



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ГОР ПЯТИГОРЬЯ

Б.Л. Годзевич

GEOLOGICAL STRUCTURE AND HISTORY OF PYATIGORSK MOUNTAINS DEVELOPMENT

Godzevitch B.L.

The tectonics, stratigraphy, petrology, structure and history of Pyatigorsk abyssal mountain development (Caucasian Mineral Waters) are considered from the modern point of view. Volcanogenic rocks of Zmeika and Beshtau are described for the first time.

С современной позиции рассмотрены тектоника, стратиграфия, петрология, структура и история развития магматических гор Пятигорья (Кавказские Минеральные Воды). Впервые описаны вулканогенные породы на горах Змейка и Бештау.

УДК 551. 242 (470. 63)

1. Феномен гор Пятигорья. Развитие представлений об их строении и происхождении

Магматические горы Пятигорья – главная природная достопримечательность курортов КМВ. Они получили мировую известность благодаря неповторимому палеовулканическому ландшафту, обилию целебных источников и богатейшей флоре. Их происхождение и особенности строения долго вызывали научные споры.

В XIX в. Г.В. Абих, Л.Ф. Бацевич, И.В. Мушкетов и другие геологи установили, что горы Пятигорья возникли в результате внедрения магмы, которая после застывания образовала внутри каждой из них интрузивные ядра, обрамленные осадочными породами. В.М. Державин в 1905 г. предположила, что эти интрузивы имеют форму лакколлитов – грибообразных межпластовых тел, приподнявших над собой осадочную толщу, что привело к образованию необычных гор среди равнины. Данная гипотеза получила широкую известность, и лакколлитами стали называть сами горы Пятигорья.

В 40–50-х гг. XX в. в результате детальных работ В.Н. Павлинова [8], В.Н. Бабенко, Н.Д. Соболева [11, 12] и их сотрудников было существенно уточнено строение этих гор. Подлинной сенсацией стало заявление Н.Д. Соболева в 1958 г. на Втором Всесоюзном петрографическом совещании в г. Ташкенте: «Детальное изучение интрузивов района Кавказских Минеральных Вод показало, что ни один из них не отвечает понятию о лакколлите; они являются несо-



гласными, секущими вмещающие породы телами конусо- или воронкообразной формы, близкой к бисмалитам с отклонениями к сфенолиту, этмолиту. Формирование интрузивов происходило на глубине от 1 до 2 км в субэкструзивных условиях» [12].

Дальнейшие исследования глубинного строения гор Пятигорья подтвердили эту точку зрения, и в современной геологической литературе интрузивы внутри этих гор относятся к магматическим диапирам – телам, активно протыкающим осадочную толщу с образованием куполов [7].

Длительную дискуссию вызвал вопрос о наименовании пород, слагающих интрузивные ядра гор Пятигорья. По условиям залегания, структуре и текстуре они занимают промежуточное положение между вулканическими и интрузивными породами. По этой причине различные авторы называли их по-разному: И.В. Мушкетов (1886) – микрогранитами и фельзитовыми порфирами, Г. Розенбуш (1895) и В.М. Дервиз (1905) – липаритами, трахилипаритами и трахитами, А.Н. Заварицкий (1955) и Н.Д. Соболев – гранит-порфирами, граносиенит-порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами [11, 12]. Учитывая исключительное своеобразие этих пород, А.П. Герасимов [3] дал им собственное название бештауниты, вошедшее в геологические справочники.

Горы Пятигорья долго считались «неудавшимися вулканами», в связи с отсутствием на них покровов излившейся лавы и туфов. И хотя в 30-х годах при разработке травертина на Машуке были найдены слои вулканического туфа, их образование связывали с извержениями находящегося в ста километрах южнее Эльбруса.

Несколько позже в результате анализа строения интрузивных тел и их воздействий на вмещающие породы В.Н. Павлинов [8] пришел к выводу о том, что на горах Бештау, Змейке, Развалке, Верблюды и Бык, где эти тела особенно велики, магма могла достигать земной поверхности в виде экструзий. С геоморфологической точки зрения И.Н. Сафронов [10] охарактеризовал ландшафт Пятигорья как вулканический и пред-

положил, что горы в его пределах поднимались как в процессе внедрения магмы в неогене, так и после ее застывания. В.Г. Гниловской в книге «Занимательное краеведение» выдвинул идею о том, что извержения Пятигорских вулканов были газово-взрывными (пелейского типа), в связи с чем пепел рассеивался, не образуя значительных покровов.

Эта догадка нашла неожиданное подтверждение в 80-х годах при добыче бештаунита на Змейке, где карьер вошел в остатки вулканического покрова, прежде скрытые под мощной коллювиальной осыпью [5].

Во второй половине XX в. в результате поисков, разведки и эксплуатации месторождений урана, минеральных вод и строительных материалов был получен большой фактический материал о глубинном строении недр Пятигорья. Он нашел отражение на современных геологических и гидрогеологических картах, составленных в 80-е годы при групповой геологической съемке под руководством Ю. Б. Файнера. Но в научной литературе эти данные еще не получили должного освещения.

С 1988 г. автор статьи изучал горы Пятигорья при проведении полевых практик студентов географического факультета СГУ и паспортизации гор как памятников природы. Описание обнажений по берегам рек, в карьерах и дорожных выемках, а также дешифрирование космических снимков позволили получить новые данные, которые излагаются ниже вместе с обобщением и анализом материалов других авторов.

2. Тектоническая позиция

Семнадцать магматических гор Пятигорья (с севера на юг – Кокуртлы, Кинжал, Верблюды, Бык, Змейка, Развалка, Железная, Медовая, Тупая (Кабанка), Острая, Бештау, Шелудивая, Лысая, Машук, Юца (Джуца 1-я), Золотой Курган, Джуца (Джуца 2-я) и небольшой обособленный Лысогорский скальный выход бештаунитов расположены на Минераловодской предгорной равнине. Они разбросаны на участке площадью около



700 кв. км и имеют абсолютные высоты от 406 до 1401 м.

Согласно тектонической схеме Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина с дополнениями [4, 7] Пятигорский вулканический центр сформировался в узле пересечения зоны Предкавказских краевых прогибов с Транскавказским тектоническим поднятием. Местной структурой, возникшей в этом узле, является Минераловодский выступ – поднятый трапециевидный блок с относительно неглубоко (1-2 км) залегающим складчатым фундаментом. Он разделяет Восточно-Кубанский и Терско-Каспийский краевые прогибы и граничит по разломам на юге – с Северо-Кавказской моноклиной Большого Кавказа, а на севере – со Ставропольским сводом Скифской плиты (рис. 1).

Складчатый фундамент сложен интрузивными образованиями и метаморфическими сланцами, входящими в Северо-Кавказский краевой массив байкальской консолидации, заключенный в структуре

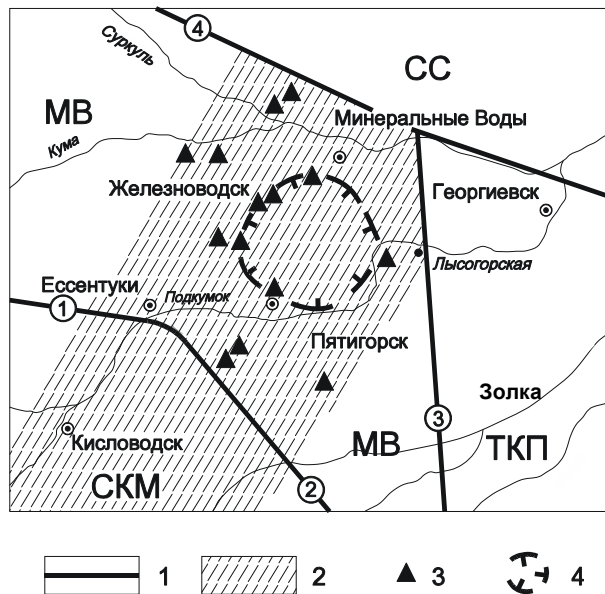


Рис. 1. Тектоническая схема района Пятигорья
1 – главные разломы, ① – Черкесский, ② – Нальчикский, ③ – Лысогорский, ④ – Невинномысский; 2 – Эльбруско-Минераловодская зона разломов, 3 – магматические горы, 4 – Бештау-Лысогорская кольцевая структура; СКМ – Северо-Кавказская моноклиналь, МВ – Минераловодский выступ, ТКП – Терско-Каспийский прогиб, СС – Ставропольский свод.

герцинид. Осадочный чехол слагают морские карбонатно-терригенные формации верхней юры, мела, палеогена и миоцена, перекрытые плиоцен-четвертичной континентальной молассой. В сравнении со смежными краевыми прогибами, где фундамент залегает на глубинах 3-8 км, мощность осадочного чехла в Минераловодском выступе сокращена. Морские отложения деформированы в широкую асимметричную антиклиналь, полого погружающуюся к северу.

Важную роль в тектонической структуре и размещении неогеновых интрузий играют разломы. По отношению к Большому Кавказу они разделяются на продольные северо-западные субширотные, поперечные северо-восточные субмеридиональные и диагональные северо-западные субмеридиональные.

Главные продольные разломы ограничивают Минераловодский выступ с севера и юга. На севере находится Невинномысский разлом, выраженный в рельефе узкой линейной Кубано-Суркульской депрессией, отделяющей Ставропольскую возвышенность от предгорий. На юге расположены субширотный Черкесский и северо-западный Нальчикский разломы, сопряженные возле города Ессентуки. Трассирующие их тектонические уступы и долина р. Бугунты служат естественными границами между предгорьями и куэстами хребтов Дарьинского, Боргустан и Джинальского. Вдоль этих разломов в фундаменте установлены структурные ступени, а в осадочном чехле – флексуры, зоны смятия, дробления и повышенной трещиноватости. Наиболее крупная зона приразломных дислокаций шириной до 10 км – Армавирско-Невинномысский вал [9], выявлена вдоль Невинномысского разлома.

Магмоподводящую функцию в эпоху кайнозойского горообразования выполняла Эльбруско-Минераловодская зона разломов. Она относится к системе поперечного Транскавказского поднятия и прослеживается вдоль оси Минераловодской антиклинали в виде полосы сближенных разрывных нарушений шириной до 30 км. На аэрофотоснимках она дешифрируется в виде серии



линейно вытянутых по аз. 10-30° речных долин и эрозионных ложбин.

Согласно наблюдениям, проведенным нами в скальных обрывах вдоль рек Кумы, Суркуль и Подкумок, разрывы представлены крутопадающими зонами тектонического дробления, катаклаза и повышенной трещиноватости. В них встречаются жилы (до 0,5 м) кальцита, халцедона, опала и травертина, относящиеся не менее чем к пяти фазам гидротермальной деятельности. Молодые трещины нередко зияющие. В известняках в них развиваются карстовые полости. Высокая проницаемость Эльбрусско-Минераловодской зоны связана с растяжением свода поднятия, чем объясняется ее магмоподводящая роль и важное значение для циркуляции подземных вод.

Интрузии бештаунитов и возникшие при их внедрении горы локализованы в Эльбрусско-Минераловодской зоне, между Невинномысским и Нальчикским разломами, в пределах расширяющегося к северу веерообразного участка, вытянутого от Джуцы до Кокуртлы на 42 км и шириной между г. Верблюды и Лысогорским выходом 35 км.

Внутри этого ареала, по данным дешифрирования аэрофотоснимков и морфо-структурного анализа, фиксируется Бештау-Лысогорская кольцевая тектоно-магматическая структура. В ее главном кольцевом разломе диаметром 16 км расположены горы Лысая, Машук, Бештау, Железная, Развалка и Змейка, дающие более 95% запасов минеральных вод Пятигорья. Эта структура, согласно данным И.П. Громаковой, Г.Ф. Ковальского и С.И. Хомякова, совпадает с гравитационным минимумом, вероятно связанным с наличием крупного глубинного интрузивного очага.

Вне Бештау-Лысогорской структуры интрузивы располагаются в узлах пересечения разрывов Эльбрусско-Минераловодской зоны с продольными разломами. Связанные с ними горы-диапиры имеют сравнительно небольшие размеры и менее благоприятны для образования месторождений минеральных вод.

3. Стратиграфический разрез

Складчатый фундамент, согласно результатам буровых работ, между горами Джуцей и Машук установлен на глубинах 1230 – 2100 м от земной поверхности. Он сложен верхнепротерозойско-нижнепалеозойскими (?) хлорит-серицитовыми, кварцальбит-эпидотовыми и слюдястыми сланцами, прорванными позднепалеозойскими гранитоидами и диоритами малкинского комплекса.

Толщи осадочного чехла с глубоким размывом и несогласием залегают на фундаменте и имеют в районе г. Машук, по данным Р.П. Тузикова (1960) и В.Л. Августинского (1968), следующий разрез, (рис.2).

1. Верхняя юра, титонский ярус. Песчаники, реже алевролиты, аргиллиты, доломиты, ангидриты пестроцветные; в верхней части известняки серые с прослоями аргиллитов и ангидритов. 190-240 м.

2. Нижний мел.

2.1. Валанжинский ярус. Известняки доломитизированные с прослоями мергелей и глин. 26-90 м.

2.2. Готеривский ярус. Глинистые и известковистые песчаники, реже известняки. 75-97 м.

2.3. Барремский ярус. Песчаники гравелистые, в верхней части кварцевые песчаники, реже алевролиты и аргиллиты глауконитсодержащие. 158-166 м.

2.4. Аптский ярус. Песчаники серые с известково-глинистым цементом. 200-220 м.

2.5. Альбский ярус. Песчаники серые, вверху аргиллиты и глины черные. 190-200 м.

3. Верхний мел.

3.1. Сенманский ярус. Песчаники светло-серые. 0,5 м.

3.2. Туронский и коньякский ярусы. Известняки светло-серые и белые с прослоями мергелей и глинистых сланцев. 55-75 м.

3.3. Сантонский ярус. Известняки светло-серые с прослоями мергелей и глин. 20 м.

3.4. Кампанский ярус. Известняки и мергели в ритмичном чередовании. 95-100 м.



3.5. Маастрихтский ярус. Мергели, в верхней части с прослоями известняков. 90-150 м.

3.6. Датский ярус. Песчанистые мергели и мергелистые песчаники. 50 м.

4. Палеоцен.

4.1. Эссентутская свита. Мергели и мергелистые аргиллиты, светло-серые и голубовато-серые. 100 м.

4.2. Свита Горячего ключа. Аргиллиты, в средней части песчаники. 135-200 м.

5. Эоцен.

5.1. Черкесская и крестинская свиты. Мергели, местами песчанистые, серые, зеленовато-серые. 63-96 м.

5.2. Кумская свита. Мергели бурокоричневые, битуминозные. 24-35 м.

5.3. Белоглинская свита. Мергели серые, зеленовато-серые. 70 м.

6. Оligоцен – нижний миоцен. Майкопская серия.

6.1. Хадумская свита. Глины часто известковистые темно-серые с коричневыми мергелями. 200 м.

6.2. Баталпашинская и септариевая свиты. Глины темно-серые неизвестковистые, в верхней части со сферосидеритами. 200 м.

Разрез морских отложений платформенного чехла на территории Пятигорья завершают пласты черных битуминозных глин

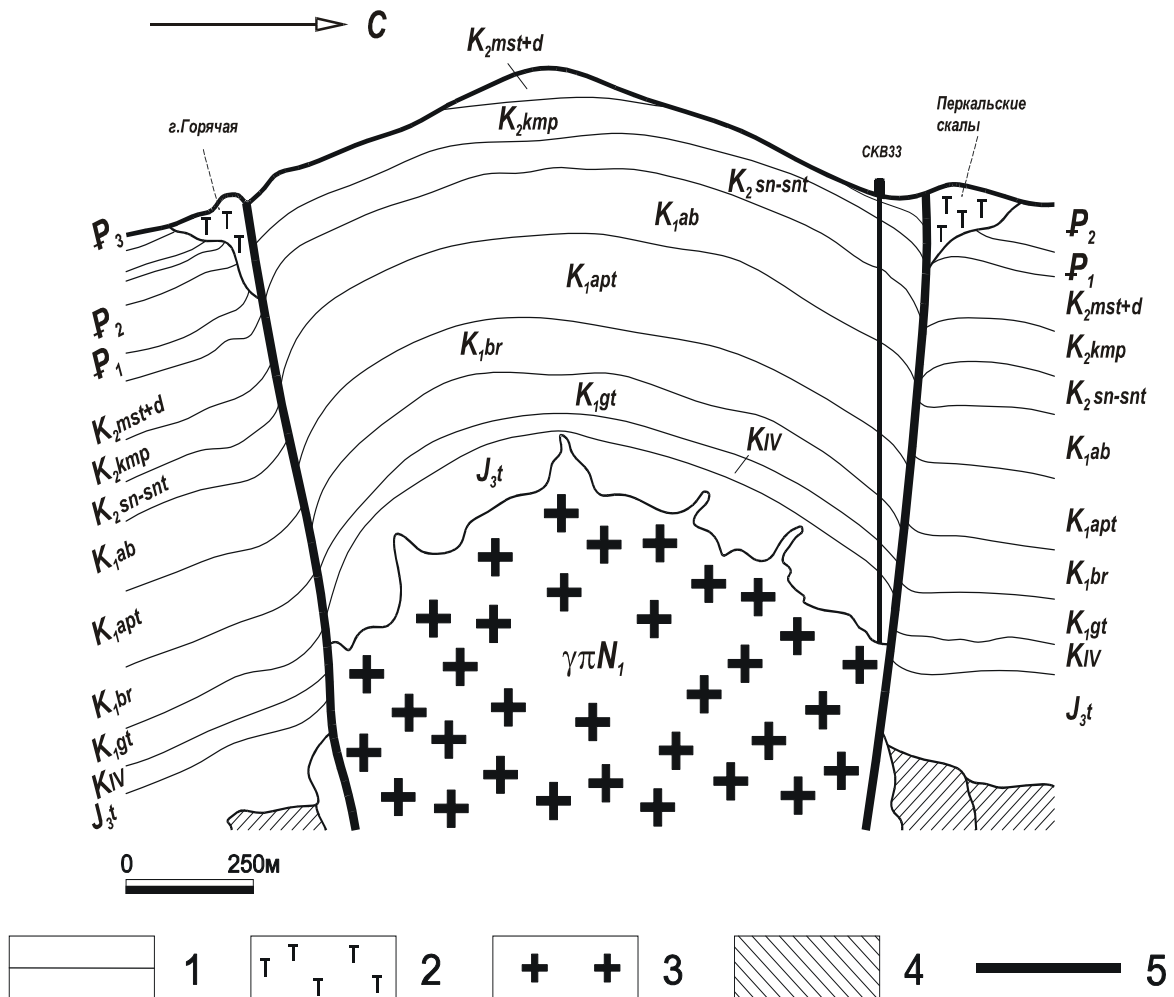


Рис. 2. Схематичекий разрез г. Машук (по данным В.Л. Августинского, 1968).

1 – Осадочные морские отложения: J_{3t} – титонский ярус, K_{IV} – валанжин, K_{1gt} – готерив, K_{1br} – баррем, K_{1apt} – апт, K_{1ab} – альб, $K_{2sn-snt}$ – сеноман-сантон, $K_2 kmp$ – кампан, $K_2 mst+d$ – маастрихт, даний, P_1 – палеоцен, P_2 – эоцен, P_3 – олигоцен, 2 – травертины, 3 – бештауниты, 4 – протерозойско-палеозойский фундамент, 5 – разломы.



чокракского горизонта тортонского яруса миоцена, встречающиеся в крыльях сводового поднятия.

В составе континентальных плиоцен-четвертичных отложений преобладают галечники и пески, слагающие террасы восьми геоморфологических уровней. Наиболее древние из них, относимые к ачкагыльскому и апшеронскому ярусам, мощностью до 20-30 м, имеют аллювиально-дельтовое происхождение, связываемое с образованием во время плиоценовых трансгрессий проточного пролива вдоль Кубано-Суркульской депрессии. Склоны и подножья магматических гор устланы глыбово-щебневыми коллювиально-пролювиальными осыпями. На севере Пятигорья, в долинах Кумы и Суркуль распространены эоловые лессовидные суглинки.

Осадочные отложения играют важную роль в формировании минеральных вод, образуя семь водоносных горизонтов (по А.Н. Огильви и В.Л. Августинскому): титонский, валанжинский, апт-альбский, верхнемеловой, два палеоценовых (эссентукский и горячеключевской) и четвертичный.

4. Вулканизм

Неогеновые вулканогенные породы установлены на горах Змейке, Бештау и Машук. Наиболее значительный фрагмент их покрова размером 20x20x8 м вскрыт карьером на восточном склоне Змейки, в 0,8 км от Камнеобрабатывающего завода (рис. 3,4). По наблюдениям автора статьи, нижнюю часть склона здесь слагают темно-серые и коричневые, листоватые, частично ороговикованные глины с включениями сферосидерита, гипса и лимонита, относящиеся к олигоцен-нижнемиоценовой майкопской серии.

На высоте около 550 м н.у.м. глины с размывом и несогласием перекрыты покровом вулканических туфов, игнимбритов и осадочных брекчий, образующих нарушенный при взрывных работах коренной выход и развал глыб. На западе эти породы граничат с интрузивом бештаунитов по сорванному зоной дробления и лимонитизации крутонаклонному контакту.

Вулканические породы слагают нижнюю часть покрова мощностью около 5 м и представлены чередованием туфов и игнимбригов, образующих пласты мощностью до 1,5 м. Окраска их светло-серая, серая, ржаво-серая, неравномерная, обусловленная чередованием фрагментов с разными ее оттенками и густотой.

Под микроскопом установлено, что туфы представлены литокластическими и пизолитовыми разновидностями. Литокластические туфы имеют пепельно-серый цвет, мелкопесчистую структуру и неяснослоистую текстуру. Они состоят из угловатых обломков застывшей кислой лавы с микрофельзитовой структурой размером 2-5 мм, сцементированных более мелкозернистой вулканокластической тканью.

Пизолитовые туфы, количественно преобладающие в нижней части покрова, имеют алевритовую структуру и пятнистую текстуру. Обломочный материал в них представлен сферическими агрегатами слипшихся частиц пепла (пизолитами) размером от 0,5 до 15 мм, заключенными в более однородной спекшейся туфовой массе. От последней пизолиты обычно отличаются более светлым оттенком и концентрически-зональным строением, возникшим в результате слипания раскаленного пепла в дождевых тучах при извержении, подобно граду.

Игнимбриты имеют линзовидно-полосчатую флюидальную текстуру, параллельную общему напластованию вулкаников. Они состоят из спекшейся алевропсаммитовой основной ткани с линзами фьямме толщиной до 3-5 мм, состоящими из коричневого девитрифицированного стекла. Раскристаллизация стекловатой массы местами привела к образованию сферолитов диаметром до 2 см, состоящих из радиально-волоконистых новообразований щелочного полевого шпата.

Туфы и игнимбриты согласно перекрыты осадочной брекчией, образующей пласт мощностью до 3 м. Она представляет собой литифицированную породу, состоящую из угловатых обломков желтовато-серых фельзитовых до микроаптитовых трахиолитов-трахириодацитов, сцементиро-



ванных псаммоалевритовым туфогенно-осадочным материалом с примесью лимонита. Обломки размером до 20-30 см несортированы и петрографически идентичны наименее раскристаллизованным бештаунитам краевой фации субвулканических интрузий.

На горе Бештау вулканические породы встречаются в коренном залегании в промоине, в 100 м восточнее седловины между вершинами Бол. и Мал. Бештау, возле тропы, ведущей в Железноводск. Они образуют останец кровли интрузива бештаунитов размером около 5x10 м и представлены спекшимися пепловыми и пизолитовыми туфами с почти вертикально ориентированной слоистостью и флюидалностью. Их основная ткань обогащена черным углистым веществом, возникшим, вероятно, при лесных пожарах. На ее фоне контрастно выделяются белые шарики пизолитов размером до 0,5 см.

Находки пирокластических пород (включая туфы, ранее выявленные на Машуке) свидетельствуют о том, что в миоцене, после отложения майкопской серии и перед внедрением интрузий бештаунитов, Бештау и Змейка представляли собой вулканы газово-взрывного типа. Их деятельность завершилась закупоркой жерл вязкой полужесткой магмой, выдавливание которой из кратеров и последующее разрушение возникшей породы привели к образованию специфической брекчии, перекрывшей продукты взрывных извержений.

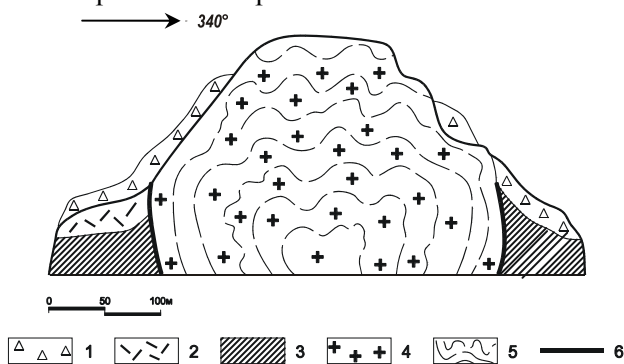


Рис. 3. Схематический разрез восточной части г. Змейки

1 – четвертичный коллювий, 2 – неогеновые вулканы, 3 – глины майкопской серии, 4 – бештауниты, 5 – флюидалность и полосатость в бештаунитах, 6 – тектонические разрывы.

5. Магматические диапиры и строение гор

Большинство гор Пятигорья представляет собой сложные, разбитые разломами купола с диапировыми ядрами, сложенными бештаунитами.

По размерам и глубине залегания интрузивы внутри этих гор разделяются на четыре типа: 1) глубоко эродированные диапиры, 2) слабо эродированные диапиры, 3) скрытые диапиры, 4) малые интрузии.

По формам залегания Н.Д. Соболев [11, 12] разделил интрузивы Пятигорья на бисмалиты (пробкообразные тела) – Юца, Верблюд, Золотой Курган, Кокуртлы; этмолиты (воронкообразные тела) – Бештау, Бык, Шелудивая, Джуца, Железная, Развалка; хонолиты (тела неправильной формы) – Змейка, и дайки (трещинные плитообразные тела) – Медовая, Острая, Тупая, Кинжал.

Гипабиссальные и субвулканические породы, объединяемые под названием бештауниты, сформировались в четыре (по Н.Д. Соболеву) фазы внедрения, сходные по составу.

Внешне они представляют собой светло-серые, серые, розово-серые, редко белые неравномерно раскристаллизованные породы с порфировой, реже афировой структурой и массивной либо полосчато-флюидалной текстурой. Их основная ткань и фенокристаллы состоят из кислого плагиоклаза № 10-18, калиево-натриевого полевого шпата (санидина или санидин-анортклаза) и подчиненного им кварца (до 3% во вкрапленниках). В незначительных количествах встречаются биотит, роговая обманка и щелочной пироксен ряда эгирин-диопсида.

По химическому составу [2, 11, 12] бештауниты относятся к кислым магматическим породам повышенной щелочности с содержаниями SiO_2 61-74% и суммы щелочей 8,6-10,5%. Согласно современной «Классификации и номенклатуре магматических горных пород» (1981), они соответствуют ряду субщелочных лейкогранитов, субщелочных гранитов, кварцевых сиенитов и сиенитов калиево-натриевой серии либо их вулканическим аналогам – субщелочным риолитам, трахириолитам, трахириодацитам,



лейкокрахитам и трахитам. Наиболее кислые лейкократовые дифференциаты тяготеют к центральной части ареала интрузий (горы Бештау, Шелудивая, Бык), в то время как в периферии состав бештаунитов приближается к сиениту (Верблюды, Золотой Курган, Лысая).

Контакты тел бештаунитов с вмещающими меловыми, палеогеновыми и миоценовыми осадочными породами резкие, секущие. Согласно наблюдениям в карьерах и выемках на горах Бештау, Змейке, Шелудивой и Бык, они круто наклонены под углами $70-90^\circ$ (рис. 3, 5). Параллельно контактам в краевых частях интрузивных тел развита текстура течения, выраженная неравномерным, часто полосчатым распределением светлых и темных минералов и их плоскопараллельной ориентировкой. Внутри диапиров залегание полосчатости выполаживается. Оно становится волнистым, прерывистым, близким к горизонтальному и отражает движение магмы в виде огромной капли, выдавливавшейся под большим напором к земной поверхности.

Вмещающие осадочные породы на контактах с телами бештаунитов деформированы, ороговикованы и гидротермально изменены. Деформации заключаются, прежде всего, в изгибах залегания пластов от пологонаклонного до вертикального и даже опрокинутого (например, на г. Бештау), параллельного контакту. На горе Шелудивой



Рис. 4. Вулканические туфы, игнимбриты и перекрывающие их осадочные брекчии на г. Змейке.

вдоль контактов установлено смятие осадочных пород в мелкие складки и плойки, вследствие раздвига полости, заполнявшейся магмой.

Тепловое и флюидное воздействия магмы привели к образованию экзоконтактовых зон ороговикования и метасоматоза шириной до 15-20 м. Глинистые породы в них превращены в темные сланцеватые и массивные роговики с новообразованиями полевого шпата, кварца и биотита. Известняки и мергели мраморизованы и скарнированы с развитием диопсида, граната, датолита и волластонита. Конкреции сферосидерита и марказита в отложениях майкопской серии на горе Кинжал превращены в гнезда раскристаллизованных сидерита и пирита.

С пневматолитовой и гидротермальной постмагматическими стадиями связаны грейзенизация бештаунитов с образованием мусковита, кварца, турмалина, топаза, флюорита и минералов урана (горы Бештау и Бык), а также широкое развитие жил кальцита, кварца, халцедона и цеолита.

Осадочные, магматические и контакто-метаморфизованные породы рассечены сетью разрывных нарушений, возникших после завершения магматизма и выраженных зонами катаклаза с зеркалами и бороздами скольжения. Эти разрывы динамически связаны как с системой региональных разломов, так и с местными дислокациями, вызванными постмагматическим развитием диапиров.

Специфическими элементами последних являются кольцевые и радиальные разломы. Кольцевые нарушения развиты в обрамлении тел бештаунитов, контакты которых часто сорваны тектоническими подвижками.

Согласно наблюдениям на г. Змейке, срывам присущи вертикальные борозды скольжения, отражающие тектоническое выдавливание (протрузию) интрузивных тел после застывания магмы.

Для скрытых и слабо эродированных диапиров с радиаль-



ными и концентрическими разломами, по данным Ю. Б. Файнера, характерны структуры типа разбитой тарелки, возникшие вследствие неравномерного блокового поднятия сегментов кровли над телами бештаунитов. Структура горы Машук представляет собой сложный пробкообразный кольцевой горст, нарушающий купол, амплитуда поднятия которого под напором магматического диапира более 700 м (рис. 2).

Послемагматические разрывные деформации диапиров способствовали созданию благоприятных условий для циркуляции и образования месторождений минеральных вод. Преодолевая путь от Скалистого и Пастбищного хребтов по Северо-Кавказской моноклинали, подземные воды растворяют соли мезозойских и палеогеновых водоносных горизонтов, а затем, попав в недра диапиров, насыщаются растворами и газами и разогреваются жаром, поступающим из глубинных магматических очагов. Накапливаясь и многократно перемешиваясь в трещинах, под гидравлическим и газовым напором они устремляются вверх и создают в подножьях магматических гор, чаще всего в кольцевых разломах, более ста источников целебных вод.

С деятельностью углекислых гидрокарбонатных вод связано широкое распро-

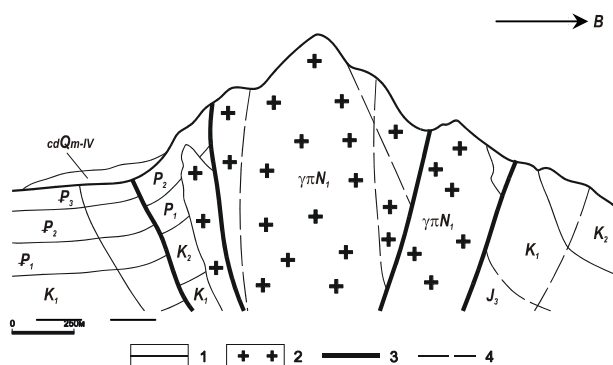


Рис. 5. Схематический разрез г. Бештау (по материалам Ю.Б. Файнера и др., 1988)

1 – Осадочный комплекс: *cdQIII-IV* – коллювиально-делювиальные отложения, *P₃* – олигоцен, *P₂* – эоцен, *P₁* – палеоцен, *K₂* – верхний мел, *K₁* – нижний мел, *J₃* – верхняя юра; 2 – бештауниты ($\square\square N_1$), 3 – разломы, 4 – мелкие разрывы.

странение на горах Пятигорья травертинов, которые заполняют трещины отрыва и образуют натечные тела. Наиболее крупные из них опоясывают гору Машук, где имеют мощность до 50-70 м, а также в виде покровов площадью до 1 кв.км встречаются на горах Юце, Железной, Бештау и Лысой. По данным Д.С. Николаева, Р.П. Тузикова и других исследователей, различаются до 7 стадий травертинообразования, наиболее древняя из которых относится к апшеронскому веку плиоцена.

Проведенные нами исследования позволяют выделить два различных по палеогеографическим, неотектоническим и термодинамическим условиям формирования подкомплекса травертинов – ранний и поздний.

Ранний подкомплекс, распространен на горах Машук и Юце, где его мощность достигает 20-30 м. Слагающие его травертины – плотные, светло-серые, желтовато-серые до белых мраморовидные породы. Они состоят из кальцита (90-98%) с примесями глинисто-терригенного и органогенного материала, гипса и лимонита. В нижних пластах имеются слои вулканических туфов.

Структура этих травертинов кристаллическая, текстура тонкополосчатая, наследующая ориентировку первичной натечной слоистости. В связи со значительной измененностью их можно называть метатравертинами.

В верхней части раннего подкомплекса встречаются белые погребенные коры выветривания. Они образуют линзы мощностью до 10 см и состоят из дезинтегрированных до дресвы и порошка травертинов в смеси с каолином. Метатравертины часто рассечены мелкими зонами катаклаза и тектонического брекчирования, в которых развиты корочки, розетки и жилы (до 15-20 см) волокнистого арагонита и кристаллического кальцита янтарно-коричневого, желтого и белого цвета.

В отложениях раннего комплекса имеются костные остатки южного слона (*Archidiskondon meridionalis*). Судя по наличию вулканических туфов, отложение подкомплекса метатравертинов началось в кон-



це миоцена, в период извержения Пятигорских палеовулканов. Он формировался вплоть до конца плиоцена и возможно начала плейстоцена в условиях высокого геотермического градиента и выделения флюидов, вызвавших локальный метаморфизм, а также тектонической активности, связанной с максимальным горообразованием. В условиях гумидного климата возникли каолиновые коры выветривания.

Поздний подкомплекс травертинов залегает на раннем, а также образует многочисленные обособленные тела. В его состав входят серые, ржаво-серые пористые травертины, состоящие из арагонита и кальцита с примесями серой глины, обломков горных пород и лимонита. Структура их микрокристаллическая до пелитоморфной, текстура слоисто-натечная. Встречаются окаменевшие (замещенные карбонатом) листья, плоды, обломки коры и ветвей листопадных древесных и травянистых растений, мха, а также костные остатки животных, типичных для условий холодного и умеренного климатов. В голеценовых слоях травертинов обнаружены кремневые отщепы и ножевидная пластина, принадлежавшие человеку, жившему, по заключению Н.М. Егорова, в неолите.

Крайне редкие разрывные нарушения в позднем подкомплексе обычно заполнены неправильными жилами и линзами пористого неслоистого травертина. Из гипергенных новообразований в нем характерна коричнево-серая гидрослюдистая глина, свойственная обызвесткованным корам выветривания.

Биостратиграфические и структурно-вещественные особенности этого подкомплекса отражают условия затухания магматической и тектонической активности на территории Пятигорья, понижение геотермического градиента и существенное похолодание. Нужно отметить, что уникальная геологическая летопись, заключенная в травертинах, расшифрована недостаточно и может дать еще много ценнейшей информации об истории Кавказа.

6. История гор Пятигорья

Современные геологические данные позволяют выделить в истории геологического развития гор Пятигорья три крупных этапа – вулканический, поствулканический орогенный и эпивулканический.

Вулканический этап, судя по калий-аргоновым датировкам бештаунитов 8,3-10,5 млн. лет и прорыванию ими чокракских отложений среднего миоцена [2], начался в сарматском веке и закончился, по-видимому, в конце миоцена. На этом этапе Бештау, Змейка и другие горы-диапиры с глубоко эродированными ядрами были вулканами газово-взрывного типа. В обрамлении наиболее грандиозного из них возникли паразитические вулканы, жерла которых затем заполнились малыми интрузивными телами гор Медовой, Тупой и Острой.

Пятигорье в это время входило в тыловую часть островодужного поднятия Большого Кавказа, надвигавшегося на Черноморско-Закавказский морской прогиб в системе палеоокеана Тетис [1]. Палеоландшафт представлял собой вулканический перешеек, соединявший Большой Кавказ с низменной Древнеставропольской сушей, омывавшейся теплым Позднесарматским морем [6].

Этап завершился внедрением интрузий (диапиризмом) вязкой кислой и средней магмы повышенной щелочности, закупорившей жерла вулканов и вызвавшей поднятие земной поверхности над диапирами.

На этой стадии проявились контактовые пневматолитово-гидротермальные процессы, приведшие к образованию месторождений ураново-редкометальной и борной минерализации. Началось излияние горячих минеральных вод.

Поствулканический орогенный этап охватывает плиоцен и начало плейстоцена и соответствует фазам максимального поднятия Большого Кавказа в процессе столкновения Евразийской и Африкано-Аравийской литосферных плит. В это время центр вулканизма сместился к Эльбрусу, а интрузивные ядра магматических гор Пятигорья поднимались в твердом состоянии под напором



глубинных магматических очагов в условиях общего сжатия земной коры. Образовалась Северо-Кавказская моноклиналь (как активизированный край Скифской платформы с густой сетью неотектонических разрывов), ставшая структурно-вещественной основой уникального Кавминводского гидрогеологического бассейна.

Орогенез сопровождался регрессией моря и осушением значительной части Предкавказья с образованием высоких террас прибрежно-морского и речного происхождения. Гумидный климат способствовал сохранению теплолюбивой фауны и флоры и образованию каолиновых кор выветривания.

Эпивулканический этап начался в середине плейстоцена и продолжается до наших дней. Он характеризуется тенденцией к затуханию циклического поднятия и магматизма в коллизивной структуре Кавказа и формированием современной тектонической структуры и рельефа региона. Судя по широкому распространению позднего подкомплекса травертинов, в недрах магматических гор активизировалось образование минеральных вод.

Палеовулканы и криптодиapiры подверглись глубокой эрозии и денудации, вследствие чего были смыты насыпные конусы и часть подстилающих их осадочных пород, обнажились интрузивные ядра гор. Сильные землетрясения, сопутствовавшие извержениям Эльбруса, способствовали образованию на склонах и в подножьях гор обширных каменных осыпей и расчленению г. Развалки на крупные блоки. Эпохи похолодания, связанные с плейстоценовыми оледенениями, привели к существенной перестройке биоты и возникновению неповторимого природного комплекса Пятигорья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов Г.И., Омельченко В.А., Пруцкий Н.И. *Последовательность тектонических событий и их выражение в современной структуре Северного Кавказа: Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа / Материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым. – Ессентуки: Комитет РФ по геологии и использ. недр, 1995. – С. 63-77.*

2. Борсук А.М. *Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. – М.: Наука, 1979.*

3. Герасимов А.П. *Геологическое строение Минераловодского района // Труды ЦНИГРИ, 1937. – Вып. 93.*

4. Годзевич Б.Л. *Тектоника и морфоструктура Ставрополя // Вестник СГУ. – 1996. – Вып. 6. – С. 24-32.*

5. Годзевич Б.Л. *Строение и история формирования магматических гор Пятигорья // Проблемы естественных наук: Материалы научной конференции «Университетская наука – региону» – Ставрополь: Изд-во СГУ, 1996. – С. 130-133.*

6. Годзевич Б.Л. *Ландшафты прошлого Ставрополя // «Ставро-Юг». Деловой вестник Ставрополя. – 2000. – № 5-6. – С. 68–70.*

7. Короновский Н.В. *Краткий курс региональной геологии СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1984.*

8. Павлинов В.Н. *Общие черты строения лакколлитов района Кавказских Минеральных Вод. – Труды МГРИ. – 1948. – Т. XXIII.*

9. Пустильников М.Р. *К тектонике Западного и Центрального Предкавказья // Геотектоника. – 1968. – № 1. – С. 52-69.*

10. Сафронов И.Н. *Вулканический ландшафт Пятигорья // Материалы по изучению Ставропольского края. – Ставрополь: Ставроп. книж. изд-во, 1953. – Вып. 5. – С. 21-32.*

11. Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А. А., Назаров А. С. и др. *Неогеновые интрузивы и докембрийский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. – Труды ВИМС. Новая серия, 1959. – Вып. 3.*

12. Соболев Н.Д. *Петрология неогеновых интрузивов Северного Кавказа // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – С. 622-634.*

Об авторе

Годзевич Борис Леонидович, доцент кафедры физической географии Ставропольского государственного университета, кандидат геолого-минералогических наук. Автор и соавтор 96 опубликованных научных работ по проблемам геологии, геоэкологии и природопользования.