуется наличием ряда экстремумов. Отмечается значительная интенсивность экстремумов при азимутах в диапазоне от 0° до 50° , обусловленная преимущественным направлением течения рек на север и северо-восток.

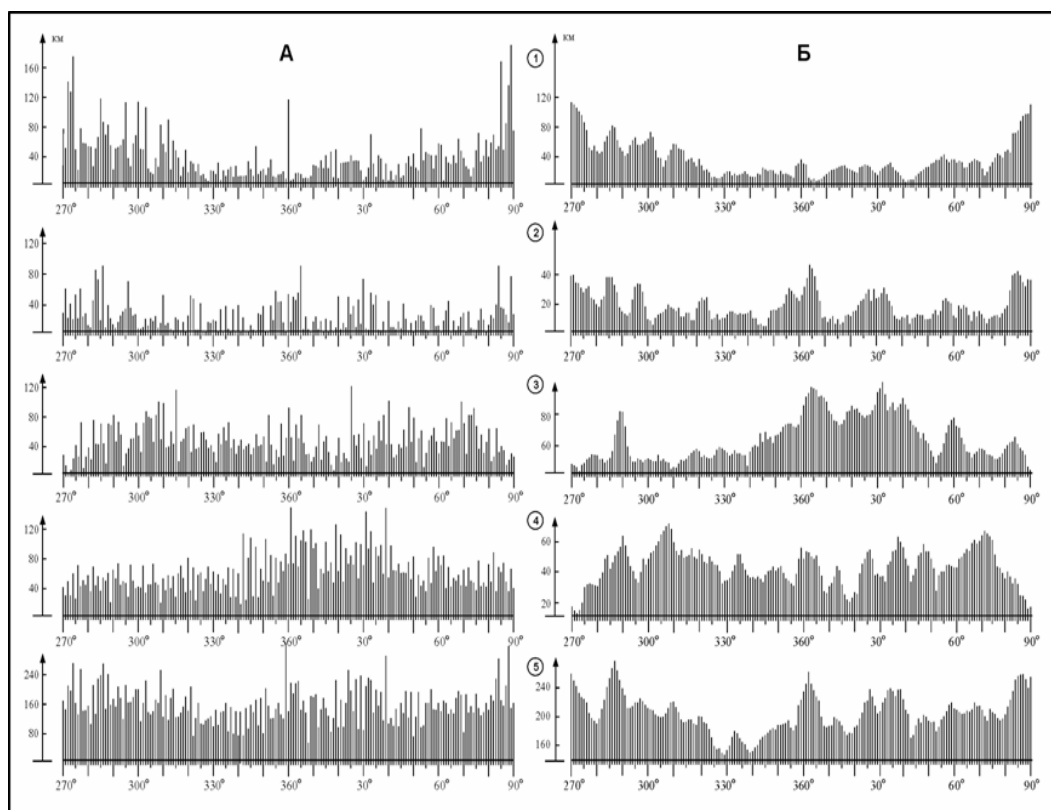


Рис. 2. Гистограммы распределения азимутов линеаментов:
 А – исходные, Б – сглаженные: 1-гравитационного поля; 2-магнитного поля; 3-гидросети;
 4-аэрокосмические снимки; 5-суммарные.

Среди геофизических полей наиболее информативным в блоковом строении ТКП является поле силы тяжести. Аномальное гравитационное поле характеризуется отрицательными значениями силы тяжести. Оно относится к одноименной региональной области минимумов, включающей крупные аномальные зоны преимущественно кавказской ориентировки [Стерленко и др., 1988].

Особенностями данной зоны являются осложнения в виде изгибов или разрежения изоаномал на фоне общего понижения поля в южном направлении, а также относительно крупные в плане максимум на северо-западе и минимум на востоке (рис. 3).

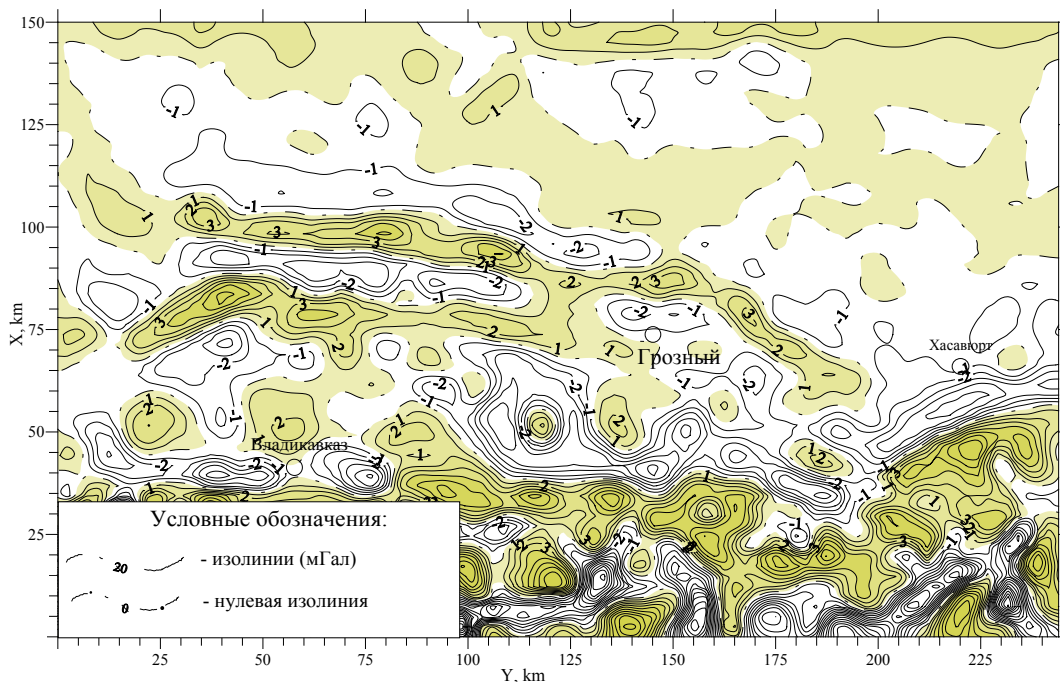


Рис. 3. Карта аномального гравитационного поля Терско-Каспийского прогиба

Одной из основных причин, обуславливающих сложный характер аномального гравитационного поля ТКП, является разломная тектоника. Для выделения линейных неоднородностей гравитационного поля, исходное поле силы тяжести было трансформировано в карту модуля горизонтального градиента силы тяжести. По результатам обработки были определены модуль и азимут вектора горизонтального градиента силы тяжести. На картах модуля горизонтального градиента силы тяжести гравилинеаменты выделялись как осевые линии линейных зон повышенных значений модуля горизонтального градиента [Керимов, Моллаев, 1989].

В последнее время аэрокосмические дистанционные методы в комплексе с геолого-геофизическими находят широкое применение в практике геологических исследований и, особенно при изучении глубинного геологического строения. В основе принципиальной возможности использования лежат представления о тесной связи эндогенных и экзогенных процессов и ведущей роли внутренних сил в формировании и развитии ландшафтов, отображающихся на аэрокосмических снимках (АКС).

На территории ТКП установлены гравилинеаменты различной ориентировки и протяженности, сопоставленные с результатами дистанционных исследований.

Зоны глубинных разломов, выделенные по геолого-геофизическим данным, были увязаны с результатами дешифрирования космических фотоснимков (КФС) и аэрофотоснимков (АФС). Дешифрирование, проводившееся по одиночным снимкам на основе ландшафтно-индикационного метода было выполнено З. Х. Моллаевым, В. В. Доценко и др. Своей большей частью или фрагментарно выделенные линеаменты совпадают с выявленными разломами [Керимов, Моллаев, 1989].

Один из самых распространенных способов оценки степени современных дизъюнктивных деформаций по материалам АКС – линеаментный анализ. Суть его заключается в выявлении, опознании и интерпретации прямолинейных элементов ландшафта, обусловленных разрывными нарушениями, зонами повышенной трещиноватости, дробления и разуплотнения. Линеаментный анализ рассматриваемой территории проводился на основе дешифрирования АКС различных уровней генерализации.

В качестве основных индикаторов на этапах опознания и интерпретации использовались ландшафтные индикаторы. Все выявленные линеаменты вынесены на единую основу. Полученная таким образом схема линеаментов трансформирована в карту их густоты. Уже первичный, качественный анализ схемы линеаментов свидетельствует о высокой степени неоднородности в их распространении на различных тектонических элементах и в разных ландшафтных условиях. Анализ карты густоты позволил выделить несколько крупных, сгруппированных по ориентировке зон (рис. 4). Наиболее уверенно выделяются Датыхско-Ахловская, Бенойско-Эльдаровская, северо-западной ориентировки; Гудермесская, Кабардино-Галюгаевская, Советско-Гудермесская северо-восточной ориентировки, Карабулак-Гвардейская, Аргуно-Брагунская субмеридиональной ориентировки; Черногорская, Сунженская, Терская и Притеречная (Моздокско-Правобережная) субширотной ориентировки.

Анализ распределения повышенных значений густоты линеаментов показывает, что практически они сконцентрированы в узлах пересечения двух и более линеаментных зон различного простирания, т. е. в участках максимальных современных деформаций, обусловленных реализацией напряжений при взаимодействии либо наложении разноориентированных полей.

Выявленные линеаментные зоны в большинстве своем соответствуют известным глубинным разломам и обусловлены, очевидно, их современной активизацией. Природа линеаментных зон, не имеющих разломных аналогов, по-видимому, также обусловлена глубинными процессами, возможно не нашедшими отражения в результатах прежних геолого-геофизических исследований вследствие меньших масштабов проявления.

Глубинные разломы продольного, общекавказского простирания (Краевой, Моздокский, Терский, Сунженский, Черногорский) имеют ориентировку на различных отрезках от 255° до 290° . Они получили наиболее четкое выражение в геофизических полях и сейсмичности, в геоморфологии, по неотектоническим и геотермическим показателям. Их мантийное заложение установлено методами ГСЗ и МОВЗ. Эти разломы контролируют структурно-тектоническое и нефтегазогеологическое районирование территории и размещение гидротермальных источников различного типа. В морфогенетическом отношении такие разломы представляют собой системы грабенового типа. Глубинные разломы поперечного антикавказского простирания (Ассинский, Аксайский и др.) имеют ориентировку от 175° до 210° .

Необходимо отметить, что идеальную антикавказскую ориентировку можно наблюдать в зоне выхода палеозойских и мезозойских отложений на земную поверхность, на южном обрамлении прогиба, где разломы в большинстве своем в плане совпадают с долинами одноименных рек. На остальной территории они отклоняются к востоку. Глубинные разломы достаточно уверенно выделяется или фиксируются в геофизических полях, по геоморфологическим, геотермическим и неотектоническим данным. В западной части прогиба с ними связаны интрузивные внедрения, излияния эффузивов, выходы минеральных источников и гидротермальное оруденение. В структурном отношении эти разломы представляют собой чередование сбросов и взбросов, осложненных в южной зоне сдвиговыми дислокациями.



Рис. 4. Карта глубинных разломов ТКП

1-Черногорский; 2-Сунженский; 3-Срединный; 4-Терский; 5-Краевой; 6-Датыхско-Ахловский; 7-Бенойско-Эльдаровский; 8-Ассинский; 9-Грозненский; 10-Гехинско-Брагунский; 11-Гудермесский; 12-Аксайский; 13-Курчалоевский.

Глубинные разломы диагонального, северо-западного простирания (Гудермесский, Бенойско-Эльдаровский, Датыхско-Ахловский и др. Они имеют ориентировку на различных участках от 290° до 320° , хорошую морфологическую выдержанность, однако в гравитационном и магнитном полях выражены недостаточно уверенно. Разломы этого типа, выявленные на профилях ГСЗ, МОВЗ, КМПВ, имеют глубину проникновения до 20 и более км в гранитно-метаморфический слой литосферы. С зонами разломов такого типа связаны интенсивные проявления геохимических аномалий в мезозойских отложениях. Разломные зоны образованы сбросовыми дислокациями, в узлах пересечения с разломами другой ориентировки происходили сдвиговые дислокации. Глубинные разломы диагонального, северо-

восточного простирания (Гехинско-Брагунский и др.) имеют ориентировку своих составных частей от 190° до 240° . Названия им даны по совпадению южных отрезков разломов с долинами одноименных рек, а северных отрезков – по пересечению ими месторождений УВ и разведочных площадей. Они представляют собой коленообразно сочленяющиеся грабены в фундаменте, в южной части все разломы маркируются на поверхности формами магматических образований, зонами оруденения и выходами минеральных источников, в геофизических полях в виде гравитационных ступеней и изменением простирания изолиний магнитного поля.

Комплексное изучение региональных геолого-геофизических материалов вместе с данными геоморфологии, геотермии, гидрогеологии и результатами дешифрирования КФС и АФС позволило, составив карту разломной тектоники Терско-Каспийского прогиба, систематизировать разрывные дислокации по положению в земной коре, геологической значимости, глубинности, морфологии и кинематической характеристике, времени заложения и основным эпохам активного развития, режиму и геодинамическим условиям формирования. Анализируя разломно-разрывную сеть становится, очевидно, что все выделенные разломы укладываются в системы определенной пространственной ориентировки.

Анализ линеаментных зон, установленных различными методами, свидетельствует о значительном соответствии их местоположения и ориентировок. Такое возможно, повидимому, лишь при генетической однородности этих зон. Линеаментные зоны, выявленные дистанционными методами, действительно являются отражением на поверхности глубинных процессов, а линеаментные зоны, выявленные гравимагнитными исследованиями, безусловно характеризуются новейшей и современной активностью. Этот вывод, помимо теоретического, имеет важное практическое значение в связи с прогнозированием зон повышенной трещиноватости и разуплотнения (сопутствующих разломам и узлам их пересечений) как возможных ловушек для залежей не только структурного, но и нетрадиционного типов.

Литература

1. Володарский Р.Ф., Ланда Т.И. Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных полей с помощью ЭВМ. М.: Недра, 1970. 200 с.
2. Использование геолого-геофизических данных для изучения региональной тектоники нефтегазоносных областей/ Ю.А. Судариков, С.А. Серкерев, И. Холина и др. М.: Недра, 1976. 165 с.
3. Керимов И.А., Моллаев З.Х. Гравитационное поле и сейсмичность Чечено-Ингушетии // Вопросы сейсмичности Восточного Предкавказья / Тр. Института геологии Даг. Филиала АН СССР. Вып.40. Махачкала, 1989. С.90-97.
4. Керимов И.А., Гайсумов М.Я., Абубакарова Э.А. Геофизические поля и разломная тектоника Терско-Каспийского прогиба // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 06-10 июля 2009 г. Материалы конференции. Екатеринбург, 2009. С.226-230.
5. Стерленко Ю.А., Керимов И.А., Вобликов Б.Г. Применение гравитационных полей для изучения структурно-тектонических особенностей глубокопогруженных горизонтов Предкавказья // Геолого-геофизические проблемы поисков нефти и газа в районах с высокой освоенностью недр / Сб. научн. тр. М.: Наука, 1988. С.19-24.

INVESTIGATION OF FAULTING TECTONICS OF THE TEREK-CASPIAN DEPRESSION BASED ON GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL DATA

I. A. Karimov, Sc. Doctor (Phys.-math.), prof., M. Ya. Gaysumov, Sc. Candidate (Geol.), Abubakarova E. A., postgraduate student.

Grozny State Oil Technical University after Academician M. D. Millionshchikov, RAS,
364051 Ordzhonikidze square, 100, Grozny, The Chechen Republic, Russia
e-mail: umoggni@yandex.ru

The paper generalizes data about Tersk-Caspian depression lineaments, allocated on the basis of gravimetric and remote investigations. To improve the reliability of interpretation the geological-field data and the results of geodynamic observations were additionally involved. Using of complex investigation of regional geological and geophysical materials, together with the geomorphology, geothermic, hydrogeology and interpretation results of cosmic geological survey and aerial survey, allowed compiling map of fault tectonics data about Tersk-Caspian depression, systematize rupture dislocations on the status of the earth's crust, geological significance, depth, morphology and kinematic characteristics, time of location and the main periods of active development, the regime and the geodynamic conditions of formation.

Keywords: tectonics, Tersk-Caspian deflection, geophysical fields, lineaments, deep faults

УДК 551. В; 550.34

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДАГЕСТАНА В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ СЕЙСМИЧНОСТИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

© 2012 Ф.М. Коршенбаум, ст. н. с., канд.г-м наук,

Дагестанский филиал Геофизической службы Российской Академии Наук,
г. Махачкала, Республика Дагестан, г. Махачкала, ул. Белинского 16.
e-mail: dfgsran@mail.ru

В статье выделены важнейшие итоги исследований структурно-формационного районирования геологического строения Дагестана в связи с актуальностью проблем сейсмичности и нефтегазоносности региона. Изучен вещественный состав осадочного чехла и сейсмопалеотектоническая активность недр на разных стадиях складкообразования. Выявлены закономерности в типизации тектонических движений и геоморфологические особенности в соотношении внутрикоровой складчатости поверхности мезозойского рельефа с ландшафтом территории. Установлена общность геотектонического развития Дагестанской части Каспийского шельфа и смежных нефтегазоносных структур, что свидетельствует о возможности открытия в акватории новых залежей нефтегазоскоплений.

Ключевые слова: геологическая формация, типизация тектонических движений, внутрикоровое складкообразование, нефтегазоносность Каспия.

Исследование научных и практически – актуальных проблем, методических приемов их разрешения велось на базе накопленных знаний, подкрепленных фактическим геологическим материалом. Результаты исследований освещают литолого-фациальные и палеотектонические особенности формирования осадочного чехла Предгорного Дагестана, важнейшие закономерности в образовании структурных форм различного стратиграфического уровня и их соподчиненность.

Литолого-стратиграфические исследования осадочных формаций проводились на базе многочисленных буровых и естественных разрезов. Для корреляции и послойного расчленения разрезов использовались данные промысловой геофизики, отобранный из скважин каменный материал и обнаруженные в нем остатки фауны и флоры. Это позволило сопоставить и биостратиграфически расчленить мезозойско-кайнозойское отложения, включая вскрытую бурением глубокую часть средней юры. Большое значение для теории и практики имеют исследования перерывов в осадконакоплении, вызванного повсеместным проявлением в Дагестане предкелловейской, предолигоценной и предакчагыльской региональных фаз оживления альпийского тектогенеза, что занимает важное место в познании и развитии современной структуры осадочного чехла. При корреляции разрезов в приконтактной зоне стратиграфического несогласия средней юры с нижним мелом доминирующее значение имели выявленные автором надежные показатели естественной радиоактивности гамма-каротажа (ГК). Это позволило сопоставить разрезы более глубоких горизонтов средней юры.

По руководящим видам аммонитовой фауны, микрофауне и споропыльцевым комплексам было прослежена верхняя граница ааленских отложений. Благодаря

проведенному автором геологическому картированию палеоэрозионной поверхности, в сочетании с обнаженными геологическими разрезами были выявлены закономерности в изменении размеров регионального перерыва в осадконакоплении и угловых несогласий в приконтактной зоне средней юры с породами нижнего мела. В результате палеотектонических реконструкций позднеюрской складчатости и геологического картирования предкелловейского среза были оконтурены палеоантиклинальные зоны и определен возраст заложения некоторых структур современной складчатости.

Согласно результатам регионального анализа литолого-стратиграфического соотношения пород и палеотектонических реконструкций, после завершения позднеюрского перерыва в осадконакоплении, в Горном Дагестане начала откладываться терригенно-карбонатная трансгрессивная формация типичных для данных палео-физикогеографических условий, пород. Со временем трансгрессия расширяла свои границы, перекрывая все новые площади палеоденудационной поверхности средней юры. В барремский век, после длительного перерыва в осадконакоплении, трансгрессивный режим достиг северо-восточных окраин складчатого Дагестана.

Преимственность складкообразования наложило отпечаток и на закономерностях распределения осадков мелового и палеоцен-эоценового возраста, что свидетельствует об унаследованности складкообразования на отдельных структурах Предгорного Дагестана [Даниялов и др, 2008; Коршенбаум, 2006].

Складкообразования, усилившиеся к концу верхнего мела, и продолжающиеся в палеоцен-эоценовое время, вызвали широкое развитие подводных оползней и внутриформационных несогласий. В силу сейсмотектонической активности недр коренные породы островных суши сбрасывались по наклонной поверхности бортовых частей прогиба в бассейн осадконакопления, где укрывались нижнемайкопскими глинами. Многочисленные следы подводно-оползневых явлений обнажены в естественных разрезах и вскрыты скважинами.

После регионального предакчагыльского перерыва в осадконакоплении передовой прогиб стал активно углубляться в соответствии с закономерностями позднеорогенной стадии развития Северо-Кавказской миогеосинклинали. Для этого времени геологического развития характерно становление современного облика складчатого борта прогиба; складываются закономерности тектонической линейности (зональности) поднятий и прогибов с горизонтальным сдвигом пород осадочного чехла в сторону платформенной окраины Терско-Сулакской депрессии [Коршенбаум, 1982]. Некоторая часть верхне-молассовой формации плиоцена на складчатом борту предгорьев Дагестана была уничтожена денудационными процессами, сохранившейся в глубоких синклиналиях и отдельными пятнами на возвышенных отметках сложных тектонических узлов.

Территория Дагестана характеризуется различными тектоническими нарушениями. Важное значение имеют сложившиеся закономерности в структурно-формационном районировании территории в связи с ролью тектонических движений в землетрясениях. Вопрос о механизме и происхождении движущих сил, рождающих энергетические источники в толще горных пород Земной коры, изучен еще поверхностно. В то же время для геосинклинальных и платформенных условий всеобщее признание получили некоторые закономерности в типизации движений в связи с геологическим строением региональных структур и сейсмичностью, что видно при

обзоре тектоники поперечного строения Дагестана на юго-восточном погружении Большого Кавказа.

Наиболее высокий гипсометрический уровень этого региона занимает Сланцевая часть Дагестана, представленная обнаженной толщей юры, интенсивно нарушенной изоклинальной складчатостью. С юго-востока к ней примыкает обширная полоса раскрытых на поверхности меловых отложений Известнякового Дагестана с обособленными поднятиями и синклинальными складками коробчатого строения. Весь структурно-формационный комплекс между Азербайджаном и Чечней обрамляется передовой складчатостью краевого прогиба. В его состав входят внутренняя и внешняя зоны, которые отличаются типом локальных структур, глубиной погружения фундамента, литофациями формаций и другими особенностями [Милановский, 1969; Пушкаревский, 1959].

Почти половину внутренней зоны Предгорья занимает «Дагестанский клин», являющийся наиболее сейсмически активным районом Большого Кавказа. Землетрясения здесь достигали 8-9 баллов. Высокая сейсмическая активность вызвана тектоническими движениями из глубины литосферы и скрытой магматогенной интрузивностью. Периодически возобновляющиеся сейсмические толчки можно расценивать как продолжающийся подъем фундамента.

Внешняя зона выражена пологим платформенным склоном краевой части Терско-Сулакской депрессии. Изменяются условия залегания пород мезозойско-кайнозойской толщи пород, появляется новый тип складок. Тектонические деформации на границе двух генетически разнородных структурно-формационных образований /предгорьев и платформы/ оказались в условиях высокой геодинамической напряженности, способствующих возникновению очаговых зон землетрясений.

Механизм происхождения складчатых деформаций и движущие энергетические источники многообразны и необычайно сложны. Тектонический режим складывался в Дагестане не только механическим типом движений. Этот процесс в историко-геологическом развитии формировался с участием многочисленных энергетических источников, иного происхождения (термодинамических, космических и пр.).

Поэтому, в итоге, тектонические движения, вызывающие землетрясения, должны рассматриваться, как результат совокупной интерференции большого числа генетически разнородных энергетических источников волновой природы.

Следы сотрясений Земной коры находят отражение в рельефе местности, в своеобразии геоморфологического строения, сложившегося при длительном взаимодействии эндогенной и экзогенной геодинамической напряженности. Это наглядно отражено в закономерностях структурно-формационного районирования и специфическом строении ландшафта, меняющегося от высокогорья до низовьев равнин Дагестана. Деформации пород внутрикоровой складчатости по данным региональных исследований рельефа мезозойской поверхности, выполненных по Дагестану и смежным территориям, позволяют предвидеть меру дислоцированности более глубоких слоев коры как возможных источников обострения сейсмичности (Рис. 1, 2). Из накопленного информационного фактического материала следует, что очаги возможных землетрясений зарождаются вблизи и вокруг сложных тектонических узлов сопряжения с платформенным краем прогиба. В этом отношении типичен Дагестанский клин, пребывающий в активной фазе геодинамических движений, в условиях расширения ареала повышенной плотности эпицентров и частоты землетрясений [Сейсмическое районирование территорий СССР, 1980; Хаин, 1968].

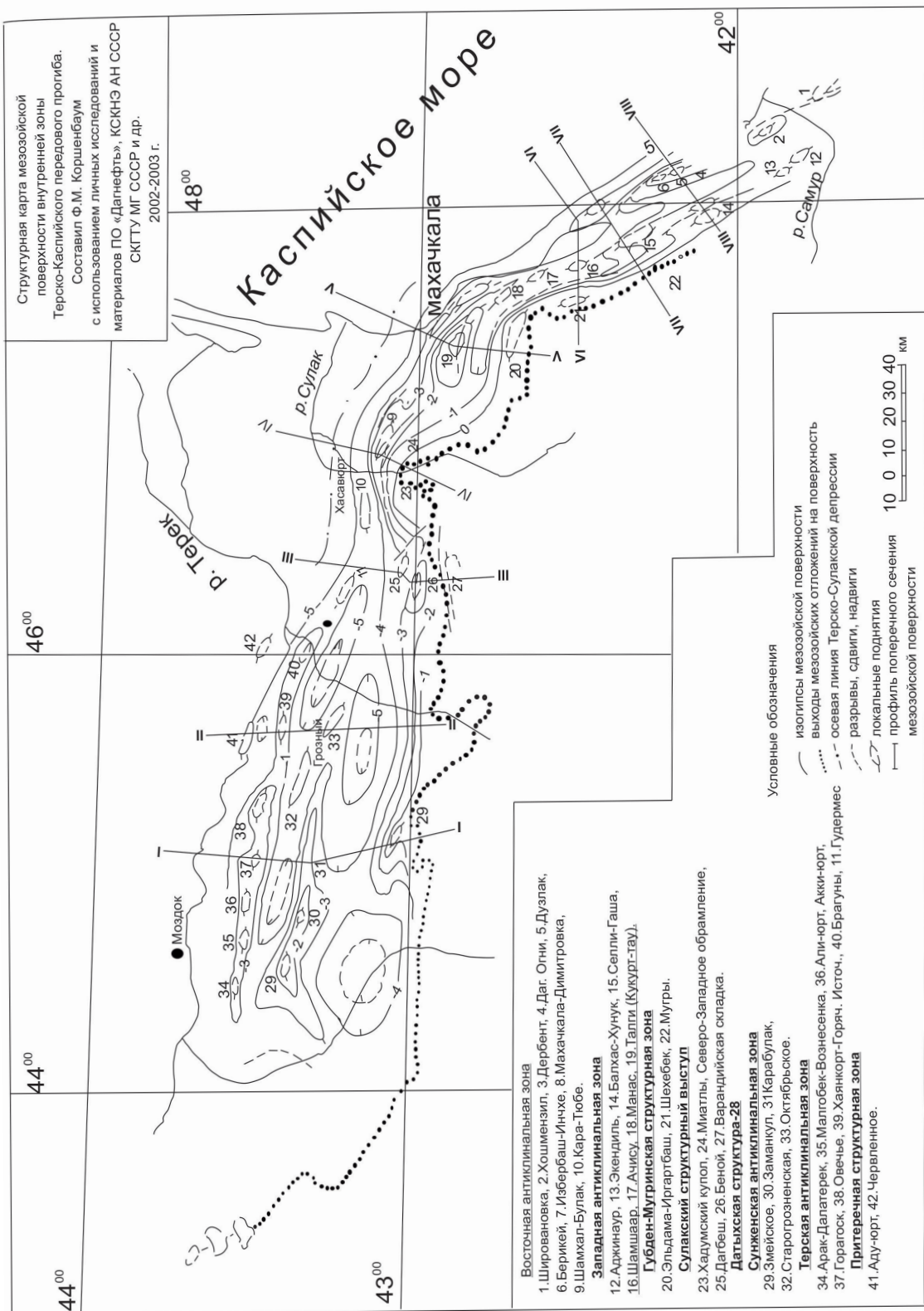


Рис. 1

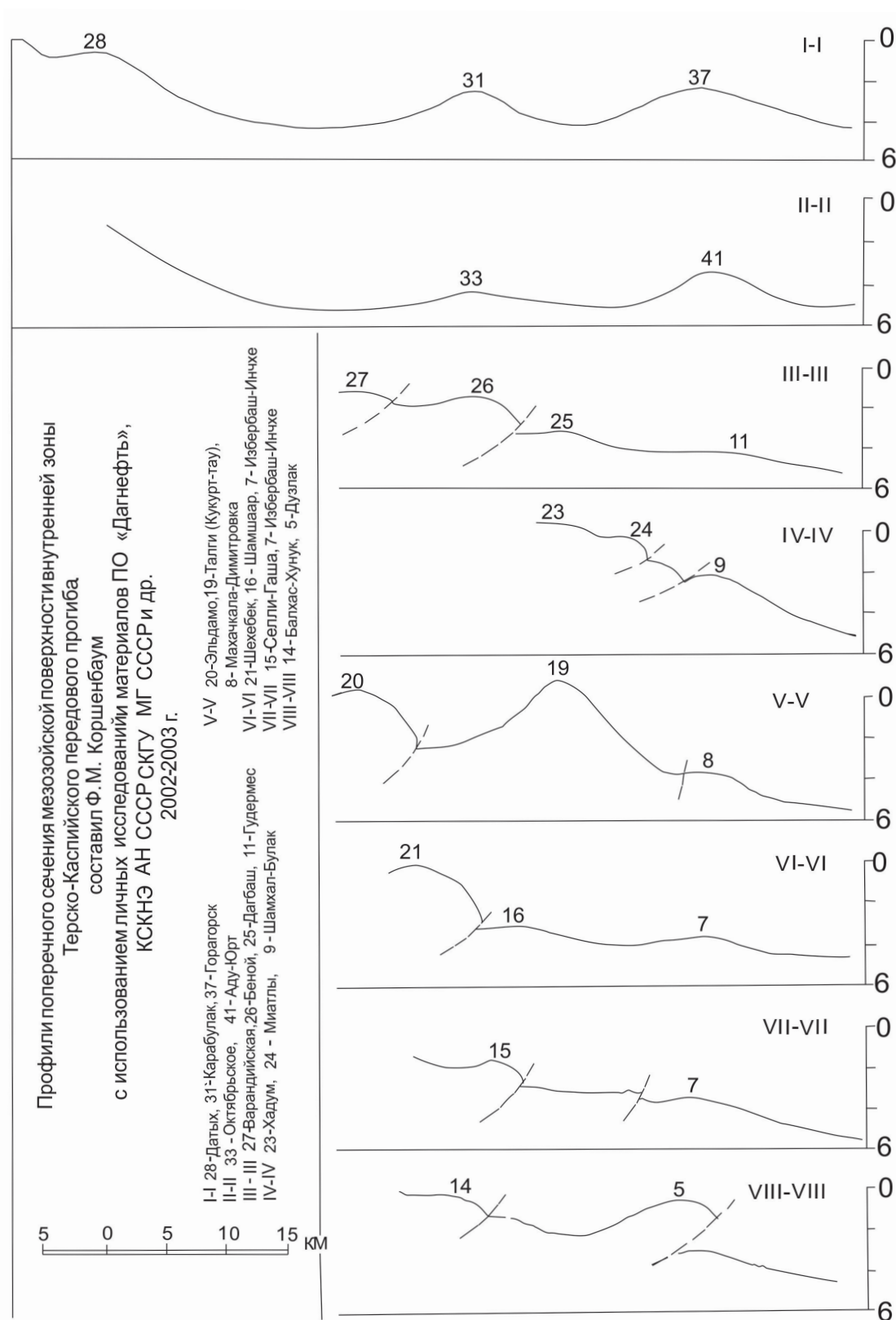


Рис. 2

Местами эпицентры выстраиваются вдоль многочисленных оперяющих глубоких рек по северо-восточному склону Кавказа. Можно принять это как густую сеть движений разрывной тектоники, оперяющих продольные, широтно-ориентированные разломы глубоких дислокаций Горного Дагестана.

Проведенные автором реконструкции палеотектонических движений складкообразования свидетельствуют о раннем возрасте неотектонических движений (среднеюрском). В настоящее время многими принято считать – неоген-четвертичным. Нижний уровень новейших движений между районами разный, что видно из фактического материала глубоких скважин, вскрывших местами большую часть мезозойского осадочного чехла [Милановский, 1969].

Развитие нефтегазовой промышленности в республике направлено на дальнейшее изучение геологического строения районов, оказавшихся еще недостаточно разведанными. Таким районом является Дагестанская часть Каспийского шельфа, которая прослеживается на протяжении около 400 км от границ Калмыкии до Азербайджана. В геологическом строении шельфа, являющегося естественным продолжением сопредельных структурно-тектонических образований, отражены все наиболее характерные черты развития Терско-Каспийского передового прогиба. Дагестанская часть Каспийского шельфа начинается платформенным строением Кизлярского залива. Пологий его склон при глубине моря 5-10 м продолжается к востоку почти до середины Каспия. Буровыми работами, сейсморазведкой на платформенном склоне передового прогиба доказана погребённость и прерывистость складчатости. Первые признаки слабо выраженных куполовидных поднятий на шельфе, как и в других сопредельных районах Скифской плиты (Прикумская нефтегазоносная область) появляются в верхних слоях мезозойской толщи. По мере углубления высота поднятий не выходит за пределы десятков метров, отражая блочное строение фундамента. Аналогичный состав литофаций осадочного чехла и тектоническое его строение ожидаются на всей платформенной части Скифской плиты Каспийского шельфа.

В южном направлении платформенный склон передового прогиба плавно (до 2-3°) погружается к геосинклинальной складчатости. В краевой части платформенный склон мезозойских отложений погружается в Терско-Сулакскую депрессию до глубины 5,5-6 км. В 50 км южнее р. Сулак платформа вплотную смыкается с нефтегазоносными структурами геосинклинальной складчатости прибрежной части суши.

В этих структурно-тектонических условиях морфоструктуры получили новое качественное содержание, погребённость складчатости была фактически утрачена. Мезозойские отложения в предгорьях местами обнажились на поверхности. Локальные поднятия всего осадочного чехла оказались нарушенными разрывной тектоникой с горизонтальным сдвигом пород в сторону депрессионного края платформы. Поднятия и сопутствующие им синклинали в прибрежной части Каспия, на всём протяжении от Махачкалы до Азербайджана, оказались связанными линейно-вытянутыми тектоническими зонами.

Каспийский шельф, как и его тектоническая структура, на протяжении около 150 км обрамляет геосинклинальную складчатость передового прогиба, согласуясь с простираем прогнутой части Терско-Сулакской депрессии. Поперечные размеры шельфа при глубине моря 10-20 м в этой части Дагестана могут оцениваться примерно в 15-20 км.

Региональное затухание интенсивности складкообразования в сторону платформы наложило отпечаток и на морфоструктурный облик складчатых деформаций, ожидаемых в акватории Каспийского шельфа. В лучшем случае здесь, видимо, будут превалировать малоамплитудные перегибы слоев. Повысится роль и практическое значение, для освоения нефтегазоносности литологических, стратиграфических и тектонически-несогласных, экранированных контактов в мезозойско-кайнозойской толще.

В настоящее время воды Каспия омывают береговой склон Восточной антиклинальной зоны. То же самое происходило на ранних стадиях формирования Терско-Каспийского передового прогиба в среднем миоцене, когда воды сарматской и более поздних геологических эпох омывали зарождающийся береговой склон Терской антиклинальной зоны. По мере воздымания недр на Большом Кавказе морской режим в Северо-Восточном Предкавказье начал сворачиваться. Воды древнего морского бассейна постепенно скатывались к юго-востоку, в сторону Дагестана, освобождая занимаемую территорию, ставшую затем сушей.

В генетическом, структурно-геологическом отношении древний шельф Чечни и Дагестана был единым, что видно по появлению в разрезах среднего миоцена и выше литофаций нижних и верхних моласс. В структурно-тектоническом отношении Восточная антиклинальная зона Дагестана и Терская в Чечне взаимосвязаны, в том числе древние и современные береговые их склоны. Притеречная зона, со слабо выраженными нефтегазоносными поднятиями (Правобережное, Червленое и др.), как древний береговой склон, имеет своё продолжение в береговом склоне Восточной антиклинальной зоны Каспийского шельфа, что является показателем перспектив нефтегазоносности акватории Каспия.

Литература

1. Даниялов М. Г., Коршенбаум Ф. М., Левкович Р. А. Складчатые деформации осадочного чехла – показатели палеосейсмичности орогенеза (Дагестан) // Землетрясения в Северной Евразии. Материалы Международной конференции, г. Обнинск, 28-31 июля 2008 г.
2. Коршенбаум Ф. М. Краткий обзор литофаций и следов палеосейсмоактивности осадочного чехла предгорьев Дагестана. // Сейсмический мониторинг и изучение геодинамики территории Дагестана и акватории Среднего Каспия. Тр. ДФ ГС РАН. Махачкала, 2006, № 1.
3. Коршенбаум Ф. М. Покровно-надвиговые структуры Предгорного Дагестана // Советская геология, вып. 6, М., 1982.
4. Милановский Е. Е. Изучение неотектоники горных стран на примере Кавказа // Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М.: Наука, 1969.
5. Пушкаревский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие // Тр. ГИ АН СССР. Вып. 28, М., 1959.
6. Сейсмическое районирование территорий СССР. Северный Кавказ // Отв. ред. В. И. Бунэ, Г. И. Горшков. М.: Наука, 1980.
7. Хаин В. Е. История геологического развития. Северный Кавказ // Геология СССР. Т. IX, М.: Недра, 1968.

STRUCTURAL-FORMATIONAL ZONING OF GEOLOGICAL STRUCTURE OF DAGESTAN IN CONNECTION WITH INVESTIGATION OF SEISMITY AND GAS CONTENT

© 2012 F.M. Korshenbaum

Dagestan Regional Seismological Center, GS RAS, 367008, Belinckogo str., 16,
Makhachkala, Republic of Dagestan, Russia.
e-mail: dfgsran@mail.ru

The article highlights the most important results of the studies of structural-formational zoning of geological structure of the Dagestan. Studied the material composition of sedimentary cover and seismopaleotectonic activity of subsoil on different stages of folding. Identified the regularities in the typification of the tectonic movement and geomorphological features in the ratio intracrustal folding of surface of Mesozoic topography with landscape. Defined similarity of geotectonic development of Dagestan part of the Caspian shelf and neighboring oil and gas structures, which suggest the possibility of discovery new deposits in the Caspian sea.

Keywords: geological formation, typology of tectonic movements, intracrustal folding, oil and gas in the Caspian sea.

УДК 551.32 (471.65)

ЛЕДНИКИ И КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ БАССЕЙНА РЕКИ ЦАЖИУДОН (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ)

© 2012 Р. А. Тавасиев, Заслуженный спасатель РФ

Северо-Осетинский поисково-спасательный отряд МЧС РФ. Владикавказ,
Россия, e-mail: tavasglacio@mail.ru.

В бассейне р. Цажиудон на когда-то едином леднике были ледовые обвалы и подвижки. Вследствие деградации оледенения произошел распад этого ледника на 5 самостоятельных ледников. Кроме ледников выявлено 6 каменных глетчеров.

Ключевые слова: ледник, каменный глетчер, ледовые обвалы, ледовые подвижки, деградация оледенения.

Река Цажиудон берет свое начало с ледников в северных отрогах Тепли-Архонского массива Бокового хребта (Центральный Кавказ). Она является левым притоком р. Фиагдон (бассейн р. Терек). Протяженность всего ущелья Цажиу 10,3 км. Доминирующей высотой является вершина 4182,4 горы Калота. В верховьях этой реки в настоящее время находятся ледники и каменные глетчеры. На топографических картах и во многих литературных источниках осетинские названия реки и расположенного в ее верховьях одноименного ледника, как правило, искажены, иногда настолько, что становятся неприличными для произношения на языке оригинала. Правильное написание топонима на осетинском языке – Цъæззиу [Цагаева, 1975] (произносится «Цажжиу» или «Цажиу»). Соответственно этому, мы используем в этой статье названия: «река Цажиудон» и «ледник Цажиу».

Ледники

В 1882 г., по данным К. И. Подозерского, в верховьях р. Цажиудон был только один ледник №268, оканчивавшийся двумя языками. Длина ледника 3057 м, площадь 4,2 км², конец восточного языка на высоте 2788 м. [Подозерский, 1911, с. 88]. Но на его карте языки ледника не показаны. На карте Г. Мерцбахера этот ледник имеет два выделяющихся языка [Merzbacher, 1901, карта, лист 2]. На картах этих авторов видно, что ледник имеет большой приток с вершины горы Архон и ее северо-западного гребня. Оба автора использовали в своих работах один и тот же материал – топографическую карту Кавказского военно-топографического отдела (1 верста в дюйме). Инструментальная съемка этого района проводилась в 1882 г.

В 1903 г. конец ледника №268 был на высоте 2752 м [5, с. 1001]. В 1927 г. конец этого ледника был на высоте 2750 м [Варданянц, 1929, с. 8]. В период 1882-1927 гг. конец ледника опустился на 38 м по вертикали. Значит, согласно рельефу, ледник за этот период наступил на 215 м со средней скоростью 4,7 м в год.

В 1935 г. В. Гейброк определил конец ледника №268 на высоте 2643 м [Гейброк, 1937, с. 992]. Он не смог объяснить причину такого резкого опускания нижней точки ледника и его удлинения в период деградации оледенения. А это могло произой-

ти только в результате подвижки этого ледника. В статье В. Гейброка представлены фотографии, по которым видно, что к 1935 г. у ледника №268 Цажуи произошло отчленение притоков и образование из них самостоятельных ледников № 268г и № 268д (индексы этим ледникам присвоены нами в соответствии с принятыми в Каталоге [Цома, Дробышев, 1977] правилами). От ледового притока, спускавшегося с горы Архон и ее северо-восточного гребня, остались только отдельные полосы льда и устьевая ледовая ступень. Под устьевой ступенью на поверхности ледника №268 выделяется ледовый холм значительных размеров, названный В. Гейброком «ложно надвинутым глетчером» и «трапецией» [Гейброк, 1937, рис. 5 и 6 между сс. 990 и 991]. При попытке объяснить происхождение этого образования В. Гейброк не обратил внимания на то, что оно находится на ригеле, образованном надвигом [по Васькову и др., 2011, рис. 1, с. 63]. Ригель является препятствием, перед которым происходит торможение ледового потока и его накопление. А с ригеля происходит сброс и образование ледового обрыва – ледовой ступени, что хорошо видно на фотографии В. Гейброка [Гейброк, 1973, рис. 6 между сс. 990 и 991]. Ледовая ступень и сейчас хорошо выделяется на том же месте. На этой же фотографии видно, что под ледовой ступенью вся поверхность ледника имеет рыхлый неровный рельеф и покрыта сплошным нагромождением обломков. Все это свидетельство того, что именно в эту часть ледника №268 произошел обвал с его ледового притока, спускавшегося с горы Архон и ее северо-западного гребня.

По состоянию на 1969 г. В. Д. Панов дает следующие данные: в истоках р. Цажуидон «...имеется пять ледников общей площадью 1,06 км². Основным ледником в долине является карово-долинный Цазги (№46) (Цажуи – Р. Т.) площадью 0,7 км² и длиной 1,7 км... Язык ледника оканчивается на высоте 3360 м». За период 1882-1969 гг. произошло уменьшение площади оледенения ледника №45 на 0,2 км², а остальных четырех ледников – на 2,82 км² [Панов, 1971, с. 177]. Но если ледник №46 заканчивался бы на высоте 3360 м, то его длина была бы менее 0,5 км. А если этот ледник имел длину 1,7 км, то он должен был бы оканчиваться на высоте около 2900 м, то есть там, где находится ледовая ступень на ригеле.

К 1970 г., по данным Каталога ледников СССР, в бассейне р. Цажуидон было только три ледника. Причем ледник №268 (№46 по В. Д. Панову, 1977) был длиной 2,8 км (от вершины горы Архон), площадью 2,6 км², конец ледника на высоте 2740 м. Ледник № 268а (№45 по В. Д. Панову, 1977) длиной 0,4 км, площадью 0,1 км², конец ледника на высоте 3250 м. Ледник № 268б (№ 47б по В. Д. Панову, 1977) длиной 0,6, площадью 0,1 км², конец ледника на высоте 2950 м. Общая площадь оледенения составляла 2,8 км² [Цома, Дробышев, 1977, с. 22-23, 55].

Такое несоответствие данных, указанных в этих работах практически для одного и того же времени, позволяет сделать следующее предположение: В. Д. Панов физически не смог получить данные о высоте окончания всех ледников бассейна р. Терек на период 1969 г., поэтому использовал данные о леднике №46 (№268 по Каталогу) за более ранний период наблюдений.

Что касается сокращения длины ледника до 1,7 км, то оно могло произойти при следующих обстоятельствах. При ледовом обвале произошла перегрузка ледника на ригеле. Из-за перегрузки языка ледника произошел его отрыв по ригелю с последующей подвижкой. Это видно на фотографии В. Гейброка по строению поверхности ледника, расположенной ниже ригеля [Гейброк, 1937, рис. 6]. При подвижке вся эта масса льда перекрыла нижерасположенное дно долины, что привело

к быстрому наступанию ледника на 1,2 км. К 1935 г. нижняя часть отложений ледовой подвижки растаяла, и ледник отступил на 730 м. Высоту конца ледника, 2643 м определил В. Гейброк [Гейброк, 1937]. Далее, в период с 1935 г. до времени проведения измерений В. Д. Пановым, отложения обвала растаяли полностью. Ледник сократился еще на 770 м, и его конец находился уже на ригеле. Только впоследствии таких изменений длина ледника могла сократиться до 1,7 км.

В последующий период началась активизация этого ледника. Возможно, она явилась следствием снижения высоты фирновой линии: «В последние годы (1965–1970) высота фирновой линии понизилась на 50–60 м по сравнению с 1950–1955 гг.» [Цома, Дробышев, 1977, с. 10]. В результате этого ледник № 268 активизировался, преодолел ригель и начал наступать. В период со времени проведения измерений В. Д. Пановым до 1970 г. было два его наступания. Об этом свидетельствуют две четко выраженные вложенные морены напора, окончания которых расположены в ледниковом трое на высотах 2730 м и 2740 м, на удалении, соответственно, 980 м и 920 м от ригеля. На высоте 2740 м ледник оканчивался в 1970 г. [Цома, Дробышев, 1977]. Значит, последнее из этих наступаний закончилось в 1970 г. Быстрые наступания ледника на такие большие расстояния могли произойти только в результате подвижек.

На фотографии 1980 г., предоставленной А. Л. Комжей, видно, что ледники № 268в, № 268г и № 268д не являются притоками ледника № 268.

На аэрофотографиях 1987 г. видно, что в бассейне р. Цажиудон 5 ледников.

Вышеприведенные данные за период 1935–1987 гг. никак не согласуются с отображением ледников и снежников на топографических картах различных масштабов, изданных в период с 1964 по 2010 гг. На всех этих картах в верховьях р. Цажиудон изображен только один ледник с многочисленными притоками. Длина этого ледника около 4,5 км, площадь около 5 км², конец ледника на высоте 2375 м. Такое отображение снежно-ледовых полей на больших высотах можно объяснить проведением топографической съемки в первой половине лета, когда еще не растаяли сезонные снежники. А отображение ледника, спускающегося до высоты 2375 м, опять приводит к выводу, что на этом леднике была подвижка или ледовый обвал. Последствия этой подвижки или обвала были в то время нанесены на карту, но необходимые коррективы относительно этой территории во все последующие издания топографических карт не вносились. К сожалению, в различных фондах и архивах г. Владикавказ аэрофотографии и топографические карты 1930–1960 гг. не сохранились.

В 2010 г. И. М. Васьков с соавторами провели полевые исследования оледенения и экзогенных процессов в бассейне р. Цажиудон [Васьков и др., 2011]. По всей видимости, эти авторы не были знакомы с вышеприведенными материалами, а в своих исследованиях руководствовались только одной из упомянутых топографических карт. И. М. Васьковым с соавторами приводится описание одного ледника и параметрические характеристики шести каменных глетчеров. При сравнении изображения ледника на топографической карте и результатов своих полевых исследований 2010 г., эти авторы пришли к целому ряду ошибочных выводов, в частности:

1. В период с 60-х годов XX в. «ледник Цазгиу оторвался от своих притоков, в результате чего его площадь сократилась на 47%, а объем уменьшился почти в четыре раза» [Васьков и др., 2011, с. 66].

2. Площадь оледенения сократилась с 5,7 км² до 3,3 км² [там же, с. 62]. Но этот ледник уже в 1882 г. имел площадь 4,22 км² [Подозерский, 1911], а его «отрыв от

своих притоков» впервые произошел еще до 1935 г. [Гейброк, 1937, фото между сс. 990 и 991].

Между тем, в результате проведенных нами исследований установлено, что сейчас в верховьях бассейна р. Цажиудон расположено 5 ледников и 6 каменных глетчеров (рис. 1, фото 1).

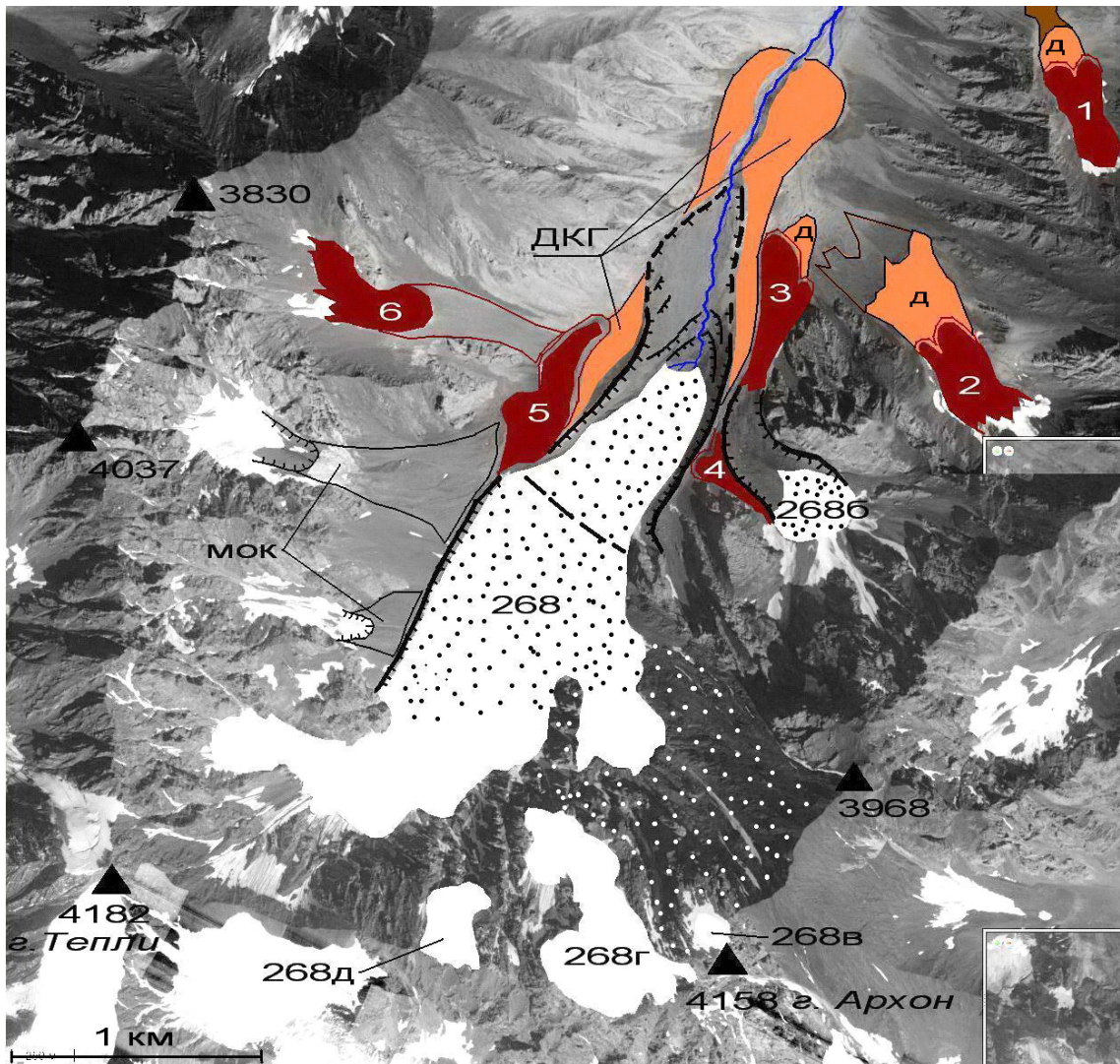


Рис.1. Ледники и каменные глетчеры бассейна р. Цажиудон. 268, 268б, 268в, 268г, 268д – ледники; черными точками обозначены сильно заморенные части ледников; 1-5 – активные каменные глетчеры; д – их древние генерации; дкг – древний каменный глетчер архызского перерыва; пунктирная линия – ригель. Белыми точками обозначено бывшее местоположение обвалившегося ледового притока. Дешифрированный космоснимок 2008 г. Roscosmos geo sasgis.ru.

Карово-долинный ледник №268 Цажиу начинается в небольшом верхнем каре восточной экспозиции под вершиной 4029,3 на высоте 3500 м. С высоты 3050 м вся поверхность ледника покрыта сомкнутой мореной. Уже с высоты 3100 м с левого борта ледник ограничен достаточно хорошо выделяющейся береговой мореной. Эта морена свидетельствует о том, что ледник уже давно практически не получает питания с левого борта восточной экспозиции.

Основное питание ледник получает в виде схода снежных лавин в тыловой части и с правого скального борта северной и северо-западной экспозиций. В интер-

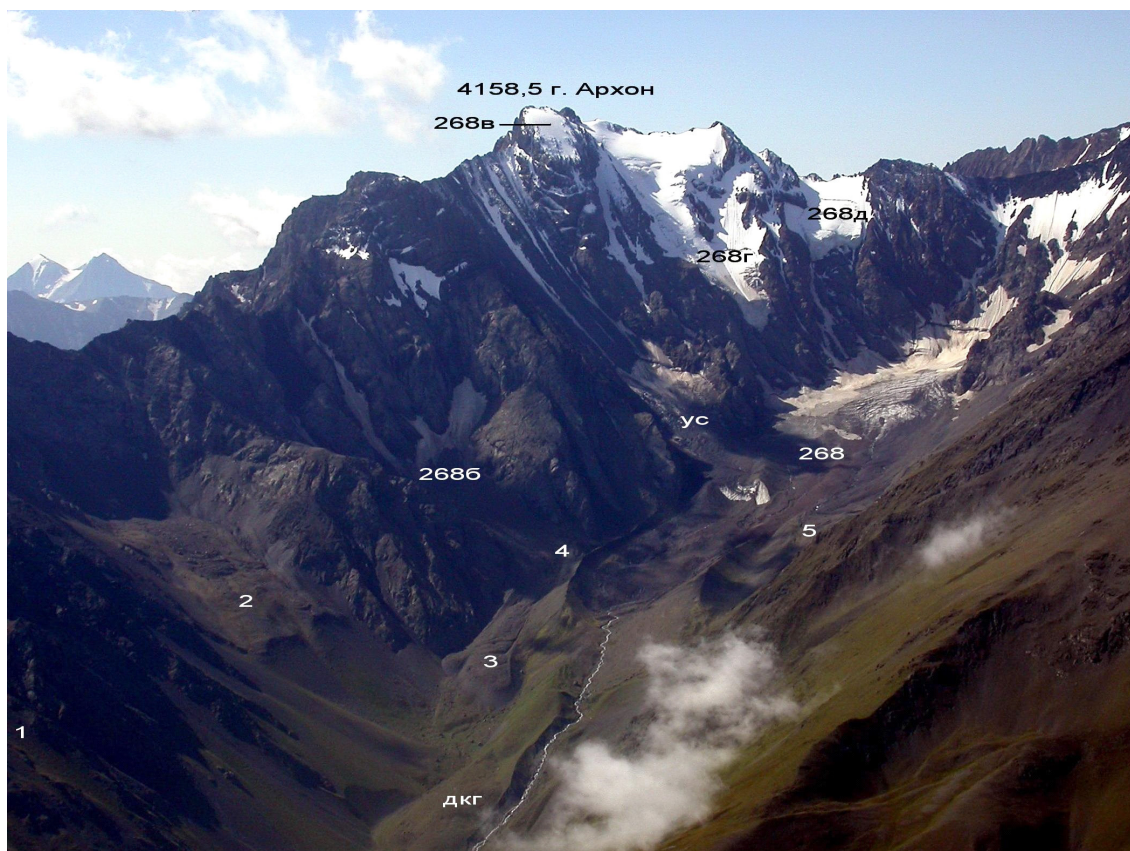


Фото 1. Ледники и каменные глетчеры бассейна р. Цажидон. 268, 268б, 268в, 268г, 268д – ледники; 1-5 – активные каменные глетчеры; дкг – древний каменный глетчер архызского перерыва; ус – устьевая ступень обвалившегося притока. Бывшее местоположение обвалившегося ледового притока выделено вертикальной штриховкой (аэрофото МЧС и НПП ИнфоТЕРРА. 08.2003)

вале высот 3200-3100 м на поверхность ледника № 268 происходят ледовые обвалы с висячих ледников № 268г и № 268д, расположенных на правом борту (фото 2). Поэтому ледник Цажидон, как и ледник Колка, отличается ассиметричным питанием и, как следствие этого, ассиметричным строением. Ледник сосредоточен под правым бортом. Поверхность правой части потока заметно выше поверхности левой части потока.

В интервале 3100-2940 м в ледник № 268 впадает правый поток льда, начинающийся на высоте 3300 м. По его строению видно, что это устьевая ступень когда-то бывшего здесь мощного потока льда, спускавшегося по скалам крутизной около 50° с вершины 4158,5 горы Архон и ее северо-восточного гребня (рис. 1, фото 1). Этот ледовый приток показан на картах К. И. Подозерского [Подозерский, 1911] и Г. Мерцбахера [Merzbacher, 1901]. Именно этот приток и обвалился в период 1927—1935 гг. В максимальную фазу алибекского оледенения (т. н. «малый ледниковый период», или стадия фернау альпийской системы) спускающийся с правого борта мощный приток льда вызвал резкое возрастание мощности основного потока, отмеченное В. Гейброком [Гейброк, 1937].

Чуть ниже впадения устьевой ступени, на высоте около 2900 м, правая часть основного потока образует отвесный ледовый сброс, после которого поверхность льда и мощность потока резко падают. На фотоснимках 1935 г. и 1980-2008 гг. видно, что расположение этого сброса не меняется. Как сказано выше, этот сброс маркирует



Фото 2. Ледовый обвал с ледника № 268 г. (фото Р. Тавасиева. 27.07.2007)

ригель кара, образованный надвигом. Чуть ниже ригеля, от скалы, ограничивающей правую часть потока, начинается правая береговая морена. Дальше язык ледника спускается между береговыми моренами. Его поверхность становится вогнутой, покрыта мощной поверхностной мореной. На поверхности наблюдается сеть эрозивных врезов поверхностных водотоков, термокарстовых понижений и воронок. На удалении 740 м от ригеля расположено сильно замороженный выемчатый конец языка ледника – выемка диаметром около 120 м имеет полуовальную форму. Ледового грота нет. Из-под льда выемчатого окончания языка вытекает несколько истоков р. Цажиудон, которые в пределах зандрового поля выемки сливаются в единый поток. По космоснимкам RoscosmosGeo (<http://sasgis.ru>) в программах SASPlanet и Google Планета Земля нами была определена высота конца ледника в 2008 г. – 2770 м. За период 1970-2008 гг. ледник отступил на 190 м со средней скоростью 5,1 м в год.

В 2008 г. ледник № 268 Цажиу был длиной 2,7 км, площадью около 1,2 км², верхняя точка ледника 3500 м, нижняя – 2770 м.

Как уже отмечено выше на высотах 2740 м и 2730 м расположены хорошо сохранившиеся вложенные морены последних подвижек (фото 3). Еще ниже, под самым гребнем левой береговой морены, расположены плохо сохранившиеся остатки других вложенных морен. Она из них, по всей вероятности, маркирует наступание ледника в период 1927-1935 гг.

Береговые морены максимальной фазы алибекской стадии оледенения продолжают вниз по ущелью. На высоте 2640 м они сходятся в конечный моренный вал – это так называемые морены 50-х годов XIX в. В то время ледник был длиной

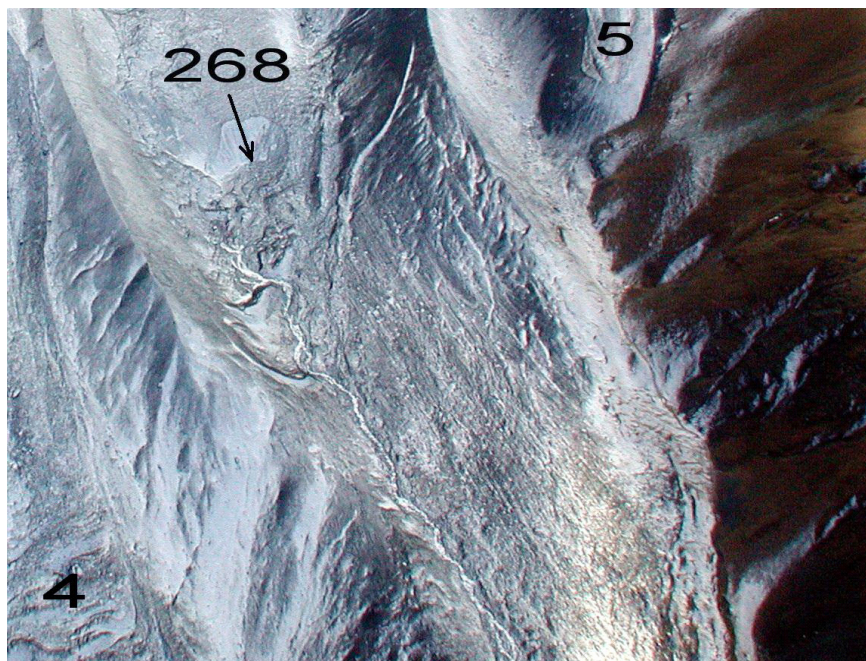


Фото 3. Трог ледника №268. Отчетливо видны следы ледового обвала и подвижки – разрушенные береговые морены и экзарационные борозды между ними. Стрелкой показано окончание ледника №268 в октябре 2001 г. Ниже его окончания видны вложенные морены, маркирующие подвижки ледника. 4 и 5 – активные каменные глетчеры и их номера (аэрофото НПП ИнфоТЕРРА. 30.10.2001).

около 4 км и площадью около 5 км². Как уже отмечено выше, в 1882 г. конец ледника был на высоте 2788 м [Подозерский, 1911]. Расстояние от конечной морены 50-х годов XIX в. до высоты 2788 м составляет 830 м. Значит, за этот период, примерно за 30 лет, ледник отступил на 830 м. Средняя скорость его отступления была около 27,7 м в год. Эти расчеты подтверждаются тем, что на протяжении около 90 м выше конечной морены частично сохранились четыре вложенные годовые морены отступления. Расстояние между ними от 25 до 30 м. Большие скорости отступления во второй половине XIX века отмечены и для других долинных ледников Северной Осетии [Тавасиев, 2010].

Но по всей остальной поверхности этой части трога прослеживаются многочисленные продольные экзарационные борозды. На протяжении около 500 м береговые морены сильно разрушены (фото 3). Выше перечисленные факты позволяют сделать окончательный вывод о том, что в период 1927-1935 гг. с горы Архон (4158,5) и ее северо-восточного гребня произошел ледовый обвал, вызвавший подвижку нижней части ледника №268. Площадь обвалившегося ледового притока была около 0,5 км², предполагаемый объем – около 10 млн. м³. Обвалившаяся масса льда устремилась вниз по ущелью. Основной поток льда, не уместившись по ходу движения между сужающимися к низу береговыми моренами, разрушил их окончания на протяжении около 500 м. Особенно сильно разрушена правая береговая морена, которая из-за поворота трога к левому борту больше препятствовала прямолинейному движению ледовых масс. Такое же наблюдалось при катастрофическом сходе ледника Колка в 2002 г., когда основная масса обвала не вписалась в левый поворот трога, а прошла через его правую береговую морену.

При прохождении ледовой массы по дну трога ледника №268 Цажу произошло выпахивание экзарационных борозд, которые и сейчас выделяются в рельефе (фото 3). Частично разрушив береговые морены и перевалив через них, ледовые массы отложились на поверхности расположенного под моренами древнего каменного глетчера и прилегающем дне долины. Общая протяженность ледовых отложений составила 3,2 км, площадь – около 1,5 км², а длина ледника увеличилась на 1,2 км. По всей видимости, очередная топографическая съемка проводилась в то время, когда эти отложения еще не растаяли и их нанесли на карту как ледник. Поэтому на картах, составленных по материалам этой съемки, ледник №268 Цажу имеет такой длинный язык и оканчивается на высоте 2375 м.

В последующие издания топографических карт, вплоть до 2010 г., изменения и исправления относительно этой территории не вносились. Исключение составляет только карта горного туриста В.Г. Ляпина, составленная по материалам собственных наблюдений и изданная в 2007 г. На этой карте довольно точно отображена современная обстановка оледенения и правильно дано название реки «Цажудон» [Ляпин, 2007].

По состоянию на 2010 г., в бассейне р. Цажудон расположено 5 ледников общей площадью 1,49 км² (рис. 1, фото 1).

В настоящее время с концов ледников № 268г и № 268д на ледник №268 периодически происходят ледовые обвалы объемом до 10 тыс. м³.

Каменные глетчеры

По данным И.М. Васькова и др. в бассейне р. Цажудон находится 6 каменных глетчеров. В их статье даны параметрические характеристики этих каменных глетчеров [Васьков и др., 2011, стр. 65, табл. 1]. Наши данные значительно отличаются от данных этих авторов. Каменные глетчеры, выделенные этими авторами под №2 и №3, на самом деле являются морено-осыпными конусами с экзарационными ложбинами в верхней части [Докукин, 1993]. Для остальных каменных глетчеров, кроме №1, параметрические характеристики даны не верно. Эти авторы не заметили еще два каменных глетчера.

Наши данные

Каменный глетчер №1 (№6 [Васьков и др., 2011]) каровый расположен под северо-западными скалами высоты 3462,0. Он формируется в осыпях на высоте 3000 м и спускается вниз двумя потоками. На высоте 2900 м он оканчивается двумя расширяющимися лопастями со свежими незадернованными фронтальными и боковыми откосами. На его поверхности хорошо просматриваются поперечные дугообразные валы. Хорошо выраженные формы и свежие откосы говорят о том, что это активный каменный глетчер алибекской стадии оледенения (стадия фернау). Его наибольшая длина 420 м, наибольшая ширина 215 м, площадь около 0,12 км² (фото 4).

Далее, вниз по склону, расположена его древняя генерация исторической стадии оледенения (стадия эгессен). Она оканчивается одной лопастью с хорошо выраженным фронтальным откосом на высоте 2820 м. Вся эта генерация зарастает травянистой растительностью. Ее видимая длина 230 м.

Еще ниже по склону расположена древняя генерация аманузской стадии оледенения (стадия даун). Спускаясь вниз, она постепенно суживается и на высоте



Фото 4. Правый борт ущелья р. Цажиудон. 1 – каменный глетчер №1; Б – генерация исторической стадии; В – генерация аманаузской стадии. Фото Р. Тавасиева 27.07.2007.

2700 м заканчивается двухлопастным фронтальным уступом. Эта генерация полностью заросла травянистой растительностью. Ее видимая длина около 180 м. Общая площадь древних генераций около 0,03 км². Общая длина всех генераций 720 м, площадь — около 0,15 км².

Каменный глетчер №2 (№5 [Васьков и др., 2011]) каровый расположен в каре на северо-запад от высоты 3505,0. По всей вероятности он находится там, где находился ледник №476 [Панов, 1971]. Этот глетчер начинается на высоте 3100 м двумя параллельными потоками. На высоте 3000 м на его поверхности достаточно хорошо выделяется свежий фронтальный откос. На окончании поверхности этой генерации уже хорошо выделяются поперечные дугообразные валы. Длина этой генерации 450 м, площадь 0,1 км².

Далее, вниз по склону расположена генерация исторической стадии оледенения. Ее двулопастной фронтальный уступ расположен на высоте 2860 м. Частично зарастающие фронтальные откосы спускаются почти на дно ущелья, до высоты 2700 м. Наибольшая длина этой генерации 540 м, площадь 0,15 км². Общая длина всего активного каменного глетчера 990 м, площадь около 0,25 км².

Каменный глетчер №3 (№4 [Васьков и др., 2011]) долинный северо-восточной экспозиции расположен на дне долины под правой береговой мореной ледника №268. Это активный каменный глетчер аманаузской стадии оледенения. Он формируется из моренных отложений ледника №268б на высоте 2780 м. На высоте 2640 м расположен его двулопастной фронтальный уступ, причем левая лопасть на много шире и длиннее правой. Заканчивается этот глетчер свежим фронтальным откосом на высоте 2613 м. Его длина 580 м, площадь около 0,06 км². Под этим каменным глетчером расположена его древняя генерация. Длина видимой ее части 150 м. Общая длина всего каменного глетчера 630 м, площадь 0,06 км².

Каменный глетчер №4 сформировался из осыпей и откоса левой береговой морены ледника №268 на ее повороте у самого дна ущелья. Этот глетчер начинается на высоте 2930 м и спускается на дно долины, где упирается в правую береговую морену ледника №268. Оканчивается он на высоте 2850 м. Это активный ассиметричный каменный глетчер. Его длина 250 м, площадь 0,01 км².

Каменный глетчер №5 активный долинный образовался при деградации и перерождении западного языка ледника №268 Цажиу (фото 2). Он расположен в интервале высот 2950—2810 м, имеет длину около 640 м, площадь около 0,07 км². На всем его протяжении четко выражены боковые откосы и заканчивается он фронтальным уступом высотой около 50 м.

Каменный глетчер №6 (№1 [Васьков и др., 2011]) каровый юго-восточной экспозиции расположен по левому борту ледника №268 (фото 5). Он формируется из осыпей в каре под вершиной 3830,9. Начинается этот глетчер на высоте 3500 м, его фронтальный уступ находится на высоте 3200 м, а окончание фронтальной осыпи — на высоте 2870 м. Фронтальная осыпь спускается на дно ущелья, где частично достает до левой береговой морены левого языка ледника №268. Длина его поверхности 580 м, фронтальной осыпи — 480 м. Фронтальный откос отличается большой высотой — 430 м. По свежему откосу и незадернованной поверхности видно, что этот активный каменный глетчер алибекской стадии оледенения. Общая длина всего каменного глетчера 1060 м, площадь — 0,32 км².

Из-под каменного глетчера №5 вниз по ущелью на протяжении 1,6 км расположен древний каменный глетчер времен архызского перерыва в оледенении (фото 1). В верхней части он разрушен наползшим на него в алибекское оледенение ледником №268, а ниже, на протяжении последних 650 м, он рассечен глубоким эрозионным врезом стекающего с ледника водного потока. Площадь этого каменного глетчера 0,5 км². Из-под его окончания вытекает еще один водный поток. Через 175 м оба потока сливаются на высоте 2375 м и образуют реку Цажиудон.

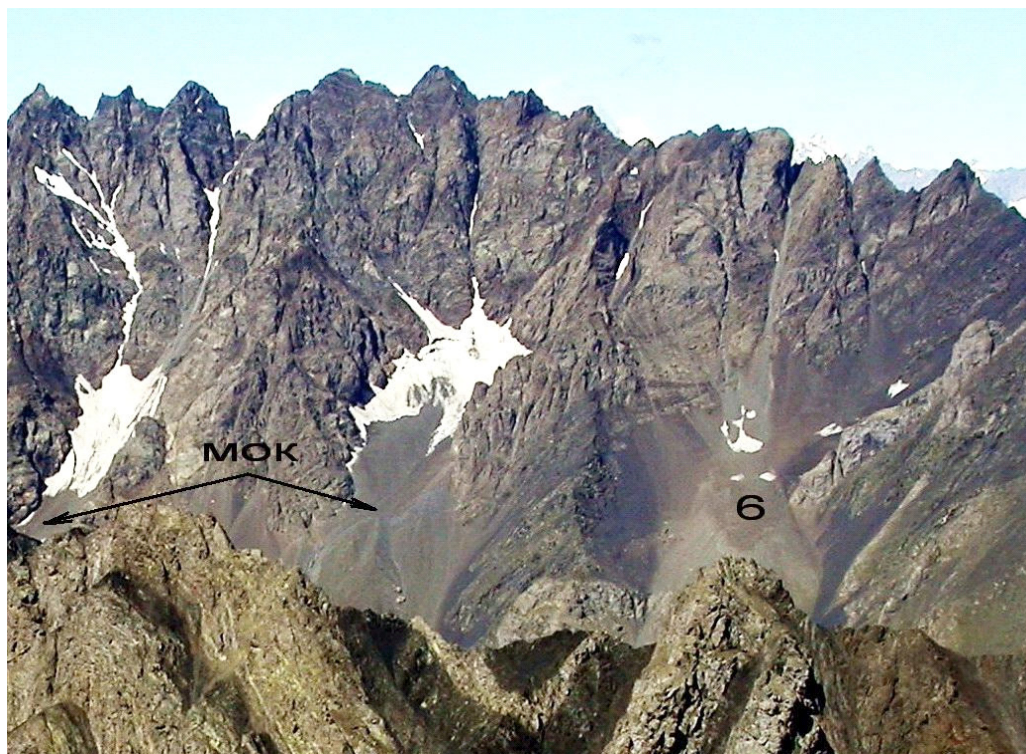


Фото 5. Левый борт ущелья р. Цажиудон. Аэрофото МЧС и НИП ИнфоТЕРРА 08.2003

Определить величину наступания каменных глетчеров бассейна р. Цажиудон за период 2002—2008 гг. по космоснимкам не удалось из-за очень малых скоростей их движения.

В результате проведенных исследований установлено, что в бассейне р. Цажиудон расположено 6 активных каменных глетчеров общей площадью 0,68 км², их древние генерации площадью 0,46 км² и древний каменный глетчер времен архызского перерыва площадью 0,5 км². Общая площадь всех каменных глетчеров бассейна р. Цажиудон равна 1,64 км² (рис. 1, фото 1).

В расположении каменных глетчеров бассейна р. Цажиудон выявлена определенная закономерность. На прогреваемом склоне восточной экспозиции каменный глетчер начинается с высоты 3500 м, а на северо-западных теневых склонах они начинаются на высотах 3000-3050 м.

По мере деградации оледенения ледники, расположенные дальше от центра оледенения на более низком гипсометрическом уровне, раньше начали перерождаться в каменные глетчеры. Поэтому чем дальше удалены каменные глетчеры от центра оледенения, тем больше у них ряд древних генераций предыдущих стадий оледенения.

Следы древнего оледенения

Ниже по ущелью, на удалении 1 км от окончания древнего каменного глетчера архызского перерыва, на протяжении около 300 м, в интервале высот 2300—2280 м, расположена конечная морена ледника Цажиу исторической стадии оледенения. В историческую стадию оледенения этот ледник был длиной около 4,9 км. В понижении между левым бортом ущелья и мореной расположено озеро полуовальной формы наибольшей длиной 54 м.

Еще ниже по ущелью, на удалении 710 м от окончания морены исторической стадии, на протяжении около 550 м, в интервале высот 2220—2130 м, расположена конечная морена ледника Цажиу аманаузской стадии оледенения (фото 6). В то время ледник был длиной около 6,1 км. Сейчас на этой морене расположен пастуший кош. По левому карману морены и далее по правому борту ущелья видна геологическая дорога, поднимающаяся серпантинном к штольне.

И. М. Васьковым с соавторами эти морены безосновательно приняты за «коллювиально-гляциальные отложения (завальные тела)», «следы небольших ледово-каменных обвалов» [Васьков и др., 2011, с. 63, 65]. Но эти и другие древние морены бассейна р. Цажиудон еще раньше были отмечены многими авторами [Варданянц, 1932; Виленкин, 1964; Агibalова, Виленкин, 1973].

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. По окончанию морен определена высота конца ледника №268 в максимальную фазу алибекской стадии оледенения (50-е годы XIX в.). Тогда этот ледник оканчивался на высоте 2640 м, был длиной около 4 км, площадью около 5 км².

2. В период с 50-х годов XIX века по 1882 г., примерно за 30 лет, ледник отступил на 830 м. Средняя скорость его отступления составила около 27,7 м в год.

3. В период 1882-1927 гг. ледник наступил на 215 м со средней скоростью 4,7 м в год, а его конец снизился на 38 м.

4. В период 1927-1935 гг. с вершины горы Архон и ее северо-восточного гребня произошел ледовый обвал площадью 0,5 км². Предполагаемый объем обвала около 10 млн. м³. Обвал вызвал подвижку нижней части ледника №268 Цажиу. Транзит ледовых масс составил 3,2 км, площадь отложений обвала – около 1,5 км². В резуль-



Фото 6. Древняя морена аманаузской стадии оледенения. Фото Р. Тавасиева 27. 07.2007

тате этой подвижки ледник увеличился в длину на 1,2 км, а его конец оказался на высоте 2375 м.

5. К 1935 г. нижняя часть этих отложений растаяла, ледник отступил на 730 м, до высоты 2643 м.

6. К 1935 г. при деградации ледника №268 Цажиу произошло отчленение его притоков и образование из них самостоятельных ледников № 268в, 268г и 268д.

7. В последующие годы все отложения подвижки растаяли, и ледник сократился на 1,5 км. Его окончание было на ригеле, на высоте около 2900 м.

8. После этого началась активизация ледника №268, при которой произошли две подвижки. При первой подвижке ледник спустился до отметки 2730 м, его длина составила около 3 км. При втором наступании, которое закончилось в 1970 г., ледник спустился до отметки 2740 м и стал длиной около 2,9 км.

9. За период 1970-2008 гг. ледник №268 Цажиу отступил на 190 м, со средней скоростью 5,1 м в год. В 2008 г. этот ледник начинался на высоте 3500 м, заканчивался на высоте 2770 м, имел длину 2,7 км, площадь около 1,2 км².

10. Большая часть поверхности ледника №268 Цажиу покрыта сплошной поверхностной мореной, сильно замедляющей таяние льда. Из-за этого сокращение его длины происходит в основном за счет таяния в тыловой части. К тому же, в период 1882-2010 гг. на леднике №268, кроме обвала, было несколько периодов наступания и подвижек. В результате этого ледник №268 Цажиу сейчас оканчивается ниже, чем в 1882 г.

11. За период 1882-2010 гг. площадь оледенения этой территории сократилась на 2,73 км² или на 65%.

12. Деградация оледенения в бассейне р. Цажиудон продолжается. В ближайшие годы, по всей видимости, растает ледник № 268 в.

13. Выше приведенные данные позволяют сделать окончательный вывод о том, что ледник № 268 Цажиу относится к пульсирующим ледникам.

14. В бассейне р. Цажиудон расположено 6 активных каменных глетчеров общей площадью 0,68 км², их древние генерации площадью 0,46 км² и древний каменный глетчер времен архызского перерыва площадью 0,5 км². Общая площадь всех каменных глетчеров бассейна р. Цажиудон равна 1,64 км².

15. В расположении каменных глетчеров бассейна р. Цажиудон выявлена определенная закономерность. На прогреваемом склоне восточной экспозиции каменный глетчер начинается с высоты 3500 м, а на северо-западных теневых склонах они начинаются на высотах 3000-3050 м. Чем дальше удалены каменные глетчеры от центра оледенения, тем больше у них ряд древних генераций предыдущих стадий оледенения.

Литература

1. Агибалова В. В., Виленкин В. Л. Среди вечных снегов и ледников. – Орджоникидзе: Ир, 1973. – 142 с.
2. Варданыц Л. А. О древнем оледенении северного склона Центрального Кавказа (Горная Осетия) // Изв. гос. Русск. геогр. о-ва. – 1929. – Т. 61. – Вып. 1. – С. 3-24.
3. Варданыц Л. А. Эпоха оледенений в Горной Осетии (Центральный Кавказ) // Изв. Гос. геогр. о-ва. – 1932. – Т. 64. – Вып. 6. – С. 499-537.
4. Васьков И. М., Валиев А. Л., Мотозюк Г. К. Современное состояние ледников и экзогенных процессов в долине реки Саджилдон, Центральный Кавказ // Гео-Риск. – 2011. – № 2. – С. 67-67.
5. Виленкин В. Л. О сохранности следов бакинского и хазарского оледенений на северном склоне Большого Кавказа (Северная Осетия) // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. – 1964. – Т. 96. – Вып. 4. – С. 313-320.
6. Гейброк В. О результатах научной поездки по Центральному Кавказу. Часть III. Области Адай-хох и Тепли // Изв. Гос. геогр. о-ва. – 1937. – № 6. – С. 975-1002.
7. Докукин М. Д. Типы моренного рельефа и селевая опасность (на примере северного склона Центрального Кавказа). /Дисс. на соиск. уч. ст. к.г.н. Высокотгорный Геофизический институт. Нальчик 1993. 216 с.
8. Ляпин В. Г. Схема взаимного расположения вершин и перевалов Большого Кавказа. К-38-41-б горный массив Тепли. Масштаб 1:50000. – Карта, 2007.
9. Панов В. Д. Ледники бассейна р. Терек. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 296 с.
10. Подозерский К. И. Ледники Кавказского хребта // Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. о-ва. – 1911. – Кн. 29. – Вып. 1. – С. 1-200.
11. Тавасиев Р. А. Пульсирующий ледник Мосота в Дигории (Центральный Кавказ) / Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа // Тр. 2 Междунар. науч-практ. конф., посвящ. 10-летию со дня создания Владикавк. науч. центра РАН и Правительства РСО-А. – Владикавказ, 2010. – С. 225-235.
12. Цагаева А. Дз. Топонимия Северной Осетии. Часть II (Словарь географических названий). – Орджоникидзе: Ир, 1975. – 563 с.

13. Цомая В. Ш., Дробышев О. А. Каталог ледников СССР. Том 8. Северный Кавказ. Часть 10. Бассейны рек Фиагдона и Гизельдона; Часть 11. Бассейн верховьев р. Терек. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 71 с.

14. Merzbacher Gottfried, Dr. Aus den Hochregionen des Kaukasus. – 2 vol. – Leipzig, 1901. – Karte des Kaukasischen Hochgebirges Vom Passe Godiwzik bis zum Archotis-mta.

GLACIERS END ROCK GLACIERS IN THE BASIN OF RIVER TSAZZIUDON (THE CENTRAL CAUCASUS)

R. F. Tavasiev, Deserve Rescuer of the Russian Federation

North-Ossetian Searching and Rescue Detachment of Ministry of Emergency Measures of Russian Federation. Vladikavkaz, Russia, e-mail: tavasglacio@mail.ru

In the basin of R. Цажиудон on when single glacier were ice avalanches and progress. Due to the degradation of glaciers saw the collapse of the glacier on 5 separate glaciers. In addition to the glaciers revealed 6 rock glaciers.

Keywords: glacier, stone glaciers, ice avalanches, ice drifts, degradation of glaciation.

УДК 550.34

ПРОСТЫЕ ВЫЧИСЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ПАРАМЕТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ МЕТОДОМ ПАС.

© 2012 М.М. Шахрай, Я.М. Шахрай

Дагестанский филиал УРАН ГС, Россия, 367025, Махачкала,
e-mail: m_shahray@mail.ru

Разрабатываемый метод ПАС – метод попарного анализа сейсмограмм – позволяет, применяя простейшие вычисления по записанным на двух сейсмограммах данным об одном землетрясении, вычислить время в очаге t_0 и два соотношения между собой двух величин-характеристик землетрясения – соотношение скоростей $\frac{V_p}{V_s}$ и соотношение очаговых расстояний для двух станций $\frac{r_2}{r_1}$.

Ключевые слова: попарный анализ сейсмограмм, время в очаге, соотношение скоростей, очаговые расстояния, окружность Аполлония, коэффициент Пуассона, процесс коррекции данных, регистр единого секундного исчисления времени РЕСИВ.

Пусть нам даны времена вступления одного землетрясения по двум станциям P_1, S_1 и P_2, S_2 . Эти данные можно представить в виде уравнений:

$$P_1 = t_0 + \frac{r_1}{V_p}; \quad P_2 = t_0 + \frac{r_2}{V_p}; \quad (1), (2)$$

$$S_1 = t_0 + \frac{r_1}{V_s}; \quad S_2 = t_0 + \frac{r_2}{V_s}; \quad (3), (4)$$

$$\tau_1 = S_1 - P_1; \quad \tau_2 = S_2 - P_2. \quad (5), (6)$$

Здесь t_0 – время в очаге; r_1, r_2 – расстояния от очага до сейсмостанций 1 и 2; V_p, V_s – скорости P - и S -волн. Таким образом, мы вводим к дополнительному рассмотрению пять неизвестных величин: t_0 – общая для всех уравнений (1) – (4); r_1 – общая для уравнений (1), (3); r_2 – общая для уравнений (2), (4); V_p – общая для уравнений (1), (2); V_s – общая для уравнений (3), (4).

Уравнения (5), (6) однозначно определяют отношение возможных очаговых расстояний:

$$\boxed{\frac{\tau_2}{\tau_1} = \frac{r_2}{r_1} = k_{12}}. \quad (7)$$

В уравнении (7) отношение k_{12} является параметром для построения *окружности Аполлония* – геометрического места точек возможного расположения очага землетрясения. Точки локации станций 1 и 2 являются фокусами для окружности Аполлония (хотя окружность Аполлония не относится к коническим сечениям); их можно назвать фокусами Аполлония, расстояние a_{12} называется базой Аполлония, или просто базой. Данные окружности Аполлония. Радиус $R_{An} = a_{12} \frac{k_{12}}{k_{12}^2 - 1}$; центр окружности расположен на линии продолжения отрезка a_{12} , соединяющего стан-

ции 1 и 2, в сторону станции 1 на расстоянии $C = a_{12} \frac{1}{k_{12}^2 - 1}$ от нее. В случае $k_{12} = 1$ окружность Аполлония вырождается в прямую – перпендикуляр к середине базового расстояния a_{12} .

Для локации очага необходимо построение еще, как минимум, одной окружности Аполлония. При верном определении времен $\tau_i = S_i - P_i$ для разных станций все окружности должны пересекаться в одной точке – точке расположения очага.

Уравнения (1), (2), (3), (4) можно использовать двояким образом.

А) Исключая t_0 . При этом определяется отношение сейсмических скоростей $\frac{V_p}{V_s}$. Для этого необходимо вычесть (3) из (4) и (1) из (2), и результаты разделить друг на друга:

$$\boxed{\frac{V_p}{V_s} = \frac{S_2 - S_1}{P_2 - P_1}} \quad (8)$$

Уравнение (8) дает информацию о *текущем* значении коэффициента Пуассона, действующем на участке прохождения сейсмоволн от очага к местам записи во время землетрясения, по формуле [Справочник геофизика, 1966; Физические свойства горных пород и полезных ископаемых, 1984]:

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \right]$$

Б) Исключая $\frac{V_p}{V_s}$. При этом определяется время в очаге t_0 . Для этого необходимо переписать уравнения (1), (2), (3), (4) в более удобной форме:

$$\frac{S_2 - t_0}{P_2 - t_0} = \frac{V_p}{V_s};$$

$$\frac{S_1 - t_0}{P_1 - t_0} = \frac{V_p}{V_s}.$$

Отсюда, исключая $\frac{V_p}{V_s}$, получаем выражение для t_0 :

$$\boxed{t_0 = \frac{S_2 P_1 - S_1 P_2}{\tau_2 - \tau_1}} \quad (9)$$

Уравнение (9) является основным в процессе коррекции данных P_i , S_i , записанных разными станциями в неблагоприятных условиях и в формах записи, неудобных для правильного чтения и интерпретации. Для этого, во-первых, из ряда станций выделяется одна наиболее надежная пара станций и по их записям определяется наиболее точное значение t_0 . Станции, наиболее близкой к очагу (с наименьшими значениями P_i и S_i), присваиваем индекс 1: P_1 , S_1 . Во-вторых, во всем ряду станций определяется, какая из записей i -й станции, P_i или S_i , более надежно читается. В-третьих, трансформируя формулу (9), выводим (10) и вычисляем по одной из формул плохо читаемую величину, подлежащую коррекции:

$$\left. \begin{aligned} S_2 &= \frac{P_2(S_1 - t_0) - t_0\tau_1}{P_1 - t_0}, \\ P_2 &= \frac{S_2(P_1 - t_0) + t_0\tau_1}{S_1 - t_0}. \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Об отсчете времени. При обработке математическими методами всех, близких, далеких и очень далеких землетрясений, необходимо ввести в расчеты единое начало отсчета времени T_0 . В качестве такового удобнее всего пользоваться началом суток, в которых расположено начало события или ряда событий, подвергаемых обработке (или, при необходимости, начало одних из предшествующих суток). При этом мы часто работаем в РЕСИВе – *регистре единого секундного исчисления времени*.

Переход от формы стандартного исчисления времени $T_i = \{h_i : m_i : s_i\}$ к форме РЕСИВ $S_i = \{s_i\}$ производится простым переводом часов и минут в секунды и полным суммированием получаемых в результате этого секунд:

$$T_i = \{h_i : m_i : s_i\} \rightarrow S_i = \{s_i\} = \{3600h_i + 60m_i + s_i\}.$$

В некоторых калькуляторах, в частности, прежнего советского производства МК-61 и МК-52, имеются встроенные программы перевода стандартной формы регистрации времени $T_i = \{h_i : m_i : s_i\}$ в десятичную (по часам) форму $T_i = \{h_i, \dots\}$, где запятая играет роль знака десятичной дроби, а точки – десятичные доли от часа наличествующих минут m_i и секунд s_i . Для последующего перевода этой десятичной формы в форму РЕСИВ необходимо десятичные показания часов h_i, \dots умножить на $3600s/h$:

$$S_i = \{s_i\} = \{3600 \cdot h_i, \dots\}.$$

Обратный переход от формы РЕСИВ $\{s_i\}$ к стандартной форме $\{h_i : m_i : s_i\}$ осуществляется в обратном порядке:

$$\begin{aligned} \{h_i, \dots\} &= \frac{\{s_i\}}{3600}, \\ \{m_i, \dots\} &= \{h_i, \dots - h_i\} \cdot 60m/h, \\ \{s_i, \dots\} &= \{m_i, \dots - m_i\} \cdot 60s/m. \end{aligned}$$

Здесь через h_i и m_i обозначены целочисленные значения часов и минут.

Последние две операции на МК-61 и МК-52 производятся нажатием кнопки обратной команды $\{h_i, \dots\} \rightarrow \{h_i : m_i : s_i\}$.

Литература

1. Справочник геофизика. – Т. IV. – М., Недра, 1966. – 749 с.
2. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М.: Недра, 1984, 456 с.

SIMPLE CALCULATIONS SOME PARAMETERS OF EARTHQUAKE BY METHOD PAS

Shahray M.M., Shahray Ya.M.

Dagestan branch of Enterprise GS RAS, Russia, 367025, Makhachkala,
m_shahray@mail.ru

Develop method PAS – the method of Pair-wise Analysis of Seismograms – allows, using simple calculations on two seismograms recorded data on a single earthquake, calculate the origin time t_0 and two relations between the two values is the earthquake-characteristics - speed ratio V_p/V_s and the ratio of focal lengths for two stations r_2/r_1 .

Keywords: pairwise analysis of seismograms, origin time, the rate ratio, focal distance, the circle of Apollonius, the Poisson ratio, the process of correcting the data, register a single second of time calculation RESIV.

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

УДК 551.24 (234.9)

О ВОРОНКЕ ВЫБРОСА ЛЕДНИКА КОЛКА

© М. Г. Бергер, д.г.-м.н., проф.

Международный инновационный научно-технологический центр «Устойчивое развитие горных территорий»; Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а.
e-mail: berger7@rambler.ru

Показано существование воронки выброса на месте ледника Колка. Охарактеризованы основные особенности строения и морфологии этой воронки и дано их объяснение.

Ключевые слова: ледник Колка, катастрофа 2002 г., взрывоподобный направленный газодинамический выброс, воронка выброса.

Приступая к рассмотрению данного вопроса, начнем, прежде всего, с терминологии. Существующие на земной поверхности, как правило, крутостенные локальные отрицательные морфоструктуры небольшой глубины (обычно менее 100 м), имеющие в плане изометричную, эллипсоидальную, удлинённую или более сложную форму, независимо от их генезиса (далеко не всегда достоверно установленного), именуются обычно полостями, выемками, западинами, мульдами, воронками (особенно в отечественной литературе), кратерами (особенно в зарубежной литературе), иногда выбоинами и пр. В соответствии с таким положением, ниже все эти наименования рассматриваются в качестве равнозначных.

Соответственно, воронками выброса именуются отрицательные морфоструктурные образования (полости, выемки и т. п.), образующиеся при выбросе в его эпицентральной зоне (независимо от их морфологии и размеров, существенно варьирующих в различных случаях).

При изучении воронки выброса ледника Колка необходимо учитывать, что даже вскоре, даже на следующий день после выброса видимая воронка выброса по морфологии и размерам, как известно, может значительно отличаться от истинной, существовавшей сразу после выброса. Тем более должна отличаться от истинной воронка, наблюдаемая спустя длительное время после выброса, особенно учитывая сравнительно низкую сохранность льда в поверхностных условиях субнивальная зоны на современном этапе.

Например, как отмечает И. М. Васьков [Васьков, 2011, с. 138], «в 2002 г. правый борт выемки в леднике представлял собой крутую ледяную стену высотой до 15–25 м, которой в конце августа 2007 г. уже не было».

Основные причины отличий видимой воронки выброса от первоначальной (истинной) воронки выброса при взрывах на выброс, как известно, состоят в том, что процесс превращения истинной воронки в видимую во многих случаях сопровождается обратным падением в воронку части выброшенного материала, оползанием и обрушением бортов воронки, а также обрушением породы с окружающих склонов над воронкой выброса (при резко расчлененном рельефе в эпицентральной зоне выброса) и другими явлениями, ведущими к быстрому заполнению возникшей при выбросе первоначальной воронки. В результате этого глубина воронки уже в первые часы после выброса в некоторых случаях может уменьшиться в 2 раза и даже более. В случае же Колкинской катастрофы, интервал времени между выбросом ледника примерно в 20 часов 08 минут 20.09.2002 г. и первыми (дистанционными) исследованиями очага выброса составлял, как известно, около полусуток. Проведение же непосредственных наблюдений и измерений в очаге выброса из-за весьма интенсивных в первое время поверхностных газовыделений стало возможным лишь спустя много суток после выброса ледника.

В качестве одного из имеющихся весьма многочисленных подтверждений различий, существующих между первоначальными (истинными) и окончательными (видимыми) воронками выброса отметим, например, указанный А. Н. Ромашовым [Ромашов, 1980, с. 37] случай, когда глубина образовавшейся при взрыве на выброс первоначальной воронки достигала 270–280 м, а максимальная окончательная глубина видимой воронки выброса получилась равной 97 м. Более того, «при сильном обрушении склона видимая воронка практически полностью может отсутствовать» [Ромашов, 1980, с. 118].

В связи со сказанным необходимо также уточнить время, по состоянию на которое рассматриваются морфологические особенности и строение ложа ледника Колка.

При изложении фактов, характеризующих Колкинскую катастрофу 2002 г. (на которых только и может быть основано определение ее геодинамического типа, механизма протекания и причин), в частности, фактов, характеризующих воронку выброса ледника Колка, речь может идти, естественно, не о том, чего нет и что есть на месте ледника Колка, спустя годы после этой катастрофы, а о том, что было в 2002 г., сразу после выброса ледника. Именно об этих фактах будет идти речь в последующем изложении.

И еще одно необходимое замечание, касающееся методики выявления и изучения воронки выброса ледника Колка.

Размеры воронки выброса, как известно, в частности, в области изучения взрывов на выброс, измеряются на уровне первоначальной (существовавшей до выброса) свободной поверхности подвергшейся выбросу породы (в данном случае – свободной поверхности ледника Колка, включая его поверхностную морену). Поэтому воронку выброса ледника Колка следует искать не «на пустом ложе ледника», не где-то внутри этого ложа (и, разумеется, не задаваясь никакими априорными представлениями о ее морфологии, а также размерах и других признаках): само это обнажившееся после выброса ледника «пустое ложе» вместе с его бортами до отмеченного выше уровня, независимо от его размеров, формы и рельефа, представляет собой воронку выброса ледника Колка.

На основании имеющихся теоретических и эмпирических результатов изучения взрывоподобных (внезапных) газодинамических выбросов [Петухов, Линьков,

1983; Петросян, Иванов, Крупеня, 1983 и др.] и полученных М. Ю. Никитиным и другими исследователями фактических данных, характеризующих Колкинскую катастрофу [Никитин, Гончаренко, Галушкин, 2007; Никитин и др., 2006 и др.], а также с учетом представлений автора по данной проблеме [Бергер, 2007б, с. 58; Бергер, 2008, с. 130 и др.], имеются основания полагать, что выброс ледника Колка протекал пульсационно, неоднородно, с волнообразным перемещением непосредственного локального эпицентра максимальной активности выброса по площади ледника, распространившись в конечном итоге практически на всю его площадь. Возникшая же в итоге и сохранявшаяся в течение длительного времени общая (полная, суммарная) воронка выброса ледника Колка, по своей сути, представляет собой катастрофический трог в Колкинском цирке, возникший (открывшийся) вечером 20 сентября 2002 г. на месте выброшенного ледника, ограниченный боковыми линиями отрыва ледника и краевыми поперечными валами аккумуляции некоторой части обломочного ледово-каменного материала продуктов выброса.

Этот трог с момента его возникновения, естественно, постоянно подвергался тем или иным изменениям под воздействием аккумуляционных, денудационных, эрозионных, абляционных и других поверхностных процессов, в результате чего его современные и более ранние видимые морфологические и структурные особенности, безусловно, существенно отличаются от первоначальных, соответствующих истинной воронке выброса. Все это геологически очевидно, общеизвестно в области изучения взрывных и взрывоподобных явлений и, соответственно, должно учитываться при определении природы катастрофического выброса ледника Колка, при расшифровке и генетической интерпретации оставленных этим выбросом следов.

Поперечные же валы представляют собой не получившие полного развития, прежде всего, в силу исходной линейной специфики морфологии и геоморфологических особенностей ограничения этого трога фрагменты кольцевых валов, образующихся по периферии воронок выброса [Покровский, 1980; Бергер, 2012].

Вопрос о воронке (полости) выброса ледника Колка (прежде всего, о самом существовании этой воронки) приобрел в последнее время принципиальное значение в решении Колкинской проблемы – в расшифровке природы Колкинской катастрофы, определении ее геодинамического типа и механизма протекания. Собственно говоря, этот вопрос, при всей его безусловной важности, не имел бы столь принципиального значения, во всяком случае, не приобрел бы дискуссионного характера, если бы решением Колкинской проблемы занимались специалисты по взрывным явлениям – при ознакомлении с относящимися к данному вопросу фактами, само существование воронки выброса ледника Колка для них было бы очевидным. Однако (так уж получилось изначально и остается до сих пор) решением этой проблемы занимаются, в основном, специалисты в области географии (гляциологи, геоморфологи, климатологи) и селевых явлений. Они-то и придали вопросу о воронке (полости) выброса ледника Колка принципиальный и дискуссионный характер, заявив [Познанин, 2009 и др.], что на месте (или на пустом ложе) ледника Колка нет воронки выброса, и на этом основании, как некоторые из них, очевидно, полагают, опровергнув (или, как минимум, поставив под сомнение) взрывоподобный характер Колкинской катастрофы и ее газодинамическую природу. Все это лишь подтверждает справедливость высказанного автором [Бергер, 2007а] мнения об основной причине ошибок и разногласий в исследованиях Колкинской катастрофы.

В частности, одной из причин отрицания некоторыми гляциологами и селевиками существования воронки выброса ледника Колка, по-видимому, является недостаточное знание ими морфологических типов воронок выброса, которые, как известно, не обязательно имеют воронкообразную (конусовидную) форму или треугольное сечение, а могут быть, например, и плоскодонными, и даже иметь возвышение в центральной части (так называемую центральную горку). Более того, при откольном механизме разрушения и выброса горных пород, приводящем к образованию воронки выброса (а при газодинамическом выбросе именно такой механизм является основным), образующаяся воронка, в отличие от обычной взрывной воронки, имеет именно плоскую форму [Горное дело..., 1981, с. 65 и др.]. Такую же форму имеют и воронки, образующиеся при направленных взрывах на выброс.

В частности, как установлено при проведении экспериментальных взрывов на склонах (взрывов на сброс вблизи свободной наклонной поверхности), «воронки при взрывах на склоне характеризуются сравнительно плоским дном» [Ромашов, 1980, с. 88].

Обратимся, однако, к фактам.

Одним из наиболее очевидных и масштабных результатов гигантского по мощности взрывоподобного газодинамического выброса ледника Колка, закономерно обусловленным этим выбросом и весьма показательным в генетическом плане, явилось образование в Колкинском цирке на месте выброшенного ледника огромной западины, протянувшейся вдоль всего ледника [Поповнин и др., 2003, с. 9], которая ограничена крутыми продольными уступами отрыва ледника от его правого борта, левой боковой мореной, а сверху (в тыльной части) и снизу (во фронтальной части ложа), соответственно, верхними и нижними поперечными краевыми валами отброса ледово-каменного материала продуктов разрушения ледника Колка, включая часть обвалившегося на ледник материала, нарастившего перед выбросом ледника его поверхностную морену.

В подошвенной же части ледника Колка выброс ледника, «вероятно, имел место по поверхности его раздела с донной мореной, моделирующей неровности скального ложа» [Никитин, Гончаренко, Галушкин, 2007, с. 7], что вполне естественно именно с позиций представлений о данной катастрофе как взрывоподобном газодинамическом выбросе ледника Колка и подтверждает высказанное автором [Бергер, 2007б, с. 54] предположение о существовании под ледником перед его выбросом пластовой газовой залежи. Именно эта поверхность, очевидно, представляла собой основную поверхность раздела между газосодержащими коллекторами с аномально высоким и быстро возрастающим пластовым давлением газов в подледниковом пространстве и экранировавшей газовую залежь непроницаемой (газоупорной) покрывкой ледника Колка. Это во многом определило близкую к плоскодонной морфологию донной поверхности воронки выброса ледника Колка.

В. В. Поповнин с соавторами в целом оценивают форму западины, образовавшейся на месте ледника Колка, как корытообразную [Поповнин и др., 2003, с. 9] (см. также [Черноморец, 2005, с. 112]).

Такая западина, образовавшаяся в результате катастрофического пароксизмального взрывоподобного направленного выброса ледника Колка, с достаточным основанием может рассматриваться в качестве воронки выброса – своеобразной разновидности известных в горном деле и геомеханике откольных воронок, что согласуется, в частности, с представлениями о протекании выброса ледника в значи-

тельной мере по механизму послыйного отделения (отрыва, откола) [Бергер, 2007б, с. 99–100 и др.] и указывает на его газодинамическую природу и направленность мощного динамического воздействия на ледник именно с нижнего полупространства.

Генетический смысл этой западины как воронки взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника Колка придает и ее оконтуренность верхними и нижними насыпными поперечными краевыми валами (аналогами фрагментов обычного кольцевого навала выброшенных раздробленных горных пород вокруг взрывных воронок, не получившего в данном случае полного развития) и другими накоплениями, возникшими в результате отброса ледово-каменного материала продуктов разрушения ледника Колка [Десинов, 2004, с. 84; 2008, с. 169; Васьков, 2011, с. 98; Бергер, 2007б, с. 86–89; 2012 и др.].

Полностью соответствуют взрывному или взрывоподобному механизму образования этой воронки и особенности морфологии ее бортов, в частности, зафиксированные многими исследователями практически вертикальные на уровне свободной поверхности уступы отрыва ледника от его правого борта, представляющие собой длительно сохранявшийся от обвально-оползневых процессов правый борт воронки выброса на значительном ее протяжении. Именно такой, практически вертикальный на уровне свободной поверхности, характер имеют борта воронок, образующихся на активной стадии выброса при техногенных взрывах на выброс в устойчивых грунтах [Ромашов, Симонов, 1968, с. 47 и др.].

Согласно приведенному И. М. Васьковым [Васьков, 2011, с. 79] описанию правого борта этой воронки (выемки), «по правому борту выемки... находится вертикальный уступ (VIII) высотой около 30 м, очень неровный (рваный) и по форме соответствует трещинам отрыва. Характерно, что верхняя кромка обрыва острая и имеет обратный скат».

Такое описание и большая протяженность этого вертикального уступа (VIII, по принятому на приведенной [Васьков, 2011, с. 78] схеме обозначению) полностью соответствует характеристике этой выемки именно как воронки выброса и исключает возможность ее образования в результате обвального удара, а также водного, селевого и т. п. воздействия на ледник.

Особый интерес представляет сохранявшаяся в течение первого года после выброса ледника крупная отрицательная морфоструктура в тыльной части ложа ледника (в узле пересечения поперечной и продольной разломных трещинно-разрывных зон), предположительно диагностированная автором [Бергер, 2007б, с. 51–52, 127, 182] как диатремоподобная. Краткое описание этой морфоструктуры («асимметричного углубления протяженностью около 350 м») приведено И. М. Васьковым [Васьков, 2011, с. 78–79].

Как было, в частности, отмечено [Бергер, 2007б, с. 52], принципиально подобные флюидопроводящие (в частности, газоподводящие) вертикальные и субвертикальные каналы в зонах разломов (особенно в узлах их пересечения) и конусообразные воронки выброса в их верхних частях, нередко с раструбообразными расширениями вблизи свободной поверхности, как известно, – достаточно распространенные в природе структуры, получившие различные наименования с учетом их конкретной генетической специфики и функциональной роли – диатремы, трубки взрыва, эксплозивные трубки, гидровулканические каналы, структуры гидравлической тектоники, природные скважины, природные газовые скважины и др.

Первоначальная (существовавшая сразу после выброса ледника) глубина этой воронки (выемки, углубления) в тыльной части ложа ледника Колка неизвестна. Спустя год она составляла 60 м [Петраков, Тутубалина, Черноморец, 2006, с. 173]; еще через год эта воронка была уже полностью закрыта материалом свежих обвалов, снегом и льдом [Петраков, Тутубалина, Черноморец, 2006, с. 175]. Исходя из этих данных и учитывая, что интенсивность процессов обрушения и осыпания материала с бортов воронки и интенсивность обвальных процессов с близлежащих склонов после выброса ледника со временем ослабевали, не приходится сомневаться в том, что первоначальная глубина этой воронки достигала или, что более вероятно, даже превышала 100 м. Вполне вероятно также, что существовавшая в самое первое время после выброса ледника глубина этой воронки уже была уменьшена по сравнению с начальной в результате обратного падения в воронку некоторого количества выброшенного обломочного ледово-каменного материала продуктов разрушения ледника Колка. Совершенно очевидно, что такое углубление в горнопородном субстрате ледника по своему происхождению не могло быть ударной воронкой (ямой выбивания), результатом «заключительного удара» обвала с г. Джимарайхох в тыльную часть ледника Колка, как иногда предполагается. Это – воронка, по-видимому, фиксирующая положение верхней части (устья) основного газоподводящего канала в ложе ледника Колка, функционировавшего в ходе подготовки и проявления газодинамического выброса ледника и последующего мощного поверхностного газовыделения в эпицентральной зоне выброса, наиболее точно соответствующая положению эпицентра этого выброса, его непосредственный очаг. Именно здесь, очевидно, были локализованы максимальный по интенсивности приток (сосредоточенный прорыв под ледник) основного количества участвовавших в газодинамическом выбросе ледника Колка высоконапорных глубинных поствулканических газов, максимальное по мощности их скопление под ледником, максимальные для подледникового пространства их разогретость и величина газового давления, участок начального проявления и максимальной силы газодинамического (газо-ледо-каменного) выброса, а также наиболее интенсивного и продолжительного постпароксизмального поверхностного газовыделения в ложе ледника Колка в первое время после выброса ледника. Именно здесь, по-видимому, были локализованы образование и выброс основного количества так называемой «бешеной муки». Именно здесь и непосредственно ниже по долине, согласно схеме Д. А. Петракова и др. [Петраков, Тутубалина, Черноморец, 2004, с. 32, рис. 3], сосредоточено основное количество так называемых «муравьиных куч».

Как было отмечено [Бергер, 2007б, с. 54], имеются основания полагать, что проникшие и вплоть до самого выброса ледника продолжавшие проникать под большим напором в подледное пространство глубинные поствулканические газы сформировали под ледником газовую залежь пластового (силлоподобного) типа. Согласно используемой в подобных случаях в магматической петрологии терминологии, отмеченный основной газоподводящий канал в тыльной части ложа ледника Колка может рассматриваться в качестве своеобразной «ножки» этой залежи, обеспечивавшей ее связь с глубинным источником поствулканических газов. Здесь важно подчеркнуть, прежде всего, само существование этой морфоструктуры в ложе ледника Колка, поскольку многие гляциологи, обоснованно отвергающие представления об обвально-ударной природе Колкинской катастрофы, даже при детальном исследовании этого ложа, избегают упоминаний о ней, а тем более, каких-либо объяснений

ее генезиса, не говоря уже о ее функциональной роли в этой катастрофе (краткая характеристика этой роли дана в работах [Бергер, 2007б, с. 51–52; 2008, с. 19–20]).

Принципиально подобные углубления в горной геомеханике рассматриваются как воронки выброса, а в вулканологии – как взрывные воронки.

В частности, по опыту изучения подземных внезапных газодинамических выбросов в различных странах, очагом выброса является выемка (полость, воронка, каверна, кратер), имеющая зачастую именно эллиптическое сечение (см., например [Ходот, 1967, с. 15]).

«Типичными воронками выброса» считаются и раструбы, возникающие в верхних частях диатрем, выходящих на земную поверхность [Милашев, 1984, с. 203].

Что же касается раструбообразного расширения, намечающегося в приустьевой части эпицентральной воронки выброса (выемки, углубления) в тыльной части бывшего ложа ледника Колка, то, в соответствии с представлениями, существующими в области изучения диатрем [Новиков, Слободской, 1978, с. 9], его возникновение объясняется расширением газовой струи на выходе из вертикального канала.

Иное объяснение причин образования раструба (дополнительного расширения) образующейся при взрыве воронки выброса в ее устье дано К. П. Станюковичем [Баум, Станюкович, Шехтер, 1959, с. 738], который по данному поводу пишет: «У поверхности воронки возникает волна разрежения (разгрузка), которая приводит к тому, что у самой поверхности могут дополнительно разрушаться и быть выброшены некоторые массы среды (рис. 249). При этом радиус воронки несколько возрастает (от R_0 до R_{pm}) и форма воронки изменится..., где R_{pm} – максимальный радиус зоны разрушения с учетом влияния свободной поверхности».

Что касается показателя выброса (отношения радиуса первичной или истинной воронки к ее глубине), то, при всей неопределенности первичной величины глубины рассмотренных в данной работе воронок (особенно это касается глубины диатремоподобной воронки в тыльной части ложа ледника Колка), в обоих рассмотренных выше случаях этот показатель больше или (в случае полной воронки, оставшейся на месте выброшенного ледника Колка) даже значительно больше единицы, что соответствует типичным воронкам выброса.

Вообще же, наличие непосредственно под ледниками вулканических жерловин и подобных им локальных структурно-функциональных образований, являющихся верхними частями флюидоподводящих каналов, в областях современного и новейшего вулканизма, как известно, – далеко не единичное явление.

Выполнение данного условия, при всей его важности, однако, еще недостаточно для возникновения предпосылок подготовки и проявления газодинамического выброса ледника. Здесь многое зависит, в частности, от агрегатного состояния (фазового состава), температуры и давления флюидов, поступающих по этим каналам под ледник, их количества и интенсивности притока.

В частности, наличие сильно разогретых вулканических газов и других высокотемпературных продуктов вулканических извержений ведет не к пароксизмальным взрывоподобным газодинамическим выбросам ледников, подобным катастрофической пульсации ледника Колка 2002 года, а к продолжительным ледниковым подвижкам, интенсивному таянию ледников, возникновению гигантских паводков типа исландских йёкудльхлаупов.

Именно слабая подогретость поствулканических газов на этапе затухания поствулканической деятельности (который может быть весьма продолжительным,

составляя многие сотни тысяч и даже миллионы лет после прекращения вулканических извержений), как это имеет место на современном этапе геологического развития Казбекско-Джигарайского района и всей Казбекской неовулканической области [Попов, 2006; Бергер, 2008, с. 74 и др.], способствует сохранению в течение достаточно продолжительного времени экранирующей ледниковой покрывки и накоплению в подледном пространстве значительного количества глубинных поствулканических газов с аномально высоким и быстро возрастающим давлением, что, при развитии процесса, ведет к взрывоподобному газодинамическому выбросу ледника. Такому развитию процесса способствует и то, что, как имеются основания полагать [Милашев, 1984, с. 232 и др.], скорость газового потока неуклонно возрастает по мере приближения к земной поверхности и расширения газывыводящего канала.

В качестве некоторого дополнения к изложенному выше в данной работе отметим, что многочисленные западины («выбоины»), по размерам, морфологии и, что особенно важно, генетически в какой-то мере подобные общей (полной) воронке выброса ледника Колка, недавно установлены в олигоценых и миоценовых отложениях датской части Северного моря [Andresen et al., 2008]. Как отмечается, все «выбоины» сильно удлинены при средних величинах длинной и короткой осей, соответственно, 2,5 км и 700 м и средней глубине 30 м. Считается, что первоначальное возникновение этих «выбоин» происходило под действием выбросов флюидов (главным образом, газа).

Не исключено, что в дальнейшем будут выявлены морфологические следы и другие признаки и других газодинамических явлений, происходивших в непосредственной близости от земной поверхности, в том числе значительных по масштабам, даже катастрофических. Некоторые достаточно вероятные примеры такого рода будут рассмотрены в отдельной работе.

Литература

1. Баум Ф. А., Станюкович К. П., Шехтер Б. М. Физика взрыва. М.: Физматгиз, 1959. 800 с.
2. Бергер М. Г. Об основной причине ошибок и разногласий в исследованиях катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье // Материалы VI Международной конференции «Инновационные технологии для устойчивого развития горных территорий». Владикавказ, 28–30 мая 2007 г. Владикавказ: Терек, 2007а. С. 208–209.
3. Бергер М. Г. Ледник Колка: Катастрофа 20 сентября 2002 года – внезапный газодинамический выброс ледника. М.: Изд-во ЛКИ, 2007б. 248 с.
4. Бергер М. Г. Геодинамическая система ледника Колка и вопросы прогнозирования и регулирования ее развития. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 264 с.
5. Бергер М. Г. О некоторых следах, оставшихся на месте ледника Колка, как показателях характера Колкинской катастрофы 2002 года // Геология и геофизика Юга России. 2012 (в печати).
6. Васьков И. М. Ледово-каменные обвалы и их прогнозирование. На примере Центрального Кавказа. Саарбрюккен, Германия: Lambert Academic Publishing, 2011. 233 с.
7. Горное дело. Терминологический словарь. 3-е изд. М.: Недра, 1981. 479 с.
8. Десинов Л. В. Пульсация ледника Колка в 2002 году // Вестник ВНИЦ РАН и РСО-А. 2004. Т. 4. № 3. С. 72–87.

9. Десинов Л. В. Фантазии и реалии в решении проблемы противодействия катастрофам в долине реки Геналдон // Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа: Труды Международной научно-практической конференции. Владикавказ, 20–22 сентября 2007 г. – Владикавказ: ВНЦ РАН и РСО-А, 2008. с. 167–173.
10. Милашев В. А. Трубки взрыва. Л.: Недра, 1984. 268 с.
11. Никитин М. Ю., Гончаренко О. А., Галушкин И. В. Динамика и стадийность развития Геналдонского ледово-каменного потока на основе дистанционного анализа // Вестник ВНЦ РАН и РСО-А. 2007. Т. 7. № 3. с. 2–15.
12. Никитин М. Ю., Хуггель К., Шварц М., Гончаренко О. А., Галушкин И. В. Дешифрирование дистанционных материалов для реконструкции процесса обрушения ледника Колка // Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах: Доклады Международной конференции. Владикавказ–Москва, 23–26 июня 2004 г. Владикавказ: Изд-во Олимп, 2006. С. 156–160.
13. Новиков Л. А., Слободской Р. М. Механизм формирования диатрем // Сов. геология. 1978. №8. С. 3–14.
14. Петраков Д. А., Тутубалина О. В., Черноморец С. С. По следам Геналдонской катастрофы: год спустя // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 1. С. 29–39.
15. Петраков Д. А., Тутубалина О. В., Черноморец С. С. Оценка и прогноз динамики ледовых образований и рельефа после Геналдонской катастрофы 2002 года // Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах: Доклады Международной конференции. Владикавказ–Москва, 23–26 июня 2004 г. Владикавказ: Изд-во Олимп, 2006. С. 171–178.
16. Петросян А. Э., Иванов Б. М., Крупеня В. Г. Теория внезапных выбросов. М.: Наука, 1983. 152 с.
17. Петухов И. М., Линьков А. М. Механика горных ударов и выбросов. М.: Недра, 1983. 280 с.
18. Познанин В. Л. Механизмы селевых ледниковых катастроф: Колка 2002. М.: ИМГРЭ, 2009. 180 с.
19. Покровский Г. И. Взрыв. 4-е изд. М.: Недра, 1980. 190 с.
20. Попов К. П. Травертины как летопись палеогидрогеологической и палеогеографической истории и ценные памятники природы // Вестник Северо-Осетинского отдела Русского геогр. общ-ва. 2006. № 10. С. 24–32.
21. Поповнин В. В., Петраков Д. А., Тутубалина О. В., Черноморец С. С. Гляциальная катастрофа 2002 года в Северной Осетии // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 1. С. 3–17.
22. Ромашов А. Н. Особенности действия крупных подземных взрывов. М.: Недра, 1980. 244 с.
23. Ромашов А. Н., Симонов Н. Н. О механизме образования и о подобии видимых воронок при взрывах на выброс в грунтах // Взрывное дело. Сборник №64/21. Сейсмика и воронки выброса при подземных взрывах. М.: Недра, 1968. С. 42–57.
24. Ходот В. В. Международный конгресс по проблеме внезапных выбросов газов и пород. М., 1967. 37 с.
25. Черноморец С. С. Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир, 2005. 184 с.
26. Andresen K. J., Huuse M., Clausen O. R. Morphology and distribution of Oligocene and Miocene pockmarks in the Danish North Sea – implications for bottom current activity and fluid migration // Basin Res. 2008. V. 20. № 3. P. 1.

ABOUT EXPLOSION FUNNEL OF THE GLACIER KOLKA

M.G. Berger^{1,2}, Sc. Doctor (Geol.), prof.

¹International Innovation Scientific-Technological Center “Sustainable Development of Mountain Territories”,

²Center of Geophysical Investigations of Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences and the Government of the Republic North Ossetia-Alania, Vladikavkaz, Russia, email: cgi_ras@mail.ru

The existence of an explosion funnel on the glacier Kolka place was shown. The main features of structure and morphology of this funnel were given and explained.

Keywords: glacier Kolka, disaster of 2002, aimed gas-dynamic release, explosion funnel.