

УДК 551.21 (234.9)

## ВУЛКАН ЭЛЬБРУС БЕЗ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Николай Владимирович Короновский<sup>1</sup>, Мария Сергеевна Мышенкова<sup>2</sup>✉<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; koronovsky@rambler.ru<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; zf12@rambler.ru

**Аннотация.** Рассмотрено размещение разновозрастных вулканогенных образований собственно Эльбруса, Палеоэльбруса и автономных центров извержений в пределах современной вулканической постройки Эльбруса и ее окрестностей. Показана предполагаемая последовательность формирования этих вулканогенных образований, установленная при помощи геоморфологического метода по морфологии поверхности лавовых потоков, а также по соотношению вулканогенных образований между собой, с четвертичными отложениями других генетических типов и с формами рельефа.

**Ключевые слова:** Эльбрус, Центральный Кавказ, вулканизм, четвертичные вулканиды, дациты, геоморфологический метод

**Для цитирования:** Короновский Н.В., Мышенкова М.С. Вулкан Эльбрус без ледникового покрова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 3–12.

## ELBRUS VOLCANO WITHOUT GLACIAL COVER

Nikolai V. Koronovsky<sup>1</sup>, Maria S. Myshenkova<sup>2</sup>✉<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; koronovsky@rambler.ru<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zf12@rambler.ru

**Abstract.** The article considers the distribution of different ages volcanic formations of Elbrus volcano, Paleo-Elbrus and autonomous eruption centers within the modern volcanic structure of Elbrus and its environs. The proposed generation sequence of these volcanogenic formations is shown, which was established using the geomorphological method by the morphology of the lava flows' surface, as well as by the ratio of volcanogenic formations to each other, with Quaternary deposits of other genetic types, and with landforms.

**Key words:** Elbrus, Central Caucasus, volcanism, Quaternary volcanic rocks, dacites, geomorphological method

**For citation:** Koronovsky N.V., Myshenkova M.S. Elbrus volcano without glacial cover. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 3–12. (In Russ.).

**Введение.** Вулкан Эльбрус — высочайшая вершина Европы (5642 м), расположен в Боковом хребте Большого Кавказа и покрыт ледниковым панцирем. Средняя толщина ледников Эльбруса по данным аэrorадиозондирования и наземных детальных радиолокационных съемок, проведенных в 2013, 2014 и 2017 гг., составляет  $44,9 \pm 7,3$  м, а максимальные значения толщины льда — 254 м — приходятся на Западное ледниковое плато в привершинной области [Ледники..., 2020]. Площадь ледников в 2017 г. составляла  $112,20 \pm 0,58$  км<sup>2</sup> [там же].

Собственно вулканический конус Эльбруса имеет асимметричное строение: западный склон более узкий, крутой и расчлененный, тогда как восточный более широкий и пологий. Еще положе и протяженнее выглядят северные склоны и подножие вулкана, тогда как южные склоны обладают меньшей шириной, но большей крутизной. Соответственно этому рельефу ведут себя и многочисленные ледники, спускающиеся с Эльбруса языками во все стороны.

В некоторой степени характер размещения ледникового покрова Эльбруса и его толщина связаны с геологическим строением вулкана, в чем можно будет убедиться при рассмотрении распределения

в пределах конуса разновозрастных вулканических толщ и потоков.

**Результаты исследований и их обсуждение.**

Наиболее древние четвертичные вулканиды в пределах Эльбрусской вулканической постройки обнажаются на дневной поверхности восточнее ледника Уллумалиендерку и слагают скальную гряду у перевала Ирикчат. В первом случае однородная толща светло-серых вулканидов с фьямме-текстурой мощностью до 150 м залегает на расчлененном древнем рельефе, выработанном в палеозойских гранитах на высоте от 3 до 3,4 км.

У перевала Ирикчат на высоте около 3,75 км на развитой в палеозойских гранитах постмэотической коре выветривания [Мышенкова, 2021] залегают вулканогенно-осадочные и осадочные отложения видимой мощностью до 20 м, которые, в свою очередь, с разрывом и небольшим угловым несогласием перекрыты горизонтально залегающими серыми и сиренево-серыми вулканидами с фьямме-текстурой мощностью до 15 м.

Они сложены флюидолитами — продуктами глубинной декомпрессионной эксплозии флюидов, имеют риодацитовый состав. По петрографическому

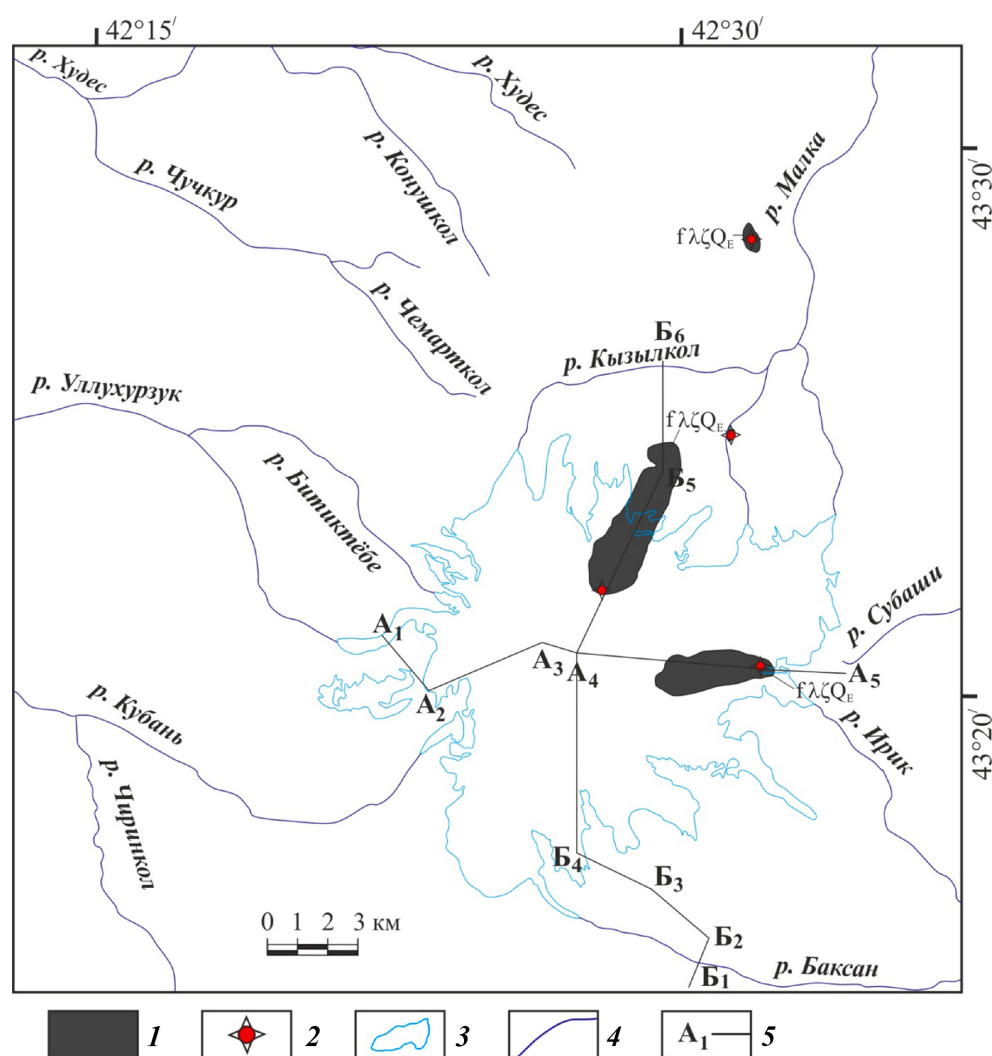


Рис. 1. Распространение вулканитов Эльбрусского центра в эоплейстоцене: 1 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений; 2 — центры извержений; 3 — контуры современных ледников; 4 — реки; 5 — линии разрезов, представленных на рис. 7 и 8

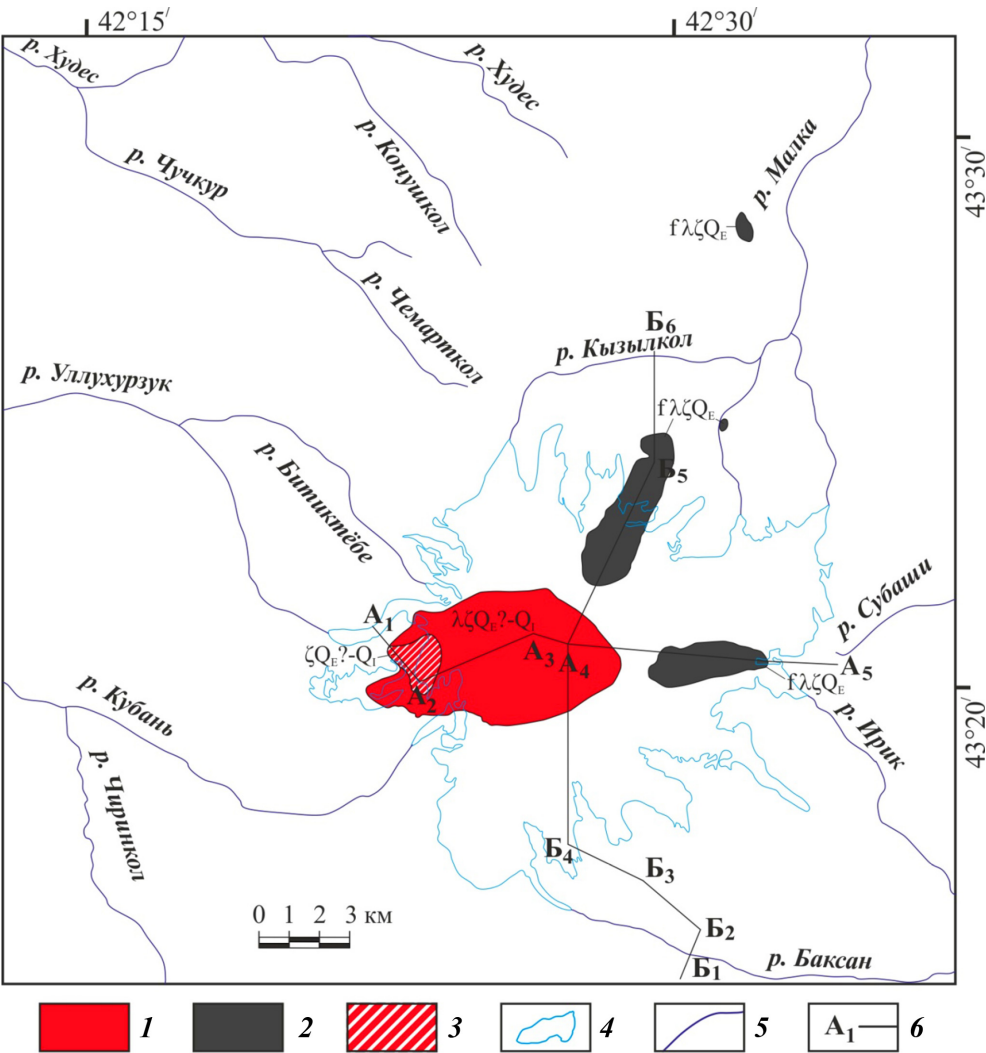
облику и петрохимическому составу они схожи с вулканитами, слагающими относительно невысокую г. Тузлук, расположенную севернее Передового хребта на Бечасынском плато, и гребневидное тело на правом берегу в верховьях р. Бирджалысу (рис. 1). Строение этих геологических тел, структурно-текстурные особенности пород и содержащиеся в них ксенолиты свидетельствуют в пользу их образования в результате извержений из автономных центров, а сходство их петрохимического состава и строения на макроуровне, вероятно, обусловлены их близодновременным формированием [Мышенкова, 2021].

Абсолютный возраст флюидолитов другие исследователи определяли Rb-Sr и K-Ar методами по биотиту, санидину, мусковиту и основной массе [Чернышев и др., 2014], U-Pb SHRIMP-цирконометрии [Газеев, 2003], методом электронного парамагнитного резонанса по порообразующему кварцу (далее Q-ЭПР) [Природные..., 2004], LA-ICP-MS по циркону [Bindeman et al., 2021]. Значения, полученные K-Ar и Rb-Sr методами, находятся в диапазоне 2,6–3,3 млн лет, в то время как значения, полученные методом U-Pb SHRIMP-цирконометрии и LA-ICP-MS методами, лежат в диапазоне 1,9–2,0 млн лет. Что касается относительного возраста рассматриваемых

образований, то нижний возрастной предел формирования флюидолитов горы Тузлук определяется временем завершения образования акчагыльской поверхности выравнивания, она представлена поверхностью Бечасынского плато, на которую они налегают. Эволюция же химического состава продуктов Эльбрусского центра свидетельствует в пользу образования флюидолитов до начала проявления активности вулкана, называемого Палеоэльбрус [Лебедев и др., 2011], или Кюкюртли [Газеев, 2003].

Фрагменты разреза продуктов извержений этого более древнего вулкана обнажены в отвесных стенах западного склона между ледниками Кукуртли и Уллукам, в то время как основная часть этих продуктов, скорее всего, скрыта под образованиями собственно вулкана Эльбрус и ледниками (рис. 2). Вулканогенные отложения залегают на слаборасчлененной поверхности древнего эрозионного рельефа, выработанного в кристаллических породах зоны горст-антиклинария Главного хребта с абсолютными отметками водораздельных частей от 3,55–3,6 до 3,8 км. Самая древняя сложнопостроенная толща состоит из чередования лав и лавобрекчий риодацитового и дацитового состава, а в правом борту ледника Уллукам в подчиненном количестве присутствуют еще агломератовые туфы и линзовидные

Рис. 2. Распространение вулканитов Эльбрусского центра в конце раннего неоплейстоцена: 1 — эоплейстоцен(?)–нижнелоплейстоценовые вулканиты риодацитового и дацитового состава; 2 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений; 3 — дациты экструзивного массива Кюкюртли (эоплейстоцен(?)-ранний неоплейстоцен); 4 — контуры современных ледников; 5 — реки; 6 — линии разрезов, представленных на рис. 7 и 8



прослой туфопесчаников. Для нижней части толщи характерно присутствие налета и гнезд серы, содержание которой в некоторых образцах достигает 50% [Короновский, 1968].

Элементы залегания вулканогенных образований толщи, приводимые разными авторами [Милановский, Короновский, 1973; Газеев, 2003], отличаются, поэтому они нуждаются в уточнении. Толща прорвана экструзивным массивом Кюкюртли, вытянутым в плане в меридиональном направлении (рис. 2). На рвущий характер экструзии указывает выявленная зона эндо- и экзоконтакта, а также отходящая во вмещающие вулканиты от контактовой зоны экструзии выклинивающаяся апофиза [Газеев, 2003]. Характер строения массива, наблюдающийся в вертикальной стене (вершинная поверхность в виде зубцов клиновидной формы и субвертикальная трещиноватая отдельность), может указывать на почти вертикальное внедрение лавовых масс разной вязкости, так как энергетически выгоднее смещать вязкую массу целыми слоями, когда работа на преодоление трения сосредоточена на ограниченном количестве поверхностей, по которым перемещаются пластины вязкой магмы. Геоморфологическим методом относительный возраст описанных образований ранее был установлен как позднеапшеронский

[Милановский, Короновский, 1973], и сейчас он может соответствовать эоплейстоцену или раннему неоплейстоцену. Раннему неоплейстоцену соответствуют и датировки, полученные методами U-Pb SHRIMP [Газеев, 2003], K-Ar по биотиту и основной массе [Чернышев и др., 2014] и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  [Гурбанов и др., 2021]; метод Q-ЭПР дает существенно более молодые значения [Природные..., 2004], причем как в рассмотренном случае, так и в других.

В районе перевала Кюкюртлю на вышеописанной древней толще вулкана Палеоэльбрус (или Кюкюртли), а также на левом борту ледника Уллукам залегают риодацитовые и дацитовые туфы мощностью около 20 и 30–40 м соответственно. Эти туфы, вероятно, уже представляют собой продукты активности собственно вулкана Эльбрус, который, судя по геолого-геоморфологическим данным, начал активизироваться в среднем неоплейстоцене. На этих туфах согласно залегают дацитовые лавы и лавобрекчии общей мощностью до 150 м, а в правом борту ледника Уллукам они с угловым несогласием перекрывают вулканогенную толщу Палеоэльбруса. Вулканиты, приблизительно одновозрастные с упомянутыми эффузивами, вероятно, распространены южнее и обнажены между ледниками № 311 и 312, на запад от ледников № 310 и 311 и на юг от части

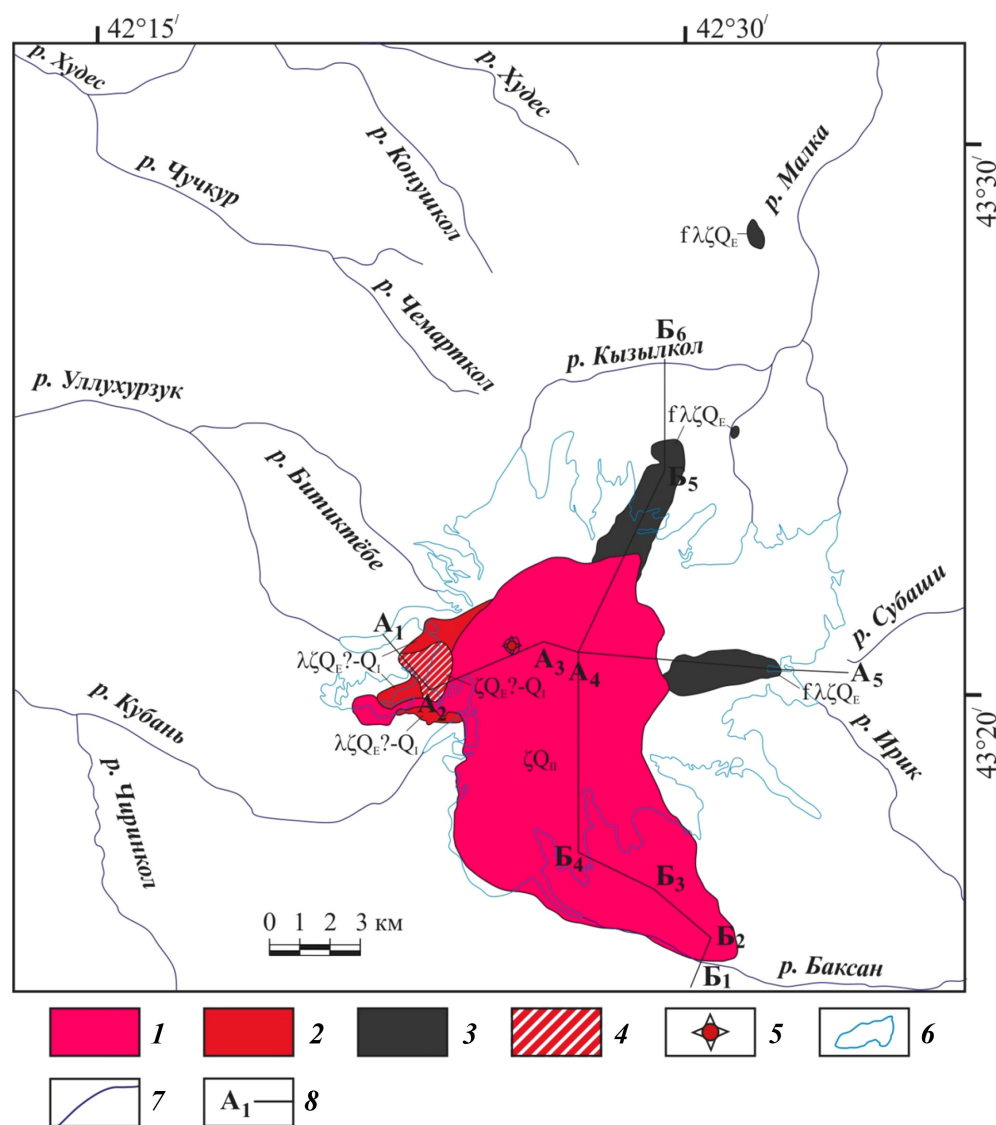


Рис. 3. Распространение вулканитов Эльбрусского центра в конце среднего неоплейстоцена: 1 — среднелистоценовые вулканиты дацитового состава; 2 — эоплейстоцен(?) — нижнелистоценовые вулканиты риодацитового и дацитового состава; 3 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений; 4 — дациты экструзивного массива Кюкюртли (эоплейстоцен(?) — ранний неоплейстоцен); 5 — центры извержений; 6 — контуры современных ледников; 7 — реки; 8 — линии разрезов, представленных на рис. 7 и 8

ледника Большой Азау, отделившейся от его основного тела [Ледники..., 2020] (рис. 3).

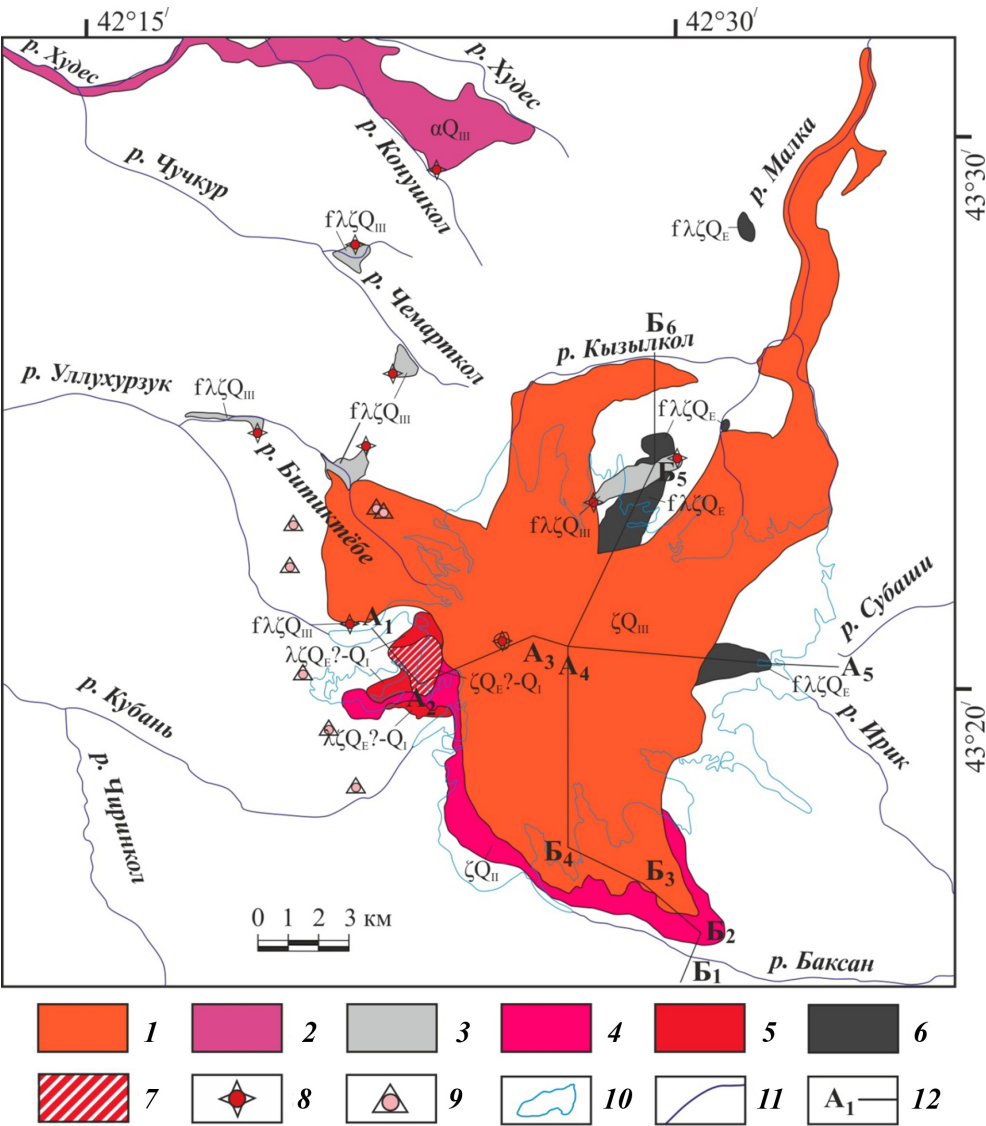
Существенно более молодые среднелистоценовые дацитовые лавы обнажены на южном склоне Эльбруса на участке между восточным краем языка ледника Большой Азау и руслом р. Терскол (рис. 3). Они залегают на расчлененном эрозионном рельефе на относительной высоте от 120 до 300 м над руслами рек и представлены дацитами с пологим наклоном на юг [Короновский, 1968]. Эти дациты слагают I (нижний) ярус лав южного склона из пяти стратиграфических ярусов лав, выделенных авторами работы [Лебедев и др., 2010]. Выше по разрезу они перекрыты более молодыми дацитами, образованными уже в позднем неоплейстоцене, либо до первой фазы безенгийского оледенения, либо между первой и второй фазами безенгийского оледенения, соответствующего в альпийской схеме оледенению Вюрм, или же во время обоих упомянутых межледниковий (рис. 4). К этим эффузивам, скорее всего, относятся дациты II, III и IV ярусов лав. На западном склоне вулкана позднелистоценовые дациты обнажены в цирке ледника Уллукам, где с угловым

несогласием субгоризонтально перекрывают среднелистоценовые эффузивы. Абсолютный возраст вулканитов собственно вулкана Эльбрус определяли методами К-Аг по основной массе [Лебедев и др., 2010], Q-ЭПР [Природные..., 2004] и  $^{14}\text{C}$  [Богатиков и др., 1998; Газеев, 2003], при этом отметим, что последним методом вулканическое событие датируется не прямо, а косвенно, по ассоциированной органике.

На участке, расположенном севернее ледника Кукюртли, наиболее древние четвертичные вулканогенные образования представлены вулканитами с массивной, прерывисто-линзовидной и фьямметекстурой, залегающими в трого в среднем и нижнем течении р. Битиктёбе. Вулканиты заполняют трог первой фазы безенгийского оледенения поскольку, во-первых, в среднем течении р. Битиктёбе они еще не вскрыты эрозией до своего основания; во-вторых, элементы залегания свидетельствуют о том, что материал заполнял уже существующую долину реки, и, в-третьих, поверхность образований сглажена экзарационной деятельностью ледника и/или нивальными процессами, которые наиболее вероятно происходили во время второй фазы безенгийского



Рис. 4. Распространение вулканитов Эльбрусского центра в позднем неоплейстоцене перед наступлением ледников второй фазы безенгийского оледенения: 1 — верхнео-плейстоценовые вулканиты дацитового состава, образовавшиеся между первой и второй фазами наступания ледников безенгийского оледенения; 2 — андезидациты, андезиты и трахиандезиты вулкана Таш-Тюбе; 3 — верхнеоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений, образовавшиеся после отступления ледников первой фазы безенгийского оледенения; 4 — среднеоплейстоценовые вулканиты дацитового состава; 5 — эоплейстоцен(?)–нижнеоплейстоценовые вулканиты риодацитового и дацитового состава; 6 — эо-плейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений; 7 — дациты экструзивного массива Кюкюртли (эоплейстоцен(?)-ранний неоплейстоцен); 8 — центры извержений; 9 — некки и дайки; 10 — контуры современных ледников; 11 — реки; 12 — линии разрезв, представленных на рис. 7 и 8



оледенения. Вулканиты, залегающие в среднем течении реки, извергались из автономного центра, расположенного на ее правом борту на абс. высоте 3010 м, в то время как вулканиты, залегающие в нижнем течении реки, извергались из автономного центра, расположенного на ее левом борту в 250 м выше по склону над восточным из двух субширотно ориентированных выходов на абс. высоте 2650 м [Мышенкова, 2021] (рис. 4). Большую часть разреза составляют темно-серые до черных и серые флюидолиты, а верхи — черно-розовые дациты с прерывисто-линзовидной и фьямме-текстурой. В среднем течении р. Битиктёбе разрез завершается пемзами [Короновский и др., 2013].

Схожие по структурно-текстурным особенностям флюидолиты залегают на морене в правом борту ледника Кукуртли, где они представлены двукратным чередованием черной плотной, стекловатой и серой рыхлой разностей, полого падающих на север и северо-запад.

Подобные образования присутствуют и на северном подножии вулкана восточнее ледника Уллумалиендерку, где несогласно перекрывают более

древние флюидолиты (рис. 4). Они представлены светло-серыми слабоуплотненными флюидолитами риодацитового состава и бронирующей их темно-серой плотной разностью, поверхность которой представляет собой плато длиной 1870 м и шириной от 250 до 700 м, наклоненное на северо-восток. Поверхность эта сглажена ледниковой экзарацией и практически повсеместно перекрыта мореной второй фазы безенгийского оледенения. У северо-восточного окончания плато расположено куполовидное тело, по периферии вершины которого присутствуют грибообразные формы денудации высотой до нескольких метров, сложенные двумя разностями флюидолитов с фьямме-текстурой разной прочности. Флюидолиты Кукуртли и Уллумалиендерку, судя по составу ксенолитов и строению толщ, образовались в результате извержений из автономных центров. С учетом сходства структурно-текстурных особенностей пород, их петрохимического состава, а также геоморфологических данных, вероятно, все молодые флюидолиты образовались в позднем неоплейстоцене после отступления ледников первой фазы безенгийского оледенения. Значения

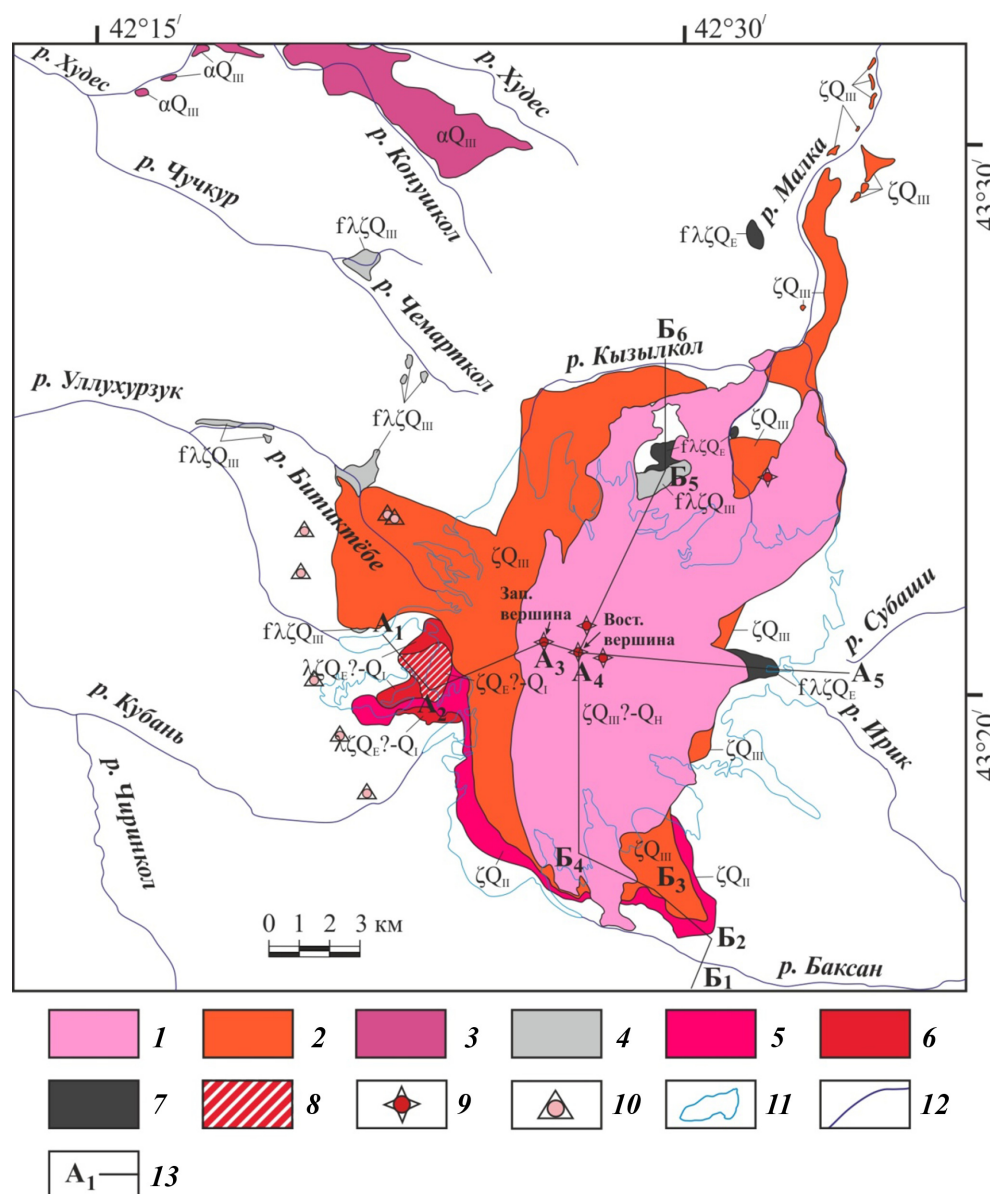


Рис. 5. Распространение вулканитов Эльбрусского центра в голоцене: 1 — верхненеоплейстоцен(?)—голоценовые вулканиты дацитового состава, образовавшиеся после отступления ледников второй фазы безенгийского оледенения; 2 — верхненеоплейстоценовые вулканиты дацитового состава, образовавшиеся между первой и второй фазами наступания ледников безенгийского оледенения; 3 — андезидациты, андезиты и трахиандезиты вулкана Таш-Тюбе; 4 — верхне-неоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений, образовавшиеся после отступления ледников первой фазы безенгийского оледенения; 5 — средне-неоплейстоценовые вулканиты дацитового состава; 6 — эоплейстоцен(?)—нижне-неоплейстоценовые вулканиты риодацитового и дацитового состава; 7 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений; 8 — дациты экструзивного массива Кюкюртгли (эоплейстоцен(?)-ранний неоплейстоцен); 9 — центры извержений; 10 — некки и дайки; 11 — контуры современных ледников; 12 — реки; 13 — линии разрезов, представленных на рис. 7 и 8

абсолютного возраста, полученные К-Ar методом по биотиту, стеклу, основной массе [Чернышев и др., 2014] и методом U-Pb SHRIMP-цирконометрии [Газеев, 2003], соответствуют второй половине позднего эоплейстоцена и началу раннего неоплейстоцена.

В среднем течении р. Битиктёбе и в правом борту ледника Кукуртли флюидолиты перекрыты пирокластическими образованиями собственно вулкана Эльбрус, представленными вулканическим песком, пеплом и рыхлыми туфами мощностью несколько десятков метров и от нескольких десятков метров до более 100 м соответственно. Пирокластические образования в обоих случаях перекрыты мощной толщей вулканитов, состоящей из переслаивания лав, лавобрекчий и в подчиненном количестве туфов дацитового состава, залегающих с наклоном до 25° в сторону долин. В правом борту долины р. Битиктёбе, выше по течению от места ее слияния с р. Балыксу, эти вулканиты прорваны дайками дацитов (рис. 4) шириной 4–5 м и протяженностью 45–50 м, ориентированными в восток-северо-восточном на-

правлении и приуроченными, по всей видимости, к серии трещин.

Самые древние образования собственно вулкана Эльбрус, выходящие на дневную поверхность из-под ледникового панциря на его северном подножии, представлены Кызылкольским и Малкинским потоками дацитовых лав, расположенных в правых бортах одноименных рек (рис. 4). Мощность Малкинского потока в некоторых местах достигает 200 м, а Кызылкольского — превышает это значение. На поверхности обоих потоков присутствуют следы воздействия ледников второй фазы безенгийского оледенения. Поскольку подошвы потоков еще не вскрыты реками до их основания (Кызылкольского — на всем протяжении, а Малкинского — выше устья р. Каракаюсу по течению р. Малки), вероятно, они образовались в позднем неоплейстоцене после отступления ледников первой фазы безенгийского оледенения.

В нижнем течении р. Бирджалысу (исток Малки) и в балке Кала-Кулак, у перевала Бурунташ и

на восток от языка ледника Уллучиран эрозией вскрыты продукты эксплозивных извержений, происходивших до начала наступания ледников второй фазы безенгийского оледенения. Во всех трех местах они представлены пеплово-пемзовым покровом видимой мощностью 12–15, 20–25 и 8–9 м соответственно. В нижнем течении р. Бирджалысу и в балке Кала-Кулак, а также у перевала Бурунташ покров перекрыт грубообломочными отложениями, накопившимися во время перерыва вулканической активности, выше залегают туфы общей мощностью 30–35 м. В балке Кала-Кулак туфы перекрыты отложениями лахаров, представленными валунно-глыбовыми туфоконглобрекциями мощностью до 8 м.

Лавовые потоки дацитов последней фазы вулканической активности, начавшейся после отступления ледников второй фазы безенгийского оледенения, стекали на юг, восток и север, формируя современный конус и распространяясь на юге и севере к подножиям вулкана (рис. 5). На северном подножии насчитывается три группы лавовых потоков, которые отличаются степенью сохранности первичной поверхности. Восточная группа потоков самая древняя, она обнажена севернее окончания ледника Джикиуганкез, а самая молодая — западная группа, обнажающаяся севернее окончания ледников Уллукол и Уллумалиендерку [Мышенкова, Короновский, 2020]. Каждая группа состоит из нескольких налегающих один на другой потоков со средней мощностью около 15–20 м с прослоями лавобрекчий между ними. На южном склоне молодые потоки выступают из-под ледникового покрова Эльбруса между ледником № 25 и языком ледника Большой Азау, они слагают V ярус из пяти стратиграфических ярусов, выделенных В.А. Лебедевым с коллегами [Лебедев и др., 2010]. Самый протяженный молодой поток на южном склоне спустился в троговую долину р. Азау, выработанную во время второй фазы безенгийского оледенения.

Фрагменты всех молодых лавовых потоков, возвышающихся в виде нунатаков над современным ледниковым панцирем Эльбруса, расположены на востоке от меридиана, проходящего через Западную вершину (рис. 6). К ним также, скорее всего, относятся дациты, слагающие скальную гряду длиной 1,85 км, вытянутую в меридиональном направлении в пределах ледника Большой Азау. В работе [Чугаев и др., 2013] высказано предположение, что аппарат западного конуса был активен с момента начала функционирования собственно вулкана Эльбрус до начала последней фазы извержений включительно, а восточный конус, вероятно, возник на поздней стадии последней фазы (рис. 7, 8). Это предположение подкрепляется различиями в химическом составе и Pb-Pb изотопно-геохимических характеристиках дацитов, излившихся из разных конусов. Данные площадных наземных радиолокационных съемок свидетельствуют о том, что под Западным

ледниковым плато Эльбруса, расположенном на западе от западной вершины в интервале высоты 5080–5150 м, вероятно, находится древний кратер вулкана [Лаврентьев и др., 2010] (рис. 7), из которого могли происходить извержения до формирования восточного конуса.

Во время последней фазы активности извержения происходили не только из вершинных кратеров, но и из трещин и паразитических кратеров, расположенных на склонах восточного конуса (рис. 7, 8), например, из паразитического кратера Приют Ленца на северном склоне или имеющего серповидную в плане форму паразитического кратера на восточном склоне, из которого излился Акчерьяковский лавовый поток.

**Заключение.** Таким образом, Эльбрус без ледникового покрова представляет собой асимметричный вулкан, возвышающийся над окружающими горными хребтами, находящимися в среднем на уровне 3,5–3,7 км. Он имеет сложное строение, состоит из разных по возрасту вулканических толщ, связанных с различными подводящими каналами. Вулканисты Эльбруса налегают на обнажающиеся ныне в западных стенках постройки образования более древнего вулкана Палеоэльбрус (или Кюкюртли), активность которого, наиболее вероятно, завершилась внедрением крупного экструзивного массива.

Периферическая магматическая камера по геофизическим данным, полученным разными методами, находится под Эльбрусом на глубине 7–17 км ниже уровня моря (далее — н. у. м.) (гравиметрические исследования [Авдулов, Короновский, 1993]); 5–10 км н. у. м. (магнитотеллурическое зондирование [Литовко и др., 2002]); 2,5–8 км н. у. м. (микросейсмическое зондирование [Лиходеев и др., 2017]); 7–13 км н. у. м. (микросейсмическое зондирование [Горбатов и др., 2018; Рогожин и др., 2018]). Таким образом, кровля камеры, судя по этим данным, расположена на глубине несколько километров ниже уровня моря. А.Г. Гурбанов с коллегами по гравиметрическим данным выделяет три периферические магматические камеры с общим диаметром около 10 км, расположенные также на глубине 3–5 км н. у. м. [Гурбанов и др., 2013].

На существование на некоторой глубине периферической магматической камеры с расплавом указывают, во-первых, фумарольная активность, проявляющаяся на восточной вершине Эльбруса на высоте 5450–5520 м [Авдулов, Короновский, 1993], в истоках р. Кукуртли и в районе перевала Ирик [Гурбанов и др., 2007], на 250 и 410 м ниже станции канатной дороги «Кругозор» [Гурбанов и др., 2013]; во-вторых, большое количество углекислых минеральных источников, в том числе теплых, расположенных в непосредственной близости от Эльбруса и характеризующихся ясно выраженной гидрохимической зональностью в направлении удаления от вулкана [Авдулов, Короновский, 1993; Масуренков, Комкова, 2021].



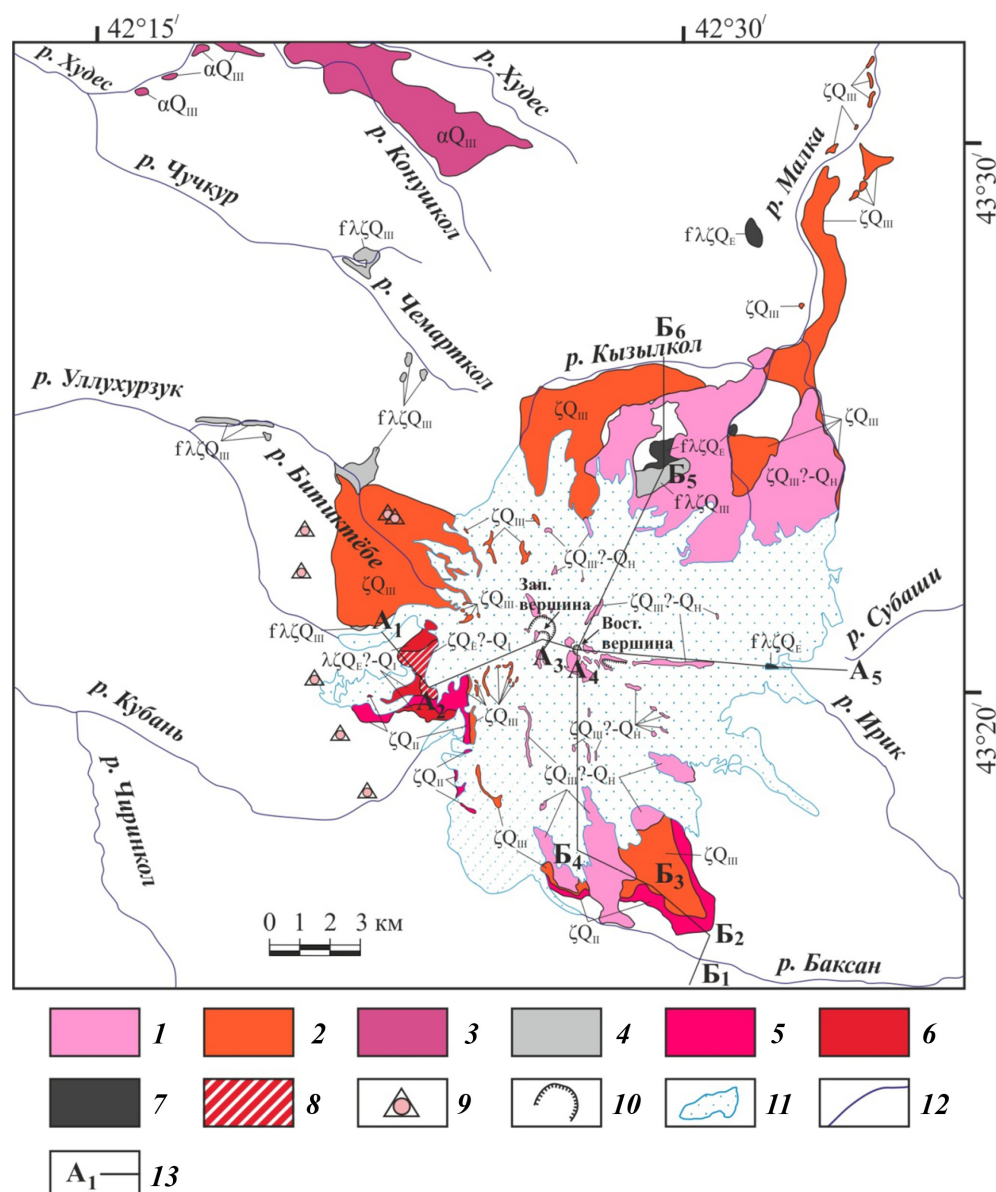


Рис. 6. Распространение вулканитов Эльбурского центра в настоящее время: 1 — верхнеэоплейстоцен(?) — голоценовые вулканиты дацитового состава, образовавшиеся после отступления ледников второй фазы безенгийского оледенения; 2 — верхнеэоплейстоценовые вулканиты дацитового состава, образовавшиеся между первой и второй фазами наступления ледников безенгийского оледенения; 3 — андезидациты, андезиты и трахиандезиты вулкана Таш-Тюбе; 4 — верхнеэоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений, образовавшиеся после отступления ледников первой фазы безенгийского оледенения; 5 — среднеэоплейстоценовые вулканиты дацитового состава; 6 — эоплейстоцен(?) — нижнеэоплейстоценовые вулканиты риодацитового и дацитового состава; 7 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений; 8 — дациты экструзивного массива Кюкюртли (эоплейстоцен?) — ранний неоплейстоцен; 9 — неки и дайки; 10 — кратеры; 11 — ледники; 12 — реки; 13 — линии разрезов, представленных на рис. 7 и 8

В результате дешифрирования ночных тепловых снимков со спутников NOAA в ретроспективе на 14 лет (с 1990 по 2003 г.) в районе современной вулканической постройки Эльбруса и ее подножия было выявлено несколько тепловых аномалий, обусловленных находящимися под ними на глубине периферическими магматическими камерами [Гур-

банов и др., 2007]. В работе [Рототаева и др., 2009] высказано опасение, что увеличение потока тепла к ложу ледников в зонах тепловых аномалий может усиливать донное таяние, что, в свою очередь, может спровоцировать непредвиденные изменения ледников и стихийные гляциальные процессы, в том числе катастрофические.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдулов М.В., Короновский Н.В. О геологической природе Эльбурского гравитационного минимума // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1993. № 3. С. 32–39.
- Богатилов О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Радиоуглеродное датирование голоценовых извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ, Россия) // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 2. С. 219–221.
- Газеев В.М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбурского вулканического центра (Северный Кавказ): Автореф. канд. дисс. М., 2003.
- Горбатилов А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю. и др. Модель глубинного строения вулкана Эльбрус в свете

новых геофизических данных // Докл. РАН. 2018. Т. 480, № 2. С. 229–232.

Гурбанов А.Г., Богатилов О.А., Докучаев А.Я. и др. Транскавказское направление вулканизма: причина, следствия и эпитепмальная минерализация // Вестн. Владикавказ. науч. центра. 2007. Т. 7, № 3. С. 25–44.

Гурбанов А.Г., Богатилов О.А., Карамурзов Б.С. и др. Результаты оценки современного состояния «спящего» вулкана Эльбрус, полученные комплексом геолого-геофизических и дистанционных методов. Разработанная технология мониторинга активности «спящих» вулканов центрального типа (на примере Эльбруса, КБР,



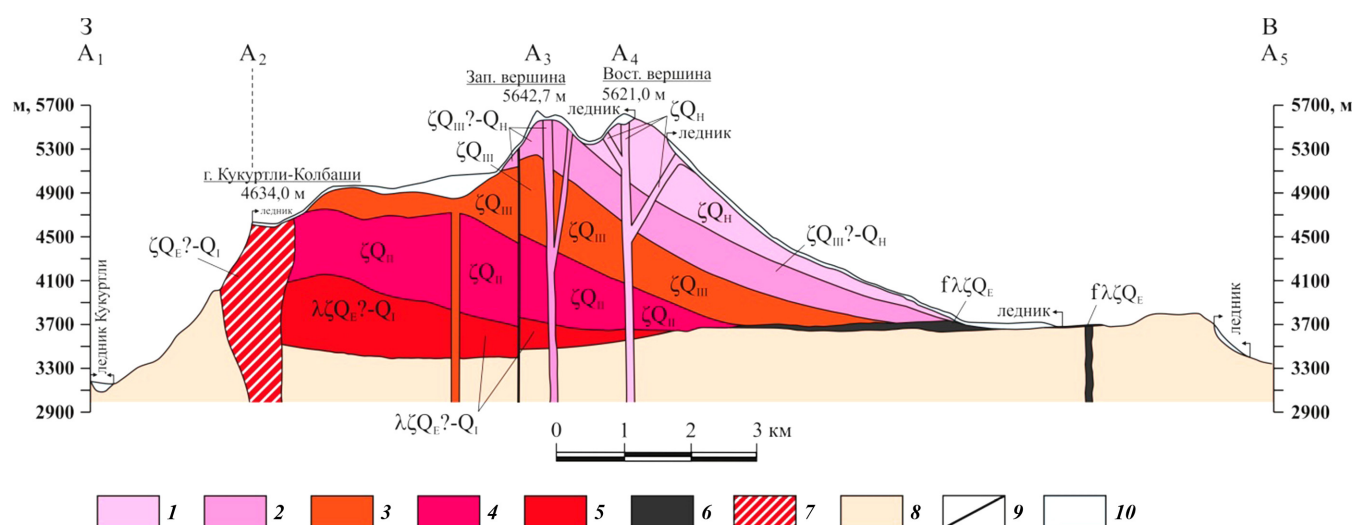


Рис. 7. Схематичный широтный разрез Эльбрусской вулканической постройки, линия разреза показана на рис. 6: 1 — голоценовые вулканиды дацитового состава восточного конуса; 2 — верхнеплейстоценовые(?) — голоценовые вулканиды дацитового состава западного конуса; 3 — верхнеплейстоценовые вулканиды дацитового состава; 4 — среднеплейстоценовые вулканиды дацитового состава; 5 — эоплейстоценовые(?) — нижнеплейстоценовые вулканиды риодацитового и дацитового состава; 6 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельного центра извержений; 7 — дациты экструзивного массива Кюкуртли (эоплейстоцен(?) — ранний неоплейстоцен); 8 — породы субстрата, представленные позднепротерозойскими(?) метаморфическими образованиями и палеозойскими гранитами; 9 — разлом; 10 — ледники

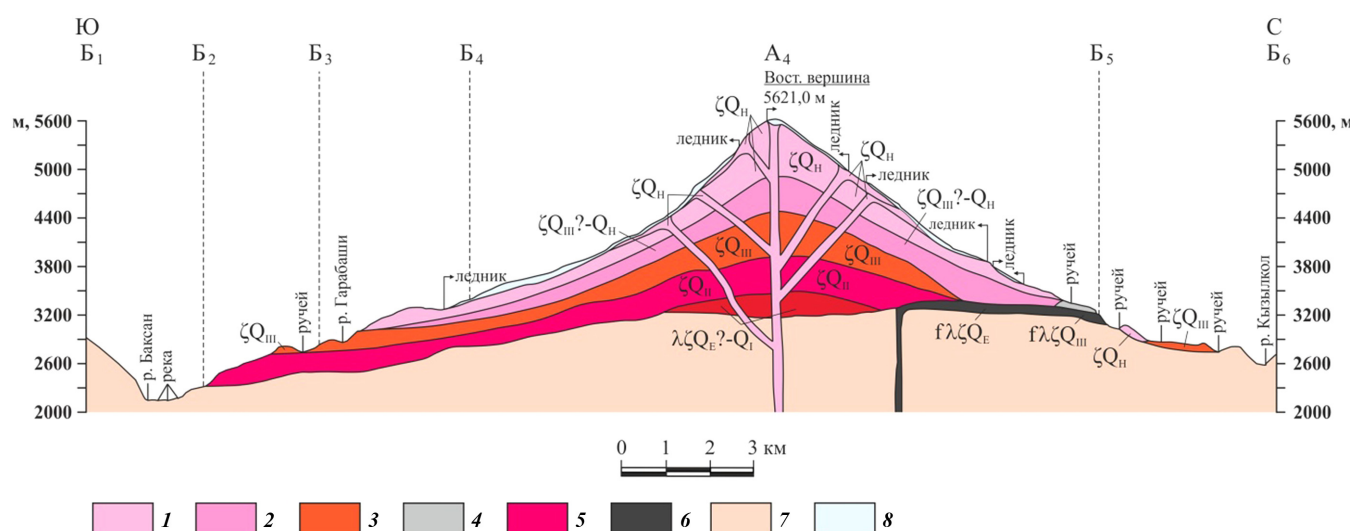


Рис. 8. Схематичный меридиональный разрез Эльбрусской вулканической постройки, линия разреза показана на рис. 6: 1 — голоценовые вулканиды дацитового состава восточного конуса; 2 — верхнеплейстоценовые(?) — голоценовые вулканиды дацитового состава западного конуса; 3 — верхнеплейстоценовые вулканиды дацитового состава; 4 — верхнеплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельного центра извержений; 5 — среднеплейстоценовые вулканиды дацитового состава; 6 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельного центра извержений; 7 — породы субстрата, представленные позднепротерозойскими(?) метаморфическими образованиями и палеозойскими гранитами; 8 — ледники

Россия) // Вестн. Владикавказ. науч. центра. 2013. Т. 13, № 4. С. 36–50.

Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Б., Гурбанова О.А. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования субвулканического тела в жерле вулкана Кюкуртли // Вестн. Владикавказ. науч. центра. 2021. Т. 21, № 1. С. 51–60.

Короновский Н.В. Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус // Оледенение Эльбруса. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. С. 15–72.

Короновский Н.В., Дёмина Л.И., Промышлова М.Ю., Мышенкова М.С. Признаки глубинных взрывов флюи-

дов в продуктах самостоятельного центра извержения Битюк-тубе (Западное Приэльбрусье) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 2. С. 7–15.

Лаврентьев И.И., Михаленко В.Н., Кузюзов С.С. Толщина льда и подледный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // Лед и снег. 2010. Т. 60, № 2. С. 12–18.

Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Якушев А.И. Магматическая активность на Северном Кавказе в раннем неоплейстоцене: активные вулканы Эльбурского центра, хронология и характер извержений // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 1. С. 79–85.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты К-Ar и Sr-Nd изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.

Ледники и климат Эльбруса. М.; СПб.: Нестор-История, 2020. 372 с.

Литовко Г.В., Трофименко Е.А., Греков И.И. и др. Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях по Приэльбрусскому профилю. Ессентуки: ФГУП «Кавказгеолсъемка», 2002. 120 с.

Лиходеев Д.В., Дударов З.И., Жостков Р.А. и др. Исследование глубинного строения вулкана Эльбрус методом микросейсмического зондирования // Вулканология и сейсмология. 2017. № 6. С. 28–32.

Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Эльбрус — действующий вулкан (история, перспектива, опасность). М.: Изд-во ООО «Сам Полиграфист», 2021. 260 с.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 278 с.

Мышенкова М.С. Геологическая позиция, состав, возраст и генезис плиоцен-четвертичных кислых вулканитов Эльбрусской вулканической области (Северный Кавказ): Автореф. канд. дисс. М., 2021.

Мышенкова М.С., Короновский Н.В. Последняя фаза извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) // Динамическая геология. 2020. № 1. С. 15–27.

Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии / Ред. Н.П. Лаверов. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 438 с.

Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Горбатилов А.В. Глубинное строение и режим вулканической и сейсмической активности Приэльбрусья // Геотектоника. 2018. № 6. С. 69–81.

Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф. Изменчивость факторов, определяющих динамику ледников Эльбруса // Мат-лы гляциологических исследований. 2009. Вып. 107. С. 57–66.

Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Лебедев В.А. и др. Два этапа эксплозивного вулканизма Приэльбрусья: геохронология, петрохимические и изотопно-геохимические характеристики вулканитов и их роль в неоген-четвертичной истории Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22, № 1. С. 100–130.

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус, Большой Кавказ: данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 20–33.

Bindeman I.N., Colon D.P., Wotzlaw J.-F. et al. Young Silicic Magmatism of the Greater Caucasus, Russia, with implication for its delamination origin based on zircon petrochronology and thermomechanical modeling // J. Volcanology and Geothermal Res. 2021. Vol. 412. 107173.

Статья поступила в редакцию 31.05.2022,  
одобрена после рецензирования 08.06.2022,  
принята к публикации 26.01.2023