

**Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, Н. В. КОРОНОВСКИЙ**  
**«ТУФОЛАВЫ» И РОДСТВЕННЫЕ ИМ ОБРАЗОВАНИЯ**  
**ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА**

*(Московский государственный университет)*

**ВВЕДЕНИЕ**

Последний — плиоцен-четвертичный этап геологической истории Большого Кавказа характеризуется мощными проявлениями наземного вулканизма, сосредоточенными в полосе наибольшего поперечного воздымания этой горной страны между горами Эльбрус и Казбек (Центральный Кавказ). Здесь выделяются три области новейшего вулканизма, отличающиеся своим тектоническим положением, характером вулканической деятельности и химизмом магматических образований: Эльбрусская, Казбекская и Центрально-Грузинская (Милановский, 1960). Самая северная из них — Эльбрусская вулканическая область (рис. 1) расположена на северном крыле мегантиклинория Большого Кавказа в полосе сочленения его с эпигерцинской платформой Предкавказья. Северная часть Эльбрусской области входит в пределы так называемой Лабино-Малкинской зоны южного краевого участка эпигерцинской платформы, вовлеченного в неогене в сводовое поднятие Кавказа. В этой зоне складчатый и метаморфизованный палеозойский фундамент залегает неглубоко и перекрыт мезокайнозойским субплатформенным чехлом мощностью от 0 до 2—3 км, слагающим полого наклоненную к северу и северо-востоку моноклираль. В южной части Эльбрусской области палеозойский фундамент выступает на поверхность и пересекается узкой, высоко подвижной зоной продольных региональных разломов — зоной Тырнаузского краевого шва. На протяжении большей части альпийского этапа она отделяла южную часть эпигерцинской платформы (Лабино-Малкинскую зону) от северной краевой части геосинклинали Большого Кавказа, ныне представляющей высоко поднятый и глубоко денудированный горст-антиклинорий главного хребта, сложенный кристаллическими породами палеозоя. Помимо продольных, в структуре Эльбрусской области значительную роль играют поперечные и диагональные разломы и флексуры (в альпийском чехле); некоторые из них пересекают по несколько тектонических зон северного склона Центрального Кавказа. Для Эльбрусской области по сравнению с другими вулканическими областями Большого Кавказа характерен наиболее кислый состав магматических продуктов, преимущественно липаритовый и липарито-дацитовый в плиоцене и дацитовый в антропогене.

В самой северной части Эльбрусской области (Минераловодский район) эффузивные образования сменяются магматическими диапирами щелочного характера (трахилипариты или граносиенит-порфиры). Одной из главнейших особенностей вулканизма Эльбрусской области явились

Схема стратиграфического положения туфолов и подобных им образований Эльбрусской вулканической области

Возраст	Эльбрусская вулканическая область			Кавказская область
	Эльбрус	Верхне-Чегемский район	Нижне-Чегемский район	
Голоцен Q <sub>4</sub>		Эксплозивные брекчии (дациты)		Эксплозивные брекчии (Дарьяльское ущелье)
Верхний плейстоцен	Верхняя часть Q <sub>3</sub> <sup>2</sup>			
	Нижняя часть Q <sup>1</sup>	Дацитовые туфолавы, лавы Западного Приэльбрусья (Битюк-Тюбе, Кюкюртли, Чемарткол, Чучкур)	Дацитовые туфы (Гараузу-су) и эксплозивно-брекчиевые дайки	Дацитовые туфолавы (игнимбриты?) и «туфовые интрузии» (р-н Заюково). Эксплозивные брекчии (Гунделен)
Средний плейстоцен Q <sub>2</sub>				
Нижний плейстоцен Q <sub>1</sub>				
Верхний плиоцен N <sub>3</sub> <sup>2</sup>	Липаритовые игнимбриты (Ири-чат, Тузлук, Уллу-мадени-дерку)	Дацитовые туфы, липарито-дацитовые игнимбриты. («Купол Водораздельный») и липаритовые полосчатые туфолавы (лавы)	Липаритовые игнимбриты и туфы	

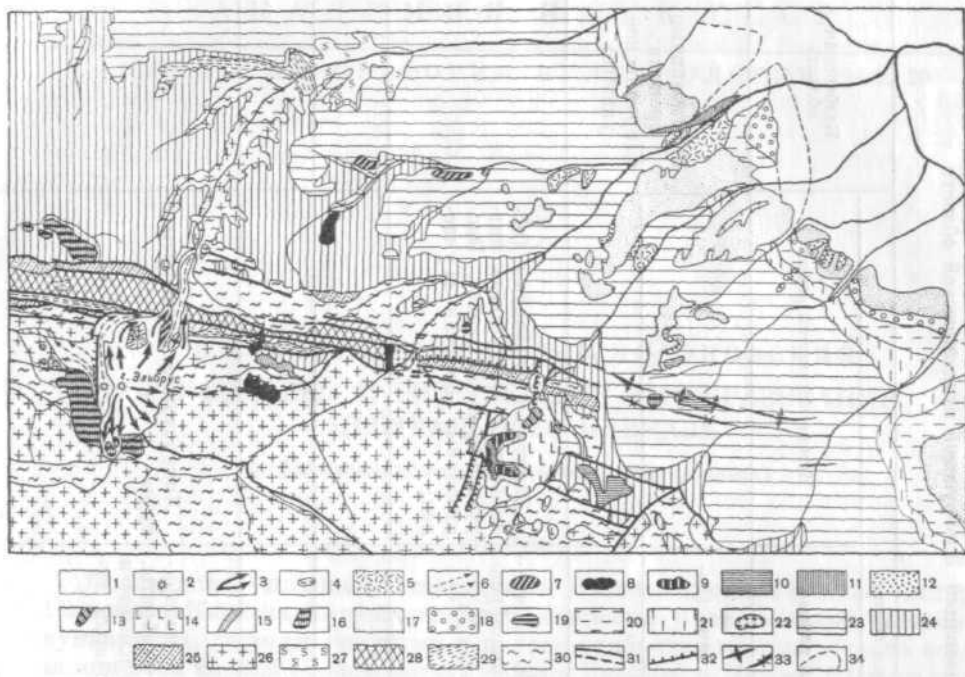


Рис. 1. Схематическая карта расположения кайнозойских магматических образований Эльбурской вулканической области

1 — четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — четвертичные вулканические конусы; голоцен; 3 — дацитовые и андезито-дацитовые лавы; 4 — дацитовые экструзии; верхний плейстоцен; 5 — а) дацитовые туфы и игнимбриты, б) туфолавы; 6 — андезито-дацитовые и дацитовые лавы и пирокластиты; средний плейстоцен; 7 — андезито-базальтовые лавы; 8 — андезито-дацитовые и дацитовые лавы; верхний плиоцен — нижний плейстоцен; 9 — андезитовые и дацитовые лавы; верхний плиоцен; 10 — морены, 11 — баксангэсская и кызбурунская вулканогенно-осадочные толщи; 12 — липаритовые игнимбриты и туфы; 13 — интрузии гранит-порфиров, 14 — липаритовые лавы; 15 — липаритовые (и делленитовые) лакколлиты, силлы, некки, дайки; 16 — андезито-базальтовые лавы; 17 — осадочные толщи (в южной половине района — континентальные конгломераты); мэотис-понт; 18 — континентальные конгломераты; 19 — щелочные трахилипаритовые интрузии и экструзии; 20 — олигоцен и миоцен (без мэотиса); 21 — палеоцен и эоцен; 22 — мел-палеоген, порфирировидные граниты (Эльджуртинский массив); 23 — верхняя юра и мел; 24 — нижняя и средняя юра; 25 — средний карбон — нижняя пермь; 26 — палеозойские граниты и мигматиты; 27 — палеозойские ультрабазиты; 28 — нижний карбон; 29 — силур-девон; 30 — нижний палеозой-докембрий (?), метаморфические породы; 31 — крупнейшие разрывы; 32 — разрывы со значительными смещениями в верхнем плиоцене и в четвертичное время; 33 — оси некоторых складок; 34 — границы дочетвертичных отложений под четвертичным покровом. Масштаб 1 : 600 000

также грандиозные верхнеплиоценовые извержения кислых, главным образом липаритовых туфолав и близких к ним образований, происходившие в Верхне-Чегемском и Нижне-Чегемском вулканическом районах и на массиве Эльбрус.

Аналогичные извержения, но гораздо более слабые и отличающиеся несколько менее кислым составом продуктов (дациты, липарито-дациты), повторились в тех же районах в начале верхнего плейстоцена. Своеобразие чегемских липаритов, совмещающих в своем облике, структуре и условиях залегания черты лав и туфов, отмечались еще В. П. Ренгартемом (1930) и С. П. Соловьевым (1938), а в последние годы Ю. П. Масуренков (1957) отнес подавляющую массу липаритов этих районов к типичным игнимбритам.

Авторы, проводившие в течение 1955—1960 гг. детальные регионально-геологические исследования на Центральном Кавказе, также пришли к выводу о туфолаковой природе верхнеплиоценовых чегемских липаритов и, кроме того, обнаружили сходные или родственные образования среди верхнеплиоценовых и верхнеплейстоценовых эффузивов Эльбруса и верхнеплейстоценовых вулканических образований Нижне-Чегемского вулканического района (бассейны рек Баксан, Гунделен, Чегем). Однако мы не можем согласиться с представлением Ю. П. Масуренкова об игнимбритовом (в понимании А. Н. Заварицкого) генезисе почти всех чегемских липаритов.

Мы считаем, что «туфолава» и близкие к ним по облику породы Эльбрусской области представляют собой хотя и родственные друг другу, но генетически несколько различные образования, одни из которых по своему происхождению приближаются к туфам, а другие — к лавам, причем пока не во всех случаях сумма геологических и петрографических признаков этих пород позволяет дать однозначный ответ о их происхождении. Поэтому мы придерживаемся широкого понимания термина «туфолава», не вкладывая в него узкого, строго определенного генетического содержания, и относим к группе туфолав семейство родственных кислых вулканических пород, включающее как спекшиевые туфы (игнимбриты), связанные постепенными переходами в пространстве с более рыхлыми разностями туфов, так и существенно лавовые образования (высоко подвижные полосчатые лавы с фьямме), обладающие близкими с игнимбритами, подчас неотличимыми текстурными признаками.

Вопросы стратиграфии и возраста туфолав Эльбрусской области освещены в других работах авторов, и здесь мы приведем лишь схему, показывающую стратиграфическое положение этих образований.

### **БЛИЗПОВЕРХНОСТНОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ ПЕРИФЕРИЧЕСКОГО ОЧАГА (КАМЕРЫ)**

Общей особенностью обстановки извержения «туфолав» Эльбрусской вулканической области являлось наличие очень неглубоких, близповерхностных промежуточных (или периферических) очагов (магматических камер), которые питались единым для этой области глубинным магматическим очагом<sup>1</sup>. Наличие подобных близповерхностных очагов, в которых накапливается перед «туфолавовым» извержением кислая, богатая летучими, «взрывчатая» магла, доказывається: 1) широким развитием тектоновулканических депрессий, проседание которых подчас весьма глубокое (до 2 км и более); 2) приуроченностью центров верхнечетвертичных «туфолавовых» и родственных им извержений, происходивших в условиях глубокого расчлененного рельефа, к днищам речных долин, т. е. к тем участкам, где сопротивление кровли прорыву магматических масс оказывалось значительно меньшим, чем на водораздельных пространствах; это различие в мощности кровли могло сказываться лишь при очень мелком залегании магматических камер; 3) гравиметрическими данными для района Эльбруса, указывающими на наличие непосредственно под этим вулканом значительных по объему аномально легких масс. Можно предполагать, что такие периферические магматические камеры находились в момент извержения туфолав на глубинах в несколько километров (а возможно и менее 1 км).

<sup>1</sup> Единство очага доказывається общим для всей области ритмом извержения, сходством химизма их продуктов и общей направленностью изменений их петрографического состава во времени.

По своим структурно-текстурным особенностям и характеру залегания вулканические образования из группы «туфолав» Эльбрусской области отличаются большим разнообразием, по-видимому, обусловленным различиями в физико-химических условиях, в которых протекали извержения, и в расположении промежуточных магматических камер и относятся к нескольким типам, связанным постепенными переходами, образующими как бы целый генетический ряд.

### ТУФОЛАВЫ И ПОДОБНЫЕ ИМ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕ-ЧЕГЕМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО РАЙОНА

Наиболее мощный и фациально разнообразный комплекс пород из семейства туфолав представлен верхнеплиоценовой липаритовой толщей Верхне-Чегемского вулканического нагорья. В ней имеются представители следующих главных генетических типов пород, связанных взаимными переходами в разрезе: 1) высокоподвижная линзовидно-полосчатая липаритовая лава с фьямме; 2) спекшиеся липарито-дацитовые туфы (игнимбриты); 3) пемзовые, дацитовые туфы.

Верхне-Чегемский вулканический комплекс занимает площадь порядка  $200 \text{ км}^2$ , при мощности, превышающей 2—2,5 км. Они заполняют глубокую меридионально-вытянутую (поперечную брахиформную, грабен-синклинальную депрессию), которая развивалась в процессе извержений и безусловно имеет вулcano-тектоническую природу. Длина ее до 20, ширина 8 км. Она ограничена и рассечена несколькими субмеридиональными сбросами, амплитудой в сотни метров каждый, придающими ей характер сложного, ступенчатого грабена, причем полнота разрезов в разных ступенях (блоках) резко различна. Наиболее полный и мощный разрез (до 2—2,5 км) характеризует центральный самый опущенный блок грабена, а наименьший (200—300 м) — левого крыла впадины (рис. 2).

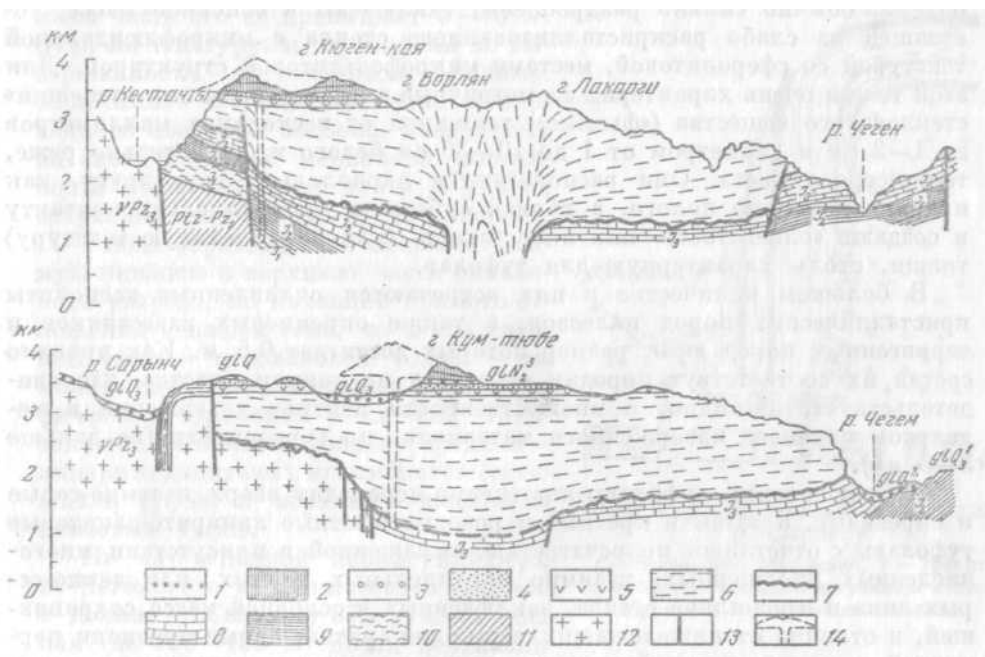
Таким образом, в начале извержения туфолав опускался и заполнялся ими лишь узкий (2—3 км) блок субмеридионального простирания, а затем впадина последовательно расширялась и углублялась вследствие втягивания в проседание примыкающих к ее осевой части новых блоков фундамента, перекрывавшихся более молодыми порциями туфолав. Аналогичная картина ступенчатого строения впадины устанавливается и вдоль длинной ее оси. Субдолготные и субширотные разломы, развивавшиеся во время извержений, прекрасно видны не только в теле верхнеплиоценовой липаритовой толщи (в виде сбросов, нередко использованных дайками, и крутых флексур), но и в палеозойских и юрских породах ее фундамента, выступающих по периферии впадины и в эрозионных «окнах» внутри контура липаритовой толщи. Последняя, помимо разрывных смещений, приобрела на крыльях впадины заметный наклон к ее центру, достигающий в низких горизонтах толщи 20—30°, а в самых верхних уменьшающийся почти до нуля. В зонах флексур над разломами фундамента углы падения доходят до 60—70°. В разрезе липаритовой толщи снизу вверх выделяются шесть главных горизонтов, имеющих в основном стратиграфическое, но отчасти и фациальное значение.

1) Горизонт дацитовых туфов мощностью 100—120 м. Горизонт имеет узко локальное распространение и встречен лишь на г. Гихи в пределах осевого, наиболее глубокого и раноопущенного блока (на южной центриклинали впадины). Присутствие валунно-галечного материала в этом горизонте указывает на то, что накопление туфов происходило вначале в русле потока, вскоре засыпанного пирокластическим материалом. Не

<sup>1</sup> Впервые это отметил К. И. Паффенгольц (1956).

исключено, что по своему возрасту эти туфы значительно древнее вышележащей липаритовой толщи;

2) Базальный горизонт собственно липаритовой туфолавы на г. Гихи ложится на дацитовые туфы, а на остальных участках периферии липаритового массива — непосредственно на древний субстрат. В основании его залегают белые и светло-серые липариты мощностью 1—3 м, состоящие из зерен кварца, полевых шпатов и биотита, заключенных в пористой стекловатой основной массе со следами первичной кластической текстуры. Вверх они становятся плотнее, обогащаются черными



Ри. 2. Схематические профили Верхне-Чегемского нагорья

1 — верхний плейстоцен — ледниковые отложения; 2 — нижний плейстоцен — "андезитовые лавы", Верхний плейстоцен: 3 — морены; 4 — дацитовые туфы; 5 — липарито-дацитовые игнимбриты; 6 — липаритовые полосчатые туфолавы (лавы); 7 — стекловатые липариты основания толщи; 8 — верхняя юра; 9 — средняя юра; 10 — нижняя юра; 11 — протерозой — нижний палеозой; 12 — верхнепалеозойские граниты; 13 — разломы; 14 — первоначальный контур андезитового вулкана

стекловатыми линзами и затем замещаются темно-серыми и черными смоляновидными липаритами со стекловатой витрофировой, иногда перлитовой основной массой и фенокристами кварца, кислых плагиоклазов, санидина. Мощность черных липаритов 1—10 м. Верхняя граница этого горизонта с основной частью липаритовой толщи постепенная, реже — довольно резкая; местами в условиях крутого падения подошвы толщи граница имеет характер зубчатого замещения черных смоляновидных липаритов светло-серыми по простирацию. Иногда в этих случаях обе разновидности пород взаимно проникают друг в друга, заполняя широкие поперечные трещины. Необходимо подчеркнуть, что базальный горизонт почти всегда присутствует в основании разреза липаритовой толщи, независимо от того, с какой ее части он начинается в данном блоке. Он появляется также и в зонах некоторых крутых тектонических контактов липаритовой толщи с породами субстрата (напр., в низовьях р. Джунгусу), где смещения по разлому были сингенетичны извержениям данной части толщи. Эти данные показывают, что пачка черных смоляновидных липаритов

и подстилающих их светлых разностей не занимает определенного стратиграфического положения, а является своеобразной приконтактной фацией липаритовой толщи, быстрое охлаждение которой на границе с холодным субстратом приводило к быстрому застыванию в стекловатом состоянии.

3) Основная часть толщи, мощностью не менее 2 км в Центральной части массива представлена однообразными серыми и сиренево-серыми липаритами, вверху — липарито-дацитами с вкрапленниками прозрачного кварца, плагиоклазов санидина, биотита, а в верхах разреза, иногда роговой обманки и пироксена. Вкрапленники, занимающие 20—30% объема, обычно сильно раздроблены, заключены в основной массе, состоящей из слабо раскристаллизованного стекла с микрофлюидальной текстурой со сферолитовой, местами микрофельзитовой структурой. Для этой толщи очень характерны изометричные в плане линзы или «лепешки» стекловатого вещества («фьямме») толщиной от нескольких миллиметров до 1—2 см и диаметром от 1 до 10—30 см белого и, значительно реже, темно-серого цвета. Они располагаются параллельно друг другу, как правило довольно полого, а вблизи субстрата — параллельно контакту и создают «слоеватость» или полосчатость (планпараллельную текстуру) толщи, столь характерную для туфолов.

В большом количестве в них встречаются оплавленные ксенолиты кристаллических пород палеозоя, а также окремнелых известняков и терригенных пород юры, размер которых достигает 0,5 м. Как правило состав их соответствует породам субстрата на данном участке, что свидетельствует, очевидно, о множественности центров извержения и недалеком переносе изверженного материала по горизонтали (не дальше 3—5 км).

4) Светло-серые туфолавы постепенно переходят вверх в темно-серые и сиреневые, а затем в красные и розовые плотные липарито-дацитовые туфолавы с отчетливой полосчатостью, выраженной в присутствии многочисленных утолщенных, взаимно параллельных черных или темно-серых линз и прожилков стекла, заключенных в основной массе, сохранившейся, в отличие от нижележащих серых липаритов, явные признаки первичной пирокластической природы в виде остроугольных сплюснутых, спекшихся осколочков вулканического стекла, мельчайших осколков минералов, кусочков пемзы и др.

Этот горизонт достигает максимальной мощности (200—240 м) в западной краевой части массива (так называемый «Купол Водораздельный»), и разрез подстилающих липаритов сокращен в этом блоке до нескольких десятков метров. К востоку мощность этого горизонта быстро сокращается до 100 м и менее, причем очень плотные красные туфолавы на небольшом расстоянии замещаются менее плотными темно-серыми разностями (с черными линзами), пирокластическая природа основной массы которых делается все более очевидной. Кверху они становятся более рыхлыми. Свойственная этому горизонту быстрая фациальная изменчивость — от плотных, «лавовидных» до более рыхлых, «туфовидных» разностей, вверх постепенно переходящих в типичные туфы, сопровождающаяся сильным уменьшением мощности, а также отчетливо видимая под микроскопом туфовая природа основной массы этих «туфолов» — явно свидетельствует против их лавового происхождения и позволяет считать их игнимбритами (спекшимися туфами), извержение которых произошло близ «Купола Водораздельного», по-видимому, к западу от него.

5) Кверху серые игнимбриды переходят в более рыхлые разности, которые постепенно утрачивают линзовидные стекловатые включения и приобретают характер типичных туфов, имеющих дацитовый состав. Цвет их — кирпично-красный, выше розовый, светло-серый или желтоватый. Наряду с обломочными зёрнами полевых шпатов, кварца, из-

редка биотита и обломками стекла они содержат мелкие и крупные до 1—3 см включения белой, розоватой или желтоватой волокнистой очень хрупкой пемзы, а в верхней части горизонта — также лапилли и округлые бомбочки (от 1 до 20 см) того же состава, что и туфовая масса, но более плотного сложения.

Разрез вулканической толщи венчает горизонт плитчатых желтоватосерых туфопесчаников и туфоалевритов с тонкой и четкой горизонтальной слоистостью, с отдельными прослойками пемзового гравия. Сохранившаяся отразыва часть его не превышает 5—10 м. Судя по текстурным признакам и выдержанности, этот горизонт, видимо, образовался в условиях очень мелководного озерного водоема, возникшего на слабо вогнутой первичной поверхности вулканического плато в период затухания вулканической деятельности.

Таким образом, если исключить самую нижнюю и верхнюю части описанного разреза, не имеющие прямого отношения к нашей теме, то в его главной части — туфолововой толще — мы можем видеть три основных стратиграфических горизонта — нижний горизонт липаритовых туфолавов, средний — липарито-дацитовых игнимбритов (спекшихся туфов) и верхний — дацитовых пемзовых туфов.

На юго-западной периферии Верхне-Чегемского вулканического массива в долине р. Сырынсу обнаружена мощная (до 100—150 м) почти вертикальная меридиональная дайка липаритов (рис. 3), прослеженная более чем на 2 км по простиранию и на несколько сот метров в прекрасных обнажениях по вертикали. Дайка прорывает палеозойские граниты. Она сложена чередованием слоев (полос) трех типов мощностью по несколько метров: а) черных и темно-серых смоляновидных и стекловатых (обсидианоподобных) липаритов; б) серых липаритов с сильно расплюснутыми белыми линзовидными включениями, параллельными слоистости (полосчатости); в) серых липаритов с тончайшей полосчатостью, связанных с двумя первыми слоями рядом переходов. Полосчатость в них обусловлена наличием тонких (1—3 мм) взаимопараллельных выдержанных и линзовидных белых прослоек. Слоистая текстура пород дайки подчеркивает прекрасно выраженной пластовой отдельностью, дающей хорошо отпрепарированные, почти отвесные и бронированные поверхности. Минералогический и химический состав, структурные особенности и даже внешний облик липаритовой дайки вполне сходны с таковыми эффузивной толщи и вместе с тем имеют несомненно лавовую природу. Хорошо обнаженный восточный вертикальный контакт дайки с палеозойскими гранитами несет в нижней своей части следы сингенетических подвижек в виде зоны брекчий из обломков гранитов и липаритов, сцементированной липаритовым веществом. Кверху зона брекчий выклинивается и с гранитом контактирует слой черных смоляновидных липаритов мощностью в несколько метров, за которым следуют полосчатые липариты. На высоте 300—400 м над дном долины этот крутой контакт резко изгибается, и приконтактный слой черных липаритов превращается в

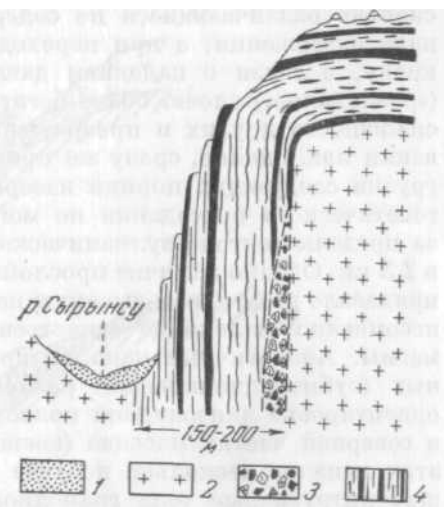


Рис. 3. Дайка липаритов в долине р. Сырынсу

1 — ледниковые отложения; 2 — граниты; 3 — брекчия из обломков гранитов и липаритов; 4 — полосчатые липариты



базальный слой мощного липаритового покрова, лежащего на почти горизонтальной эрозионной поверхности гранитов. Более удаленные от контакта слои дайки, испытывают такой же, но более плавный флексурный изгиб, растягивающийся на 100—200 м. При переходе к пологому залеганию мощности слоев возрастают, а тончайшие белые полосы разрываются на отдельные линзы, сперва сильно сплюснутые, а затем все более короткие и раздутые.

По-видимому, расслоение липаритов на разноцветные полосы, несколько различающиеся по содержанию летучих, существует уже в канале извержения, а при переходе от дайки («корня» извержения) к покрову, в связи с падением давления, происходит как бы вспучивание («разбухание») слоев, более богатых летучими, сопровождаемое разрывом сплошности других и превращению их в белые линзы. Процесс вспучивания лав, однако, сразу же приостанавливался вследствие огромной нагрузки следующих порций извергаемой лавы, которая в результате сингенетического проседания не могла распространяться далеко в стороны за пределы тектоно-вулканической чаши и образовала толщу мощностью в 2,5 км. Однако наличие прослойки, обогащенной летучими, по-видимому, придавало этим лавам высокую подвижность. Описанная дайка являлась, несомненно, далеко не единственным каналом извержения липаритовой магмы. Аналогичные каналы, приуроченные к зонам крупных поперечных (субмеридиональных) разломов, были выявлены по вертикальной ориентировке линзовидной полосчатой текстуры липаритов в центральной и северной частях массива (южнее г. Йире и др.). Интересно, что вдоль этих каналов несколько позднее внедрились в толщу липаритов небольшие интрузивные тела граиодиорит-порфиров.

Итак, приведенные данные, а именно: 1) наличие зоны черных стекловатых липаритов вдоль контакта толщи с холодным субстратом (в результате быстрого охлаждения лав), 2) отсутствие в основной массе липаритов, несмотря на свойственную им текстуру туфолов, явных признаков ироокластической природы и 3) переход липаритового покрова в дайку, сложенную линзовидно-полосчатыми лавами, позволяют утверждать, что липаритовые туфолавы Верхне-Чегемского массива являются в принципе весьма подвижными лавами, а не пгнимбритами. В верхней части вулканической толщи, где липариты подверглись значительному давлению и могли свободно распространяться за края «чаши», полосчатые лавы постепенно переходят в типичные спекшиеся туфы (игнимбриты), а последние выше по разрезу — в более рыхлые туфы с обильными включениями пемзы. Для последних также был обнаружен ряд подводющих каналов в виде ряда вертикальных даек мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров, которые сложены розовыми, белыми и другими пемзовыми «туфами» без всяких следов полосчатости. Таким образом, образование газо-пирокластической смеси, выбрасывающейся в эксплозивную фазу вулканического цикла, происходило, вероятно, в близповерхностной магматической камере и приводило к раскрытию трещин, выбросу через эти трещины на поверхность паров и газов, отделившихся в периферической магматической камере, и заполнению трещин богатым пемзой пирокластическим материалом дацитового состава.

Молодые вулканические породы в генетическом отношении, по-видимому, очень близкие к туфолавам Верхне-Чегемского района, были обнаружены в Западном Приэльбрусье (Короновский, 1959), где в долинах рек Чучкур, Чемарткол, Битюк-Тюбе и Кюкюртли, а также на северном склоне Эльбруса (Уллу-малиен-дерку) располагаются небольшие самостоятельные вулканические центры, линейное расположение которых, вероятно, связано с каким-то меридиональным разломом. Продукты извержений всех вулканических центров чрезвычайно сходны между собой

как в отношении петрографических и химических особенностей, так и по условиям залегания, и всюду (за исключением северного склона) выполняют молодые верхнеплейстоценовые долины, в некоторых местах (Битюк-Тюбе, Кюкюртли) выработанные предпоследним оледенением. Налегание на туфолавы морен последнего оледенения позволяет считать временем их излияния начало верхнего плейстоцена ( $Q_3^1$ ).

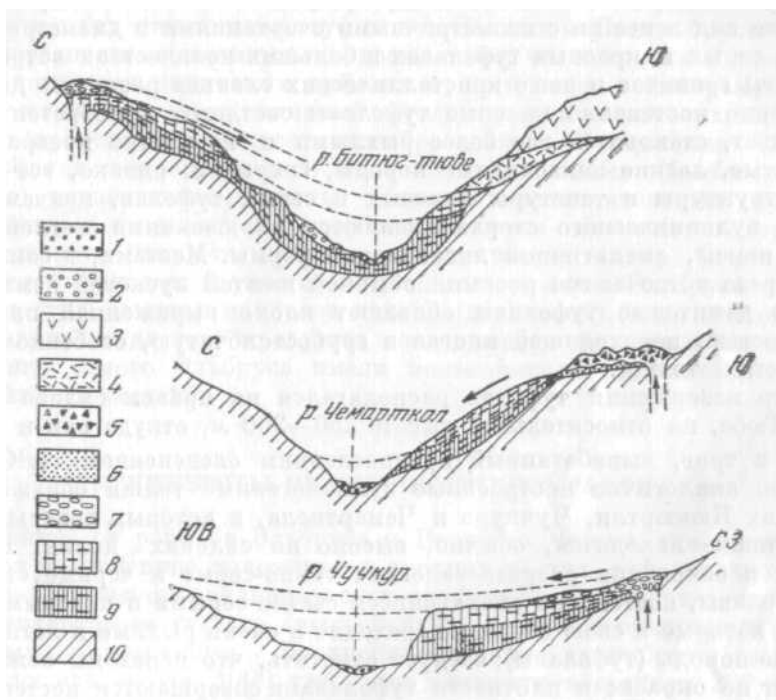


Рис. 4. Схематические профили через верхнеплейстоценовые вулканические центры Западного Приэльбрусья.

1 — современный аллювий; 2 — морены последнего оледенения; 3 — андезито-дацитовые лавы Эльбруса; 4 — рыхлая пирокластическая толща Эльбруса; 5 — пемзовая брекчия; 6 — мелкие пемзовые орешки; 7 — светлая, пемзовидная туфолава; 8 — красная, дацитовая туфолава с черными линзовидными включениями стекла; 9 — темно-серая туфолава с линзовидными включениями стекла; 10 — субстрат

В верховьях долины Битюк-Тюбе, непосредственно в русле реки обнажаются темно-серые дацитовые туфолавы, не вскрытые еще эрозией до своего основания (рис. 4). Ниже по течению реки они перекрываются рыхлыми аллювиальными отложениями и снова появляются на поверхность уже недалеко от устья на относительной высоте 40—45 м где в основании туфолав прослеживается невыдержанный по простиранию и мало-мощный (1,5—2 м) прослой рыхлых, тонкослоистых вулканических туфов и пеплов светло-кремового цвета. Выше по разрезу рыхлый туфопепловый материал сменяется более плотным, серым туфом, резко переходящим вверх в массивные, стекловатые, темно-серые дацитовые туфолавы с линзовидными включениями черного вулканического стекла типа «фьямме» размером от долей сантиметра до 3—4 см. В самом основании туфолав стекловатые включения обладают расплывчатыми контурами и выражены менее отчетливо, они как бы «пропитывают» всю породу, придавая ей стекловатый облик. Мощность серых туфолав в низовьях долины

Битюк-Тюбе достигает 80—70 м. На их размытой поверхности залегают здесь остатки аллювиальных отложений с галькой уже обычных андезито-дацитовых эльбруских лав. Но в верхней части долины, где подошва серых туфолав еще не вскрыта, выше по разрезу темно-серые туфолавы постепенно сменяются менее плотными светло-серыми, а затем и красными туфолавами, также с прекрасно выраженными черными стекловатыми включениями, имеющими в разрезе обычно линзовидную форму, а в плане вид лепешки с изометричными очертаниями и диаметром в 5—8 см. В серых и красных туфолавах в больших количествах встречаются ксенолиты гранитов и реже кристаллических сланцев размером до 5 см. Совершенно постепенно красные туфолавы светлеют, приобретая желтоватый цвет, становятся все более рыхлыми и незаметно превращаются в пористые, легкие пемзовидные породы, сохраняя, однако, все особенности структуры и текстуры красных и серых туфолав, причем линзы черного вулканического стекла сменяются включениями светлой волокнистой пемзы, аналогичной линзовидной формы. Местами, в самых верхах разреза встречаются россыпи обычной желтой кусковой пемзы. Как правило дацитовые туфолавы обладают плохо выраженной плитчатой отдельностью, переходящей иногда в грубостолбчатую, особенно в нижних частях толщи.

Центр извержения туфолав располагался на правом склоне долины Битюк-Тюбе, на относительной высоте 250—300 м, откуда они и устремлялись в трог, выработанный предпоследним оледенением ( $glQ^1$ ). Совершенно аналогично построенные вулканогенные толщи обнажаются и в долинах Кюкюртли, Чучкура и Чемарткола, в которых центры извержений также находятся, обычно, высоко на склонах долин. Во всех случаях в основании разреза залегают темно-серые и черные стекловатые туфолавы, постепенно сменяющиеся светло-серыми и красными туфолавами, которые в свою очередь переходят в очень рыхлые и легкие пемзовидные породы (туфолавы); следует отметить, что переходы между различными по окраске и плотности туфолавами совершаются постепенно и незаметно. Маломощные рыхлые туфы в основании разреза туфолав были встречены только на Битюк-Тюбе и притом в самом низком месте древнего днища долины. В тех местах, где туфолавы ложились непосредственно на склон долины (верховья Битюк-Тюбе, Чемарткола), хорошо видно, что рыхлые туфы отсутствуют и прямо на субстрате залегают черные стекловатые туфолавы. На склоне долины Чемарткола, вблизи центра извержения туфолав, располагаются огромные глыбы плотной пемзовой туфобрекчии с многочисленными мелкими (до 0,15 м) вулканическими бомбами, состоящими из пористого серого стекла. Самостоятельностью центров извержения в каждом отдельном случае подтверждается и составом ксенолитов, соответствующих породам тех продольных структурных зон, в пределах которых располагается данный центр извержения.

Замеры ориентировки черных линзовидных включений вулканического стекла в туфолавах показали, что они ориентированы параллельно поверхности субстрата, повторяя даже незначительные изгибы рельефа верхнеплейстоценовых долин. В петрографическом отношении характерной чертой дацитовых туфолав Приэльбрусья является присутствие в породе значительного количества обломочного материала. Почти все вкрапленники раздроблены и разбиты на мелкие кусочки. Местами даже в основной стекловатой массе видны реликты каких-то обломков, однако порода под микроскопом имеет в целом лавовый облик и почти всегда обладает флюидальной текстурой. От обычных лав Эльбруса туфолаву отличает также обилие микро- и макровключений типа «фьямме».

Таким образом, геологические условия залегания и особенности строения разрезов, а также петрография туфолав Западного Приэль-

бруссы, по-видимому, указывают на их в принципе лавовый генезис, в миниатюре напоминающий образование липаритовых туфолав Верхнего Чегема. Однако накопление последних происходило в условиях интенсивного прогибания субстрата и непрерывного (хотя и с различной скоростью) извержения огромных эффузивных масс липаритов, тогда как в Западном Приэльбрусье масштабы извержения были неизмеримо меньшими, и проседания не происходило. Постепенная смена вверх по разрезу плотных стекловатых туфолав в Западном Приэльбрусье пемзовидными разностями, возможно, связана с тем, что нагрузка излившихся, богатых летучими дацитовых туфолав препятствовала быстрому их отделению в нижних частях излившейся толщи, тогда как в верхних частях свободно происходил процесс пемзообразования. Извержения Эльбрусских туфолав сопровождались взрывными явлениями (бомбы на Чермартколе) незначительной силы. Наличие самостоятельных вулканических центров на западной периферии Эльбруса объясняется, вероятно, существованием каких-то мелких периферических камер (очагов), являющихся апофизами главного магматического очага Эльбруса и скоплением в этих камерах наиболее кислой (дацитовой), насыщенной летучими магмы, тогда как продукты последующих верхнеплейстоценовых извержений самого Эльбруса имели менее кислый андезито-дацитовый и андезитовый состав.

### **ИГНИМБРИТЫ НИЖНЕ-ЧЕГЕМСКОГО РАЙОНА**

В отличие от районов Эльбруса и Верхнего Чегема, где игнимбриты занимают подчиненное положение в верхних частях туфолавовых толщ, в Нижне-Чегемском вулканическом районе господствуют спекшиеся туфы липаритового состава (игнимбриты), со всеми присущими им характерными признаками. Верхнеплиоценовые игнимбриты занимают здесь площадь около 1000 км<sup>2</sup>, при мощности в среднем 200—300 м. В тектоническом отношении вулканогенные толщи Нижне-Чегемского района приурочены к границе Лабино-Малкинской моноклиальной зоны и примыкающей к ней с востока Кабардинской краевой впадины. По данным Масуренкова (1957), детально изучавшего этот район, здесь имелось много мелких центров извержений, группирующихся вдоль зоны северо-западного простирания, т. е. примерно параллельно флекуре, располагающейся на границе двух указанных выше разнородных тектонических зон. Вдоль этой линии верхнемеловые и третичные породы, подстилающие игнимбриты, оказываются очень сложно дислоцированными и нарушенными многочисленными мелкими сбросами. Вероятно, центры извержений липаритовых игнимбритов существовали не только в пределах отмеченной линии, но также и в других местах, что доказывается присутствием в игнимбритах обильных ксенолитов различных пород, среди которых преобладают ксенолиты пород, подстилающих в данном месте покров игнимбритов. Подводящими каналами для липаритовой магмы являлись зоны многочисленных, относительно мелких разломов, различных направлений, приуроченные, в целом, к меридиональной флекуре. С этим, вероятно, и связан ареальный характер извержений в Нижне-Чегемском районе. Необходимо отметить, что в этом же районе, кроме широкораспространенных верхнеплиоценовых игнимбритов, нами были обнаружены близкие им по составу игнимбриты верхнеплейстоценового возраста, что свидетельствует, несомненно, о связи извержений этого типа с определенной тектонической обстановкой и, вероятно, длительно развивающимся самостоятельным магматическим очагом. Вполне возможно, что именно с истощением этого очага после верхнеплиоценовых

извержений и вызванным им проседанием поверхности связано резкое расширение к западу в нижнем плейстоцене границы Кабардинской впадины приблизительно на 30 км.

Липаритовые игнимбриты Нижне-Чегемского района с резким угловым несогласием перекрывают различные отложения, вплоть до конгломератов верхнего плиоцена, а в районе г. Шаухна ложатся также и на верхнеплиоценовые андезито-базальты (рис. 5). Игнимбриты слагают наиболее высокие части водоразделов и образуют прекрасно выраженные плато, с ровной поверхностью, слегка наклоненной под углом до 10—12° к северо-востоку. В районе с. Н. Чегем и несколько выше по долине р. Чегем можно отчетливо наблюдать погребенный под толщей игнимбритов слабовыраженный верхнеплиоценовый куэстовый рельеф (рис. 5).

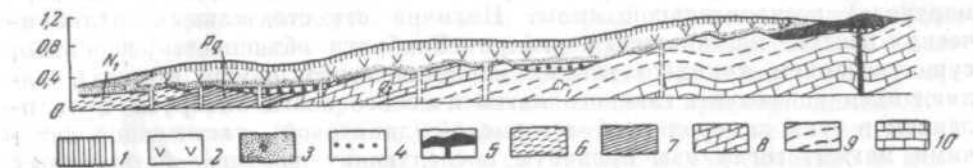


Рис. 5. Схема строения игнимбритового покрова Нижне-Чегемского вулканического района

1 — относительно рыхлые липаритовые туфы верхней части толщи; 2 — лавовидные игнимбриты средней части толщи; 3 — липаритовые туфы нижней части толщи; 4 — галечники в понижениях верхнеплиоценового рельефа; 5 — андезито-базальты; 6 — миоцен; 7 — палеоген; 8 — верхний мел; P — нижний мел; 10 — верхняя юра

Этот неровный рельеф подошвы отчасти влияет на распределение мощностей игнимбритового покрова, особенно его нижней части. Такое облекание неровностей эрозионного рельефа и «затопление» его игнимбритами наблюдается во многих местах.

Вулканогенные верхнеплиоценовые образования Нижне-Чегемского района повсеместно отчетливо разделяются на три горизонта, связанные между собой совершенно постепенными переходами.

1. В основании разреза залегают липаритовые туфы различной плотности, преимущественно светло-серого или светло-розового цветов, мощностью от нескольких метров до 100—120 м (г. Таракла), причем в понижениях перед уступами погребенных куэст мощность туфов как правило возрастает. Встречаются две основные разновидности липаритовых туфов: каменные (литоидные) и рыхлые, почти несцементированные туфы.

2. Выше по разрезу туфы совершенно постепенно и незаметно сменяются обычно серыми или темно-серыми, плотными, стекловатыми липаритовыми игнимбритами средней мощностью около 80—70 м. Игнимбриты обладают очень характерным стекловатым обликом, темным цветом и многочисленными линзовидными включениями черного вулканического стекла, в плане имеющим изометричные очертания. Эта толща «лавовидных» игнимбритов имеет широкое региональное распространение и прослеживается начиная от г. Шаухна на юге до Чегем-Шалущинского массива на севере.

3. Серые лавовидные игнимбриты также постепенно переходят вверх по разрезу в относительно рыхлые, светло-серые, розоватые или красные игнимбриты, слагающие наиболее высокие горизонты вулканогенной толщи на плато гор Шаухна, Баштюз, Таракла, а также вершинные части водоразделов в верховьях рек Каменка, Хамотык, Мемаджeko и др. Ими же слагается верхняя часть игнимбритового покрова Чегем-

Баксанского и Баксан-Куркужинского массивов. Характерно, что в розовых, рыхлых липаритах верхних горизонтов исчезают линзовидные включения черных вулканических стекол. Масуренков отмечает, что в некоторых местах Чегем-Шакушкинского массива верхние части разреза игнимбритовой толщи венчаются рыхлыми туфами малинового оттенка, которые почти не встречаются на других участках Нижне-Чегемского вулканического района.

Повсеместно в игнимбритах наблюдается столбчатая отдельность, причем наиболее четко она выражена в средней лавовидной толще.

Микроскопически игнимбриты Нижне-Чегемского района характеризуются кластической микроструктурой, выраженной по-разному в различных горизонтах, однако реликты обломочной структуры наблюдаются даже в наиболее спекшихся «лавовых» игнимбритах средней толщи. Масуренков достаточно подробно описал петрографию этих образований и установил различный характер спекания или сваривания обломочного материала в разных частях разреза.

Таким образом, устанавливается трехчленное строение верхнеплищевой толщи липаритов, обладающей следующими характерными признаками:

- 1) более или менее горизонтальной поверхностью прислонения к неровностям древнего рельефа, что возможно в случае «затопления» рельефа высокоподвижным вулканическим материалом;
- 2) однообразием петрографического и химического составов в больших пределах вертикальной мощности;
- 3) отсутствием лавобрекчий и шлаковых корок;
- 4) отсутствием построек вулканических аппаратов;
- 5) наличием рыхлых туфов в основании толщи;
- 6) постепенными переходами в разрезе туфов в плотные «лавовидные» липариты и смена последних вновь более рыхлыми породами туфового облика;
- 7) аналогичным переходом плотных разностей липаритов в рыхлые туфы по простиранию;
- 8) широким региональным распространением всех трех толщ липаритового покрова, что исключает их лавовый генезис, ввиду неспособности кислой лавы образовывать столь обширные покровы;
- 9) увеличением плотности в средней части толщи за счет спекания при определенной нагрузке вышележащих пород и температуре;
- 10) наличием различно спекшихся пемзовых включений, превращенных в средней (лавовидной) толще в вулканическое стекло, и приобретших горизонтальную ориентировку (Ю. П. Масуренков, 1957);
- 11) наличием многочисленных, сильно обожженных ксенолитов местных пород;
- 12) обломочной микроструктурой, отчетливо наблюдаемой почти во всех разностях липаритов.

Перечисленные признаки определенно свидетельствуют в пользу игнимбритового генезиса липаритов Нижне-Чегемского района, т. е. образования их из раскаленных, «палящих» туфовых туч, извергавшихся со взрывом из многочисленных центров извержения и свободно распространявшихся на многие километры в стороны. Под действием давления и температуры туфы спекались в различной степени, образуя породы, начиная от рыхлых разностей (вблизи холодного субстрата) до плотных, стекловатых, лавовидных разностей в средней части толщи. Механизм извержений, в результате которых образуются подобные вулканические породы, очень сложен, и в настоящее время мы только еще приближаемся к его пониманию. Центры извержения, локализовавшиеся вдоль тектонически ослабленных зон, обнаруживаются в Нижне-Чегемском районе

достоверно в нескольких местах. По нашему мнению, расчеты Ю. П. Масуренкова (1957) о количестве центров извержения являются преувеличенными и не доказанными, поэтому мы не можем полностью согласиться и с его выводами о характере строения этих центров. Однако несколько центров нами было установлено с несомненностью.

Один из таких центров можно прекрасно наблюдать в обрыве берега р. Чегем, против с. Лечинкая, где в двух местах розовые, пемзовые липаритовые туфы прорывают плиоценовые галечники и глины (рис. 6).

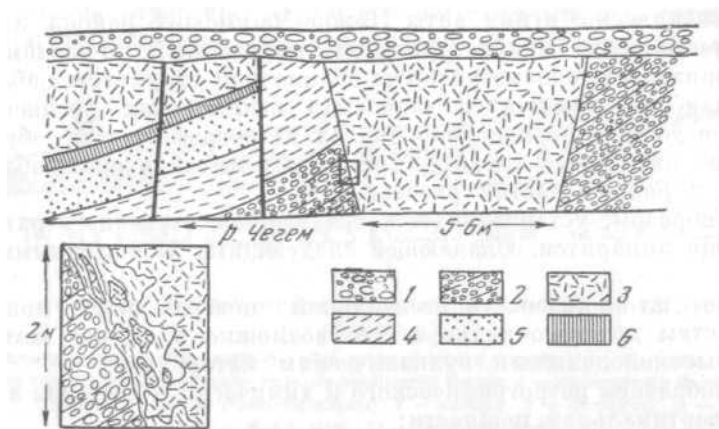


Рис. 6. Схема строения верхнеплиоценовых центров извержений в районе с. Лечинкая, в долине р. Чегем

1 — верхнеплейстоценовый аллювий; 2 — плиоценовые конгломераты; 3 — розовые «туфы»; 4 — зеленовато-серые глины с примесью туфового материала; 5 — коричневый туф; 6 — красно-бурый туф

Диаметр этих неков не превышает 12—15 м. В долине р. Хамотык в миоценовых глинах нами был обнаружен некок шириной около 12 м, заполненный плотной брекчией из обломков различных игнимбритов с туфовым цементом. Несколько подобных же образований было встречено и в других местах. По-видимому, большинство центров извержения представляло собой небольшие по размеру трубки или короткие трещины, заполненные пластическим вулканогенным материалом.

### «ТУФОВЫЕ ИНТРУЗИИ» НИЖНЕ- И ВЕРХНЕ-ЧЕГЕМСКОГО РАЙОНОВ

В верхнеплейстоценовое время в долинах Баксана, Гунделена и Чегема происходили новые извержения, продукты которых очень близки к верхнеплиоценовым игнимбритам и туфолавам.

Один из наиболее крупных верхнеплейстоценовых вулканических центров обнаружен в долине р. Баксан (с. Заюково), где вулканический материал залегает на низких террасах Баксана, на правом и левом берегах (рис. 7). Местами, в нижней части вулканогенной толщи, залегает рыхлый дацитовый туф, светло-серого или розового цвета, содержащий обильные пемзовые включения размером до 5 см и разнообразных ксенолитов пород субстрата, сильно обожженные и измененные. Следует отметить, что иногда туф залегает на галечниках верхнеплейстоценовых террас, а местами прямо на верхнемеловых и палеогеновых отложениях, слагающих склоны долины Баксана, причем туф образует линзовидные тела и в некоторых местах, где туф выклинивается, почти прямо на суб-

страт ложатся вышележащие туфолавы. В тех местах, где туф имеется, выше по разрезу он постепенно сменяется туфобрекчией, состоящей из остроугольных обломков серых туфолав с характерными черными линзовидными стекловатыми включениями, причем во всех обломках ориентировка включений различная. Цементирующая обломки масса представлена светло-серым рыхлым туфом. Еще выше по разрезу туфобрекчия сменяется туфолавами, очень сильно трещиноватыми и представляющими собой

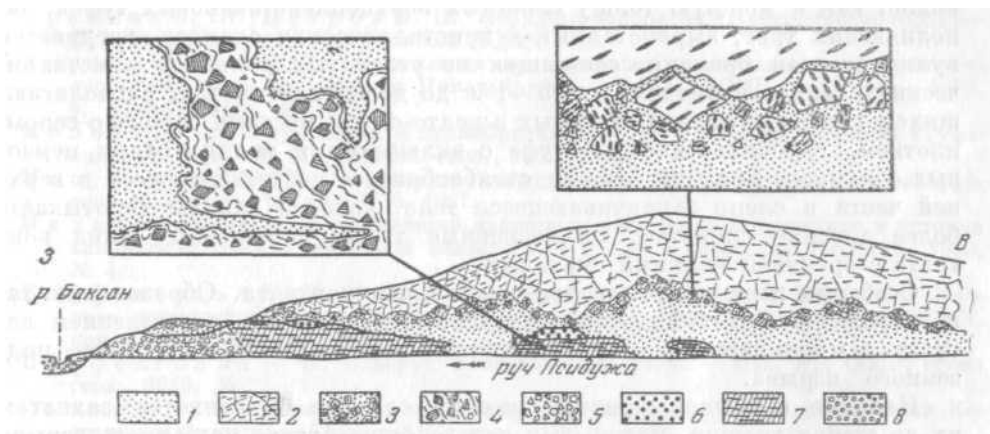


Рис. 7. Схема строения верхнеплейстоценового центра извержений на правом берегу р. Баксан (ручей Псидужа)

1 — розовато-серый «туф»; 2 — серые туфолавы (игнимбриты?); 3 — туфобрекчия; 4 — брекчия из глин и мергелей эоцена; 5 — брекчия из пород палеоцен-эоценового возраста; 6 — верхнеплейстоценовый аллювий; 7 — мергели и глины палеоцен-эоценового возраста; 8 — современный аллювий

иногда просто глыбовые развалы. Мощность серых туфолав достигает 50—45 м.

На правом склоне долины Баксана хорошо видно, как маломощный (2—3 м) прослой пемзового туфа, перекрываемый глыбами серых туфолав, ложится на толщу брекчий мощностью около 50 м, состоящей из обломков и глыб глинистых мергелей палеоцен-эоценового возраста, заключенных в цементе зеленовато-серых глин. По-видимому, брекчия представляет собой «пробку» коренных пород, выброшенную при начальных этапах извержения и отложенную непосредственно вблизи центра извержения. По долине ручья Псидужа в нескольких местах удалось наблюдать, по-видимому, корни извержений, сложенных пемзовым туфом, содержащим ксенолиты мергелей, глины и известняков. Местами туф образует причудливые апофизы, внедряющиеся в мергели и глины верхнего эоцена (кумская свита), брекчированные в контактовой зоне. В этом же овраге можно видеть, как туф внедряется в тонкослоистые мергели тоненькими прослойками. Такое «нагнетание» туфа объясняется, вероятно, тем, что на последних стадиях извержения газовая фаза и пирокластика, обособившиеся в верхней части периферической магматической камеры, не всегда оказываются в состоянии прорвать толщу вмещающих пород, и лишь несколько приподняв и деформировав ее, «накачиваются» под огромным давлением в возникшие в ней полости и трещины. По-видимому, именно таким механизмом можно объяснить возникновение своеобразных «интрузий» пемзовых туфов в районе с. Заюково, в виде небольших силлов, лакколитов и даек (как слепых, так и являвшихся корнями туфовых выбросов).

В этом случае получает объяснение сильная раздробленность плотных серых туфолав и наличие их обломков в туфах нижней части вулкано-



генной толщи. Вопрос же о генезисе туфолов, слагающих кровлю «туфовых интрузий», в этом случае остается пока недостаточно выясненным. Возможно, что они имеют игнимбритовый генезис, подобно основной массе верхнеплиоценовых липаритов Нижне-Чегемского района.

С «интрузиями» туфов генетически тесно связаны взрывно-брекчиевые дайки, обнаруженные нами в Верхне-Чегемском вулканическом районе. На склоне ущелья правого притока р. Гара-аузу-су хорошо видно, как в мощную толщу слоистых верхнеплейстоценовых туфов, заполняющих трог, выработанный в кристаллических сланцах, внедряется вулканическая брекчия, состоящая из угловатых обломков кристаллических сланцев размером от 0,5—1 м до долей сантиметра, располагающихся хаотически и заключенных в желто-сером, местами сиренево-сером, плотном, грубокластическом туфе с включениями мелких белых пемзовых обломков. Брекчия слагает столбообразное разветвляющееся в верхней части и слепо заканчивающееся тело, которое как бы «протыкает» более древние слоистые, ожелезненные туфы, нарушенные близ контакта с брекчией мелкими смятиями.

Особенно перемяты слои туфов у самого контакта. Образование такого рода «туфовых интрузий» связано, по-видимому, с отделением летучих и пирокластики в промежуточной камере (очаге) в процессе подземного взрыва.

Наличие обломков кристаллических сланцев объясняется захватом их со стенок трещин, раскрытых под действием этого подземного взрыва пемзово-туфовым материалом и переносом их по открывшимся трещинам снизу вверх под огромным давлением во взвешенном состоянии вместе с газом и пирокластическим материалом.

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТРУБКИ

В том случае, если в результате взрыва подобная взрывно-брекчиевая смесь не «застревает» в трещинах вмещающих пород, как в описанном выше случае, а получает доступ к поверхности, образуются взрывные трубки, характерные для верхнего плейстоцена и как правило тяготеющие к днищам современных долин.

Такие трубки, сложенные пирокластическими материалами, описаны нами в долине р. Гунделен, в районе одноименного селения, где сиренево-розовая толща туфобрекчий, с заключенными в ней обломками липаритовых туфолов, прорывает аккумулятивную 15—17-метровую верхнеплейстоценовую террасу. Подобные же образования устанавливаются и в Казбекской вулканической области, на Тереке, около устья р. Чхери и выше с. Сиони у подножья вулкана Кабарджин.

Другая разновидность трубок взрыва обнаружена в долине Терека, в Дарьяльском ущелье, где взрывная брекчия состоит в основном из плотно сцементированных пород субстрата, главным образом черных аспидных сланцев циклаурской свиты и светло-серых кварцитов кистинской свиты, а туфовый материал андезито-дацитового состава присутствует в очень небольшом количестве. В Дарьяльском ущелье устанавливаются, по-видимому, три таких самостоятельных центра взрывов — выше Гвилетского моста, в устье р. Амалии выше устья р. Кистинка.

Образование таких взрывных трубок, состоящих почти нацело из пород субстрата, слагавших стенки трубки и магматической камеры, могло происходить только при почти чисто газовых извержениях. Возможно, что расположение нескольких взрывных центров по меридиональной линии в долине Терека связано с каким-то молодым поперечным разломом.

## ЛИТЕРАТУРА

- Воскресенская Н. Т., Короновский Н. В. и др. Щелочные элементы и таллий в эффузивных породах Северного Кавказа и их петрогенетическое значение.— Вестник МГУ, сер. геол., IV, 1960, № 4.
- Заварицкий А. Н. О четвертичных вулканических туфах и туфолавах Армении.— Вестник АН СССР, 1945, № 10—11.
- Заварицкий А. Н. Игнимбритах Армении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
- Еремеев В. П., Петров В. И. Нерудные ископаемые Кабардинской АССР.— Природные ресурсы Кабардинской АССР, 1946.
- Короновский Н. В. Проявление вулканической деятельности в верхнечетвертичное время в Западном Приэльбрусье.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, т. XXXIV, вып. 4.
- Малеев Е. Ф. О туфолавах и игнимбригах (в связи с выходом сборника «Туфолавы»).— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.
- Масуренков Ю. П. Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбурской области.— Там же, № 6, 1957.
- Милановский Е. Е. Новейший вулканизм и его место в структуре и истории альпийской геосинклинальной области юга СССР.— Советская геология, 1960, № 4.
- Паффенгольц К. Н. Новые данные о возрасте эффузивов Центрального Кавказа, лакколлитов Пятигорска и гранитов главного хребта. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 14, 1956.
- Паффенгольц К. Н. Эльбрус. Геологический очерк.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.
- Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестанты и Сакашиль (Северный Кавказ), ОНТИ, 1938.
- Ренгартен В. П. Вулканические туфы в окрестностях Нальчика на Северном Кавказе.— Изв. ГГРУ, 1930, т. 19, № 2.