

Переотложенные вулканыты свиты Рухс-Дзуар

(проблема местоположения палеовулканического источника их сноса)
Северная Осетия, Кавказ

В.М. Газеев¹, А.Г. Гурбанов², А.Я. Докучаев³,

А.Б. Лексин⁴, С.И. Исаков⁵

ВВЕДЕНИЕ

В Осетинской впадине, расположенной в пределах Терско-Каспийского передового прогиба, в разрезе ачкагыл-апшеронских отложений (верхний плиоцен – 2,58–1,81 млн лет) присутствует толща с переотложенным вулканическим материалом, выделенная В.П. Рентгартером в 1932 г. как «свита Рухс-Дзуар» (в переводе с осетинского языка: Рухс – светлый; Дзуар – святилище). До сих пор проблемы источника/источников вулканытов свиты, их местоположения и механизмов транспортировки остаются остро дискуссионными. На эту проблему существует несколько взаимоисключающих точек зрения. Предполагается, что этот «загадочный» объект (объекты) находился: 1 – в районе средненеоплейстоцен-голоценового вулкана Казбек (т. е. более молодого в сравнении со свитой Рухс-Дзуар), но в настоящее время полностью эродированного или погребенного под более молодыми лавами; 2 – это была группа вулканов, расположенных между вулканом Казбек на востоке и до долины р. Черек на западе. Сейчас они полностью эродированы в связи с позднеальпийской орогенцией, а слагавшие их породы были быстро снесены и переотложены в Терско-Каспийском предгорном прогибе; 3 – вулканы располагались не в зоне Главного и Бокового хребтов Большого Кавказа, а значительно севернее, и в настоящее время погребены под мощными толщами четвертичных отложений в Осетинской впадине. Решение этой задачи имеет большое значение для расшифровки истории развития современного вулканизма Большого Кавказа, а также и для оценки сейсмо- и вулканоопасности некоторых структурных элементов региона, например зоны Владикавказского разлома.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПРОГИБА И ОСЕТИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Терско-Каспийский передовой прогиб (ТКПП) на северо-западе граничит со Скифской эпипалеозойской платформой, отделяясь от нее Терско-Каспийским разломом, а на западе обрамляется Минераловодским выступом; на юге граничит со складчатым сооружением Большого Кавказа (БК), отделяясь от него Черногорским (Владикавказским) разломом (рис. 1). Внутренние части ТКПП перекрывают внешние зоны альпийского складчатого сооружения Большого Кавказа. В составе ТКПП выделяют следующие структурные элементы: 1) Притерско-Сулакскую зону прогибов (на территории РСО-А – это Моздокская впадина); 2) зону прибортовой складчатости, включающую Терско-Сунженское поднятие, состоящее из Терской и Сунженской антиклиналей, разделенных Алханчуртской синклиналью на востоке и Акбашской впадиной – на западе; 3) зону локальных впадин (Владикавказская котловина), в которой погребены Пшекиш-Тырныаузский и Хасаутский разломы, прослеживающиеся сюда из Центрального Кавказа и подновлявшиеся (активизировавшиеся) в позднеплиоцен-четвертичное время.

Глубинное строение прогиба изучено слабо. Поверхность палеозойского фундамента расположена в нем на глубинах от 2–6 до 12 км. Чехол сложен мезо-кайнозойскими отложениями, в основании разреза которых залегают пестроцветные песчаники и гравелиты триаса, перекрывающиеся юрскими и меловыми терригенными и карбонатными образованиями. Выше по разрезу залегают палеоцен-эоценовые мергелистоглинистые и олигоцен-нижнемиоценовые глинистые отложения «майкопской серии». Верхняя

¹ Газеев В.М. – к. г.-м. н., н. с. ИГЕМ РАН.

² Гурбанов А.Г. – к. г.-м. н., в. н. с. ИГЕМ РАН.

³ Докучаев А.Я. – к. г.-м. н. ИГЕМ РАН.

⁴ Лексин А.Б. – н. с. ИГЕМ РАН.

⁵ Исаков С.И. – н. с. Института геологии Дагестанского филиала РАН.

ловина) ограничена с севера Сунженской антиклиналью, имеющей юго-западное простирание. Южный борт котловины граничит с Черногорской моноклиной по одноименному разлому. К северу от этого разлома расположена система грабенов («Предгорный ров»), выделяющаяся в гравитационном поле по интенсивным поперечным аномалиям, прослеживающимся на расстоянии до 60 км при ширине до 5 км, южнее гг. Алагир и Владикавказа. В северной части Осетинской впадины выявлено восточное продолжение Пшекиш-Тырныузской шовной зоны субширотного простирания, прослеживающейся здесь в виде узкой линейной зоны горизонтальных градиентов ускорения силы тяжести величиной порядка 10–20 этвеш. Субширотные разломы смещаются субмеридиональными, среди которых наиболее значимыми являются: Кабардино-Сарпинская шовная зона (КСЗ) и Датыхско-Ахловская зона разломов (ДАЗ).

Кабардино-Сарпинская зона – это фрагмент крупного разлома, прослеживаемого от Аравийской плиты до Восточно-Европейской платформы. В поле горизонтальных градиентов ускорения силы тяжести эта зона выражена полосой, шириной до 15–18 км, разграничивающей области развития структур с широтной ориентировкой на востоке и северо-западной – на западе. В зоне ТКПП она представлена опущенным блоком, смещенным, по отношению к окружающим структурам, к югу на 6–8 км. КСЗ на западе ограничена Урухским, а на востоке – Ардонским разломами. В Осетинской впадине Ардонский разлом прослеживается на меридиане гор. Дигора. К Кабардино-Сарпинской шовной зоне примыкают следующие купольно-кольцевые структуры: Чиколинская, Акбашская, Нартовская.

Датыхско-Ахловская зона разломов, расположенная на восточном окончании Осетинской впадины, также как Кабардино-Сарпинская зона, сопровождается мелкими кольцевыми структурами: Гехинской, Бамутской, Настеровской на востоке и Назрановской на западе. Восточнее Датыхско-Ахловской зоны расположен Борисахский разлом, рассматривающийся как продолжение Казбек-Цхинвальского разлома [12].

В 1948–49 гг. в центральной части Осетинской впадины электроразведочным методом ВЭЗ был установлен Нартовский электрический максимум (ρ_e). В 1954 г. гравиметрическими исследованиями выявлен максимум приращения, силы тяжести, территориально совпадающий с электрическим максимумом. В 1964 г. при интерпретации результатов гравиметрических съемок, в комплексе с морфометрическими данными для поверхности раздела $2,2\text{--}2,6 \text{ г/см}^3$, был подтвержден «Нартовский» максимум и выделены вторичные концентрические максимумы – Кадгаронский и собствен-

но Нартовский. В 1963–65 гг. в пределах Нартовского максимума методом теллурических токов выявлены две аномальные области (Зильгинская и Кадгаронская) с повышенными значениями средней напряженности поля теллурических токов. Аномалии имеют серповидную и языкообразную формы, не свойственные осадочным породам. В 1967 г. было проведено магнитное профилирование гравиметрической аномалии силы тяжести. На фоне общего увеличения напряженности магнитного поля, в районе кадгаронского максимума приращение силы тяжести зафиксирована интенсивная магнитная аномалия (ΔZ), достигающая 900 μT [15;12].

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ СВИТЫ РУХС-ДЗУАР

Свита «Рухс-Дзуар» (Р-Д) акчагыл-апшеронского возраста распространена в южной части Осетинской впадины и обнажена на поверхности в полосе Черных гор, где с разрывом и угловым несогласием залегает на породах лысогорской и назрановской свит. Все исследователи отмечают непостоянство состава свиты Рухс-Дзуар по простиранию. В ее составе преобладают слабо сцементированные валунно-галечниковые конгломераты, переслаивающиеся с линзовидными прослоями дресвянных образований, гравелитов, песков, желто-бурых глин и суглинков. Часто встречаются глыбы (до 1–2 м) андезитов и дацитов. Характерной особенностью свиты является преобладание в ее составе галек и валунов эффузивных и древних кристаллических пород. Реже отмечаются обломки осадочных пород (песчаников, известняков). На отдельных участках в разрезе свиты встречаются прослои вулканогенных пород: туфо-песчаников, пемзовидных пеплов и продуктов их перемыва, при общем содержании вулканитов до 25–30 %, а иногда и более, от объема свиты. Мощность прослоев вулканогенных пород достигает 60–80 м. Местами отмечаются горизонты, сложенные одним вулканогенным материалом (до 5–6 м), и глыбы эффузивов размером до 6 м в поперечнике [1, 2, 16]. В изученном нами разрезе в Гизельском карьере ПГС свита Рухс-Дзуар имеет довольно сложное строение. Кроме аллювиальных отложений с окатанными обломками вулканитов выявлены отложения лахара (рис. 2) и пепловые горизонты (рис. 3). Вулканогенный материал в разрезах распределен неравномерно, его количество возрастает на Урсдон-Ардонском, Гизельдонском и Камбилеевском участках. На двух первых участках отмечено значительное (более чем в 2 раза) увеличение ширины полосы выходов свиты на дневную поверхность. Мощность отложений свиты в этой полосе выходов достигает 400–1 000 м, а в южной части Осетин-



Рис. 2. Чередование горизонтов с разной размерностью обломков. В центральной части снимка отложения лахарового потока



Рис. 3. Пепловый горизонт в основании видимого разреза свиты Рухс-Дзуар

ской впадины она более 1 200 м. Значительную роль в образовании отложений свиты играли флювиально-пролювиальные, селевые и лахаровые катастрофические процессы. Восточнее р. Комбилеевки, в Ингушко-Чеченской подзоне, возрастным аналогом свиты Рухс-Дзуар является Сейвендукская свита, однако в ее составе преобладают осадочные породы, а количество эффузивов уменьшается [1].

Для сравнения петрохимических особенностей вулканитов из свиты Рухс-Дзуар нами из Гизельского карьера и из русел рек Дур-Дур, Майрам-дон и Суадаг было отобрано 40 образцов, которые были проанализированы методом РФА в ИГЕМ РАН. Составы этих вулканитов сравнивались с неоплейстоцен-голоценовыми вулканитами Казбекского, Кельского вулканических центров и с третичными вулканитами, обнажающимися на территории Южной Осетии на широте г. Цхинвала в междуречье Большая и Малая Лиахва (рис. 4). На диаграмме $SiO_2/(Zr/TiO_2 \cdot 10^4)$ вулканиты Рухс-Дзуар, Казбекского и Кельского вулканических центров группируются в поле андезитов, риодацитов и дацитов. Третичные вулканиты, являющиеся, по-видимому, возрастными аналогами вулканитов свиты Рухс-Дзуар (Р-Д), образуют компактный рой фигуративных точек в поле андезитов и субщелочных андезибазальтов. На бинарных диаграммах P_2O_5/TiO_2 ; K_2O/TiO_2 ; K_2O/Rb видно, что вулканиты свиты Р-Д образуют собственное компактное поле фигуративных точек, имеющее незначительное перекрытие с вулканитами Казбекского и Кельского вулканических центров, но отличаются от последних по содержанию K_2O , P_2O_5 , Rb.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных петрохимических исследований установлено, что вулканиты свиты Р-Д имеют четкие отличия, по ряду петрохимиче-

ских и геохимических параметров, от близких по составу неоплейстоцен-голоценовых вулканитов Казбека позднеплейстоцен-голоценовых вулканитов Кельского вулканического района, что согласуется с выводами Н.В. Короновского [10]. Они также отличаются и от третичных вулканитов Южной Осетии. Поэтому вполне правомерное предположение о том, что находящиеся в составе свиты Рухс-Дзуар обломки вулканитов не могли быть снесены в предгорную впадину из вышеуказанных вулканических центров и должны иметь иной, свой собственный, источник. В связи с этим возникает вопрос, где могли бы располагаться эти палеовулканы, поставившие вулканические породы в свиту Рухс-Дзуар. На этот счет существует несколько противоречивых точек зрения, согласно которым «загадочный» объект (объекты) находились: 1) в районе более молодого (неоплейстоцен-голоценового) вулкана Казбек, а в настоящее время он полностью эродирован или был погребен под более молодыми лавами Казбека [10,11]; 2) это была группа вулканов, расположенных между вулканом Казбек на востоке и долиной р. Черек на западе. В результате позднеальпийского орогенеза вулканические постройки были полностью эродированы, а слагавший их вулканогенный материал был быстро снесен в Терско-Каспийский предгорный прогиб [11]; 3) вулканы располагались не в зоне Главного или Бокового хребтов Большого Кавказа, а значительно севернее, и в настоящее время погребены в Осетинской впадине под мощными четвертичными отложениями [13,14,16]. Рассмотрим эти предположения подробнее.

Вулканические породы присутствуют преимущественно в свите Рухс-Дзуар (Р-Д) акчагыл-апшеронского возраста и реже в ее возрастном аналоге – Сейвендукской свите. Они встречаются практически по всей периферии Осетинской впадины, площадь которой только на территории Северной Осетии-Алании (рис. 1) составляет ~ 2

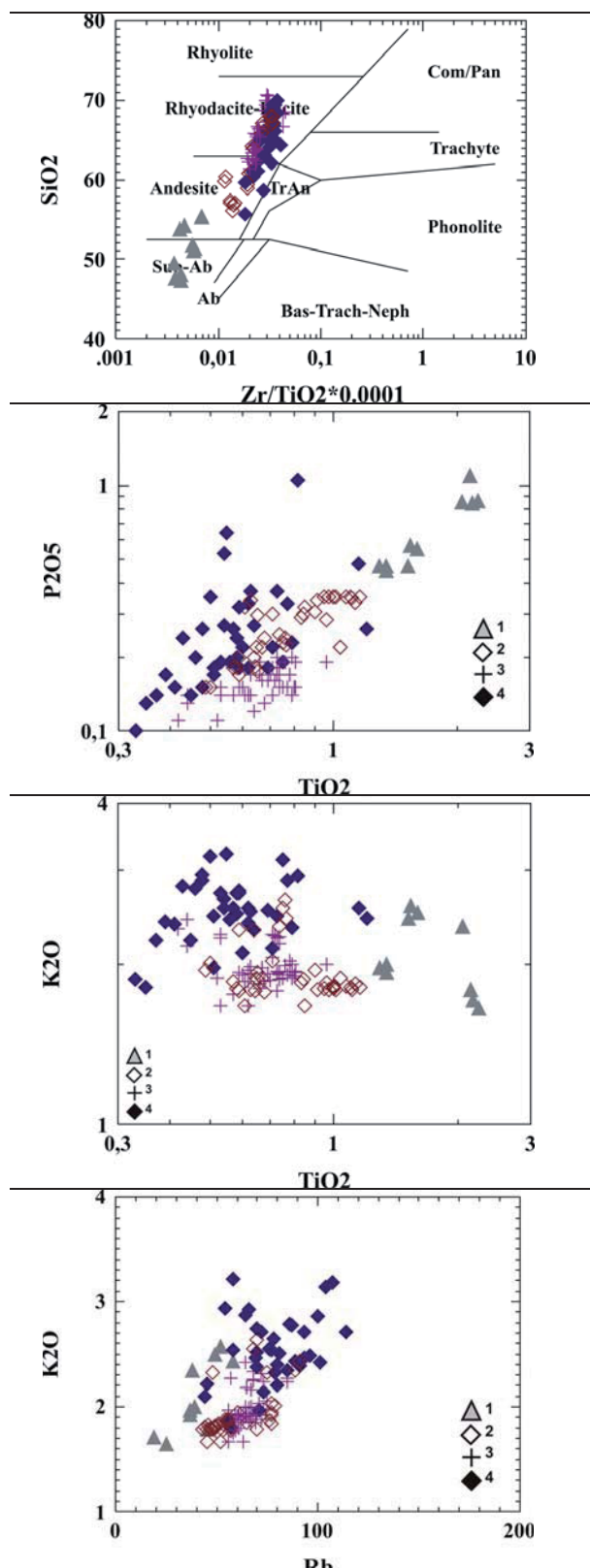


Рис 4. Диаграммы: $SiO_2 / (Zr/TiO_2 \cdot 10^{-4})$; P_2O_5/TiO_2 ; K_2O/TiO_2 ; K_2O/Rb .

Условные обозначения: вулканы 1 – свиты Рухс-Дзуар; 2 – Казбека; 3 – Кельского вулканического района; 4 – третичные вулканы Южной Осетии

600 км². Если допустить, что объем вулканитов в разрезе свиты достигает 10–15 %, хотя в реальности он вдвое больше, то при средней мощности свиты в 400 м на долю вулканитов будет приходиться примерно 40–60 м. Следовательно, на площади 2 600 км² может быть погребено до 104–156 км³ вулканитов. Объем в 100 км³ нам представляется вполне реальной величиной, в связи с тем, что мощность свиты Рухс-Дзуар местами возрастает до 1 000–1 200 м. Кроме того, часть вулканического материала находится в Сейвендукской свите, а возможно, и в Кабардинской впадине, а также в виде пемзовидного туфа в более удаленных структурах. Отметим также и то, что крупные глыбы вулканических пород в ачкагыл-апшеронских разрезах известны и севернее Осетинской впадины – в районе Терского хребта [15]. На Большом Кавказе известна сопоставимая по объему вулканического материала позднеплиоценовая Верхне-Чегемская кальдера. Русла рек в пределах этой структуры имеют глубину эрозионного вреза до 2 км, тем не менее сама структура эродирована не более чем на 40–50 % [11]. Отметим также, что под посткальдерным вулканом Эльбрус установлен синкальдерный вулкан Кюкюртли, прорванный одноименной экструзией. Сохранившийся разрез кальдерной толщи имеет мощность более одного километра [3]. Исходя из вышеизложенного, нет оснований предполагать, что под позднеплиоцен-голоценовым вулканом Казбек может располагаться «невидимый», более древний вулкан, с которого, в процессе эрозии, было снесено и переотложено только в Осетинской впадине около 100 км³ вулканических пород. При наличии такого вулкана образования, синхронные со свитой Рухс-Дзуар, должны были бы присутствовать и в Куринской впадине в Грузии, но там они неизвестны.

Можно также предполагать, что это был «пра-Казбек» и еще несколько вулканов, расположенных западнее него на северном склоне Главного хребта вплоть до долины р. Черек на западе. По геологическим данным, единственным местом, где есть неки андезитового и дацитового составов (они могли быть подводными каналами для этих вулканов) и небольшой (площадью несколько сотен м²) останец лавового потока, является междуречье Бартуидон – Танадон – Урух. Эффузивные породы этой «системы вулканов» сносились по долине р. Урух в район Осетинской впадины, но их было явно недостаточно (судя по количеству обломков вулканитов среди аллювиальных и флювио-гляциальных отложений в составе разновозрастных террас в этой долине) для накопления свиты Рухс-Дзуар.

Вулканы «in situ» могли находиться и в самой Осетинской впадине (ОВ). Эта точка зрения базируется на результатах геофизических исследований и данных бурения. Напомним, что в

центральной части ОВ установлен Нартовский электрический максимум (ρ_k) и территориально совпадающий с ним максимум приращения силы тяжести и вторичные, концентрической формы, максимумы: Кадгаронский и Нартовский. Здесь же выявлены две аномальные области повышенных значений средней напряженности поля теллурических токов, а в районе кадгаронского максимума (аномалии) приращения силы тяжести зафиксирована интенсивная магнитная аномалия (ΔZ), достигающая величины 900γ (рис. 3) [14;12].

Выявленные гравиметрические аномалии получили противоречивые геологические интерпретации и могут быть обусловлены: 1 – скоплением аллювиального материала; 2 – погребенным мезозойским поднятием. Однако факт совпадения гравиметрических аномалий с электрическими указывает на то, что они связаны с осадочно-эффузивными образованиями верхнего плиоцена (по аналогии с измерениями в скважинах, где ρ_k глины и песчаников варьирует в пределах «7–15 ом», а конгломератов с эффузивами – «200–750 ом»). Магнитные аномалии, совпадающие с электрическими и гравиметрическими, могут быть объяснены приближением к поверхности верхнеплиоценовой толщи, с широким развитием эффузивов, магнитная восприимчивость которых достигает $150\text{--}750 \cdot 10^{-6} \text{сгсм}$. Кроме того, гравиметрические, электрические и магнитные максимумы могут отражать особенности верхнеплиоценовой тектоники, и поэтому рассматриваемая проблема не решается однозначно.

Интересны результаты трансформаций гравитационного поля по методу Саксова-Нагорда, проведенные в масштабе 1: 500 000 в 1967–1968 гг. Результаты полевых измерений приращения силы тяжести пересчитывались с использованием малых и больших радиусов осреднения. Известно, что поле локальных аномалий с малыми радиусами осреднения отражает гравитационное влияние верхних частей разреза. Увеличение радиуса подчеркивает влияние более глубоких его частей. В результате трансформаций было установлено, что антиклинальные структуры типа Терского и Сунженского хребтов, в поле локальных аномалий приращения силы тяжести, четко выражены при больших и малых радиусах осреднения. В отличие от них «Нартовская аномалия» при малых радиусах имеет расплывчатую форму, но по мере увеличения радиуса она приобретает более четкую концентрическую форму, затем распадается на несколько аномалий, а при еще большем радиусе осреднения некоторые из них исчезают. Уменьшение размера аномалии при больших радиусах осреднения соответствует воронкообразной форме и может интерпретироваться как подводящий канал вулканической постройки, сложенной породами жерловой фации.

Таким образом, на основании анализа геофизических данных и специфики состава вулканогенно-осадочного комплекса плиоценового возраста в Осетинской впадине создается впечатление, что гравитационно-магнитно-электрические максимумы отражают глубоко залегающее тело, экранированное в кровле вулканогенно-осадочными образованиями плиоценового возраста с высокой плотностью, магнитной восприимчивостью и высоким удельным сопротивлением. Такими породами могут быть взрывчатые образования, лаво- и туфобрекчи, разделенные горизонтами туфов, осадочных пород и перемещенного материала типа лахаров. В четвертичных отложениях над Нартовской структурой фиксируется впадина. Мощность четвертичных отложений в скважинах № 54 и № 55 вдоль Кадгаронского профиля, проходящего через впадину, составляет 749–759 м, а в соседних районах – только 500–600 м [14].

Известно, что ареалы проявления вулканизма обнаруживают связь с межблоковыми шовными зонами. Одной из таких зон на Большом Кавказе является Пшекиш-Тырныузская шовная зона (П-ТЗ). На ее сочленении с субмеридиональными разломами расположено несколько крупных вулканических центров – Эльбрусский, Верхнечегемская кальдера и более мелкие вулканы (Таш-тубе, Сылтранская постройка, Сурх, Крандух, Шаухана). В пределах Осетинской впадины Пшекиш-Тырныузская шовная зона пересекается субмеридиональным Ардонским разломом Кабардино-Сарпинской зоны, в южной части которой расположены Бартуидон-Урухские неки и вулканические останцы.

Важно также отметить, что структура ТКПП характеризуется наличием позднеплиоценового вулканического центра, расположенного непосредственно западнее гор. Грозного, где зафиксированы наиболее глубокие (до 100 км) гипоцентры землетрясений, а также и то, что вулканические глыбы присутствуют и севернее Осетинской впадины, в пределах Терского хребта.

Не исключен вариант и того, что позднеплиоценовые вулканы были приурочены к зоне Владикавказского глубинного, сейсмогенерирующего субширотного разлома, и особенно к местам его пересечения с субмеридиональными Геналдонским и Ардонским разломами, и были погребены под мощной толщей четвертичных отложений, заполнявших Осетинскую впадину [7; 8; 16]. В результате исследований плиоцен-четвертичных пеплов в разных частях Южного федерального округа было установлено, что взрывчатыми извержениями только известных вулканов Большого Кавказа нельзя объяснить их разнообразие [4; 5]. Следовательно, в Предкавказье должны были существовать вулканы, погребенные в настоящее время, в пределах Предгорного прогиба.

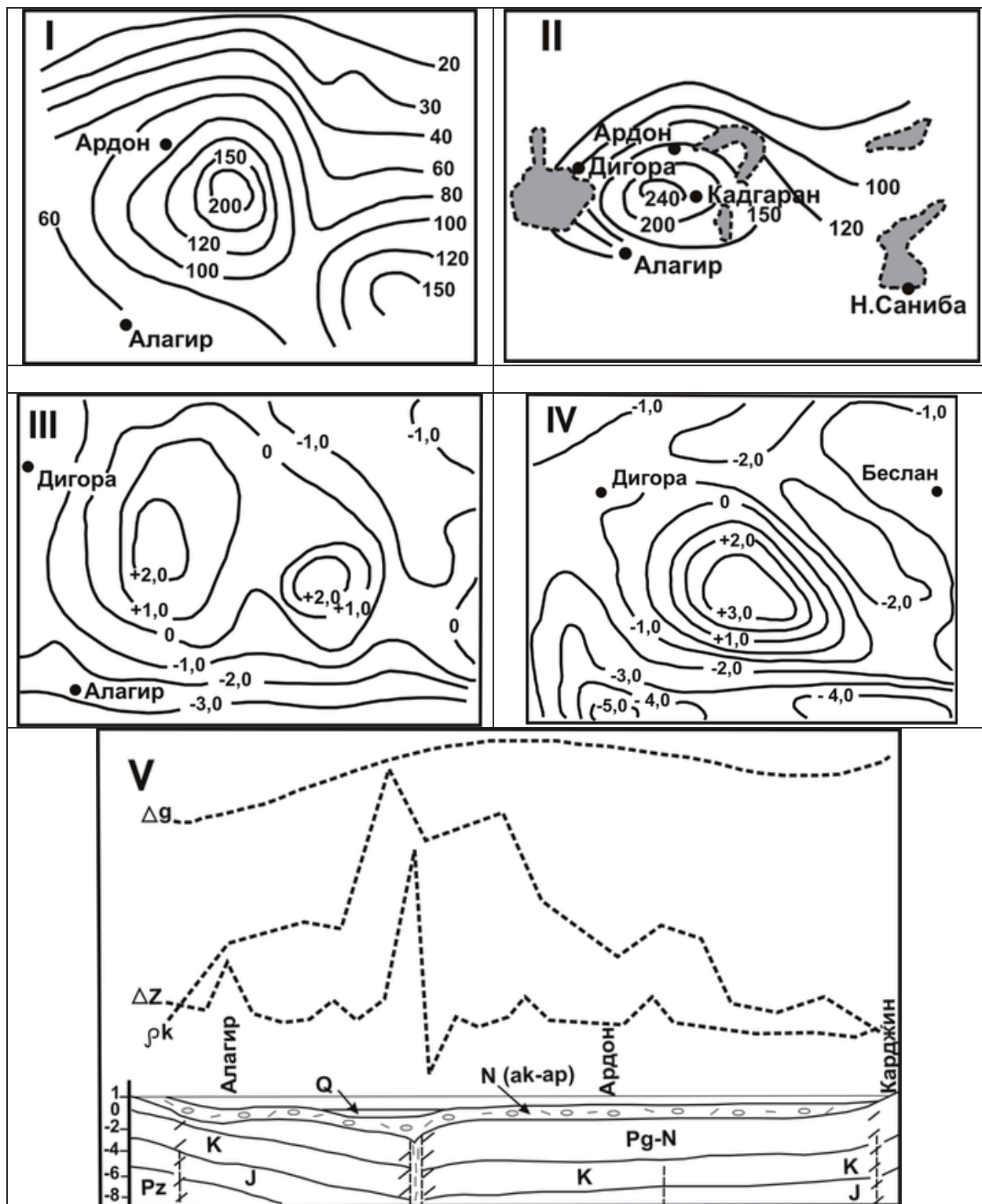


Рис. 5. (I–IV) Геофизическое поле Нартовской кольцевой структуры [Смирнова, Марков]; I – поле (ρ_k); II – поле TT; III – поле локальных аномалий $\delta(\Delta g)$ с $R_1 = 0$ км, $R_2 = 5$ км; IV – поле локальных аномалий $\delta(\Delta g)$ с $R_1 = 5$ км, $R_2 = 10$ км. V – Геолого-геофизический профиль через западную часть Осетинской впадины [Смирнова]

В альпийском тектоно-магматическом цикле, в пределах Транскавказского поперечного поднятия, отмечена тенденция постепенного смещения, во времени и пространстве, центров проявления новейшего магматизма с севера (из района «лакколитов» Кавминвод) на юг [6]. Вполне вероятно, что аналогичный процесс мы наблюдаем и в восточной части Транскавказского поднятия.

ВЫВОДЫ

1. Выявлены петрохимические и геохимические отличия вулканитов из свиты Рухс-Дзуар от вулканитов Казбекского и Кельского районов. На бинарных диаграммах P_2O_5/TiO_2 ; K_2O/TiO_2 ; K_2O/Rb они образуют компактные поля фигуративных точек, имея незначительное перекрытие с полями фигуративных точек вулканитов Казбека и Кельского района и отличаются от последних по содержанию K_2O , P_2O_5 , Rb.

2. Произведена прогнозная оценка объемов вулканогенного материала, заключенного в отложениях свиты Рухс-Дзуар, количество послед-

него оценивается величиной в 100 кубических километров.

3. Проведен сравнительный анализ мест «предполагаемого» расположения палеовулканических построек в зоне Бокового и Главного хребтов Большого Кавказа (вулкан Казбек, Бартуидон-Танадон-Урухский вулканический район) с Верхне-Чегемской и Эльбрусской кальдерами. Показано, что нет серьезных геологических аргументов для подобных построений, как нет и аргументов для быстрого переноса 100 км³ вулканитов из этих районов в район Осетинской впадины. На основании перекрытия полей фигуративных точек можно говорить лишь о частичном и, по-видимому, незначительном участии вулканитов этих районов в формировании отложений свиты Рухс-Дзуар.

4. Показано, что совокупный анализ геофизических данных: интерпретация полей локальных аномалий (ρ_r ; ТТ; $\delta_{\Delta g}$; ΔZ) и трансформаций гравитационного поля по методу Саксова-Нагорда позволяют с большой степенью вероятности предполагать присутствие палеовулканических построек, погребенных в настоящее время в недрах Терско-Каспийского передового прогиба.

Работа выполнена при финансовой поддержке Правительства Республики Северная Осетия-Алания; Программы 4 Президиума РАН, Направления 2, Проекта 2, Раздела «Кавказско-Анатолийско-Иранско-Левантский сегмент» и Направления 3, Проекта 3.5 подпроекта «Современные изменения природной среды Северного Кавказа».

Авторы статьи искренне признательны председателю ВНЦ РАН и Правительства РСО-А А.Г. Курраеву за постоянное внимание и поддержку наших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белуженко Е.В., Коваленко Е.И., Письменная Н.С. Стратиграфия олигоцен-эоценовых отложений Северной Осетии (лист К-38-IX) // Проблемы геологии, геоэкологии и минерагении юга России и Кавказа. Новочеркасск. Мат. V межд. н.к. 2009 С. 34–39.
2. Великовская Е.М. К вопросу о плиоценовом оледенении Осетинской равнины // М.: Изв.В.У.З., геология и разведка. 1959, № 9, С. 45–55.
3. Газеев В.М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра // ИГЕМ РАН. Автореферат к. г.-м. н. 2003. 28 с.
4. Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Лексин А.Б., Исаков С.И. Плиоцен-четвертичные пеплы на территории Южного федерального округа (проблемы, парадоксы, идеи) // Вестник Владикавказского научного центра РАН и Правительства республики Северная Осетия-Алания. 2011. Т.11. № 3. С. 32–47.
5. Газеев В.М., Мясников А.В., Лексин А.Б., А.Б. Докучаев А.Б., Гурбанов А.Г. Зональность новейших вулканитов Большого Кавказа, ее геодинамическая интерпретация. Тезисы. V Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии (Екатеринбург, 21-27 ноября 2011).
6. Греков И.И., Пруцкий Н.И., Энна Н.Л. Тектоно-магматические (очаговые) зоны фанерозоя Северного Кавказа // Литосфера. 2004. № 3. С. 127–136.
7. Гурбанов А.Г., Фаевская М.А. Проблема неointрузий Кавказа в свете современных данных // Сов. геология. 1977. № 7. С. 44–58.
8. Гурбанов А.Г., Зембатов С.С. Субмеридиональные ослабленные зоны и их роль в локализации полиметаллического оруденения Северной Осетии // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1978. № 5. С. 106–120.
9. Короновский Н.В., Демина Л.И. Строение свиты Рухс-Дзуар и позднеплиоценовый вулканизм Казбекской области Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1994. Т. 69. вып. 5. С. 26–33.
10. Короновский Н.В., Демина Л.И. Исчезнувшие вулканы Главного Кавказского Хребта. // Природа. 2003. № 10. С. 37–43.
11. Корсаков С.Г., и др. Геологическая карта Кавказа м-ба 1:50000. Листы К-38-14-В,Г; -27-А, 15-В: Отчет Тырныауской ГСП по геологическому доизучению в районе Тырныауского месторождения // Эссентуки, СК ТГФ., 1989. 340 с.
12. Марков А.Н., Самойлович В.Л., Копыльцов А.И. Уточнение геологического строения юрских подсоловых отложений Терско-Каспийского прогиба и оценка перспектив нефтегазоносности // Эссентуки, СК ТГФ. 2000. С. 110–172.
13. Милановский Е.Е., Смирнова М.Н., Яковлева Т.В. К вопросу о вулканизме краевых прогибов (Грозненский вулканический район) // Вестник Московского Университета, 1968. № 4 С. 16–23.
14. Смирнова М.Н., Бражник В.М. О тектоно-магматическом происхождении Осетинской впадины // БМОИП. Отд геол., т XLV(1) 1970. С. 95–108.
15. Смирнова М.Н. Талалаев В.Д. Магматические глыбы горы Таймаз-Кала (Терский хребет). // Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1967, № 4. С. 135–137.
16. Янаев С.Г. Структурно-фациальные особенности отложений свиты Рухс-Дзуар в южном обрамлении Осетинской впадины // Проблемы геологии, геоэкологии и минерагении юга России и Кавказа. Новочеркасск. Мат. V межд. н. к. 2009. С. 34–39.