

Министерство просвещения и науки Грузии  
ЮЛОП Институт геологии им. Александра Джанелидзе

*На правах рукописи*

Ахалкацишвили Мариам Ревазовна

ВОЗРАСТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И  
ЛЕДНИКОВЫХ ЭПОХ ДЖАВАХЕТСКОГО НАГОРЬЯ

04.00.08. петрология, вулканология

Автореферат

Диссертации представленной на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Тбилиси

2006

Работа выполнена в на кафедре минералогии, петрографии и полезных  
ископаемых Тбилисского Государственного университета

Научный руководитель: **Бежан Тутберидзе**

доктор геол.-минер. наук, профессор

Официальные оппоненты: Гурам Насидзе

доктор геол.-минерал. наук (04.00.08)

**Зураб Джанелидзе**

кандидат географических наук (11.00.04)

Защита диссертации состоится **15.12.2006 г. в 12<sup>00</sup>** часов в актовом зале  
института геологии им. Ал. Джанелидзе, на заседании диссертационного совета  
G04.01. № 2

Адрес: 0193, Тбилиси, ул. М.Алексидзе 1. корп. 9

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке института Геологии им. Ал.  
Джанелидзе по вышеуказанному адресу

Автореферат разослан 13.11. 2006 г

Ученый секретарь диссертационного совета

доктор геол.-минер. наук

Т.Цуцунава

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы.** Изучение взаимодействия вулканизма и оледенения является одной из важнейших проблем современной вулканологии. Ей придается особое значение для восстановления палеогеографической обстановки региона – неотектоники, вулканизма, процессов оледенения, флористической и фаунистической эволюции и реконструкции палеоклиматических условий.

В пределах Джавахетского нагорья датирование вулканических образований с помощью традиционных геологических, геоморфологических, радиологических и визуальных (дешифрирование аэрокосмических съемок) методов, а также исследование стадии, кратности и масштабов оледенения дает нам возможность установить закономерность взаимоотношения этих двух планетарных эндо- и экзогенных событий.

**Цель и задачи исследования.** Главной целью диссертационной работы является установление на примере Джавахетского нагорья возрастных взаимоотношений вулканизма и оледенения.

Для достижения цели стало необходимым:

- морфологическая, морфометрическая и общая петрографическая характеристика разновозрастных центров вулканических извержений с целью установления на этих вулканических сооружениях признаков ледникового воздействия;
- Исследование возможных региональных и локальных факторов начала и развития оледенения;
- Установление расположения основных центров, кратности и возраста оледенения; определение снеговой линии;
- Изучение нивально-гляциальных процессов и ледниковых форм;
- Уточнение направления движения и границ распространения ледников;
- Сравнительное изучение петроминералогического состава моренн и коренных вулканических пород;

**Фактический материал и методика исследования.** Диссертационная работа основывается на результатах полевых и лабораторных исследований автора, проведенных в 2000-2005 годах в пределах Джавахетского нагорья.

Особенностью наших исследований является их комплексный характер. Были использованы метод реконструкции древнего оледенения, метод дешифрирования аэрокосмических фотоснимков, геоинформационные системы, топографические карты разных масштабов, оптический метод (были изучены 150 прозрачных шлифов).

**Научная новизна работы.** Работа представляет собой своеобразную попытку слияния ранних материалов о Джавахетском вулканическом нагорье с нашими комплексными исследованиями фактического материала, добытого в течении 5 лет.

Научные новшества полученных результатов исследований заключаются в следующем:

- Высказаны соображения о локальных условиях, способствующих процессу оледенения и причинах, создавших эти условия. Особое внимание уделено роли позднемиоцен-раннеплиоценного вулканизма в создании локальных условий оледенения в пределах Джавахетского нагорья, происхождения и дальнейшего развития ледниковых процессов;
- Посредством современных методов определены параметры ледниковых форм и расположение снеговой линии;
- Петрографическим методом доказана идентичность пород моренн с вулканическими породами региона. Уточнены направления движения материала моренн и границы распространения этого материала;
- Высказано соображение об однократном – позднеплиоцен-раннеплейстоценовом оледенении в пределах исследуемого региона.

**Защищаемые положения:** Роль глобальных и местных локальных факторов: тектоники, вулканизма, солнечной радиации, углекислого газа (CO<sub>2</sub>), рельефа (экспозиция, морфология, морфометрия) в развитии оледенения исследуемой территории;

- Морфологические особенности форм гляциального рельефа: трогов, карров, цирков, моренн. Границы их распространения, масштабы и параметры;
- Петрографический состав моренн, степень сохранности и обработки, минералогическая петрографическая связь с коренными породами вулканических массивов миоплиоценового цикла;
- Местонахождение основных центров оледенения и закономерность их формирования. Отсутствие признаков ледникового воздействия в центрах вулканических извержений позднеплиоцен-плейстоценового возраста;
- Соображения в связи с вопросами возраста и кратности оледенения.

**Теоретическое и практическое значение работы.** Полученные результаты могут быть использованы:

- Во время исследований общих теоретических проблем палеовулканологических и палеогляциальных реконструкций;
- При составлении крупно- средне- и мелкомасштабных геологических карт;
- При ведении геолого-съёмочных и разведочных работ;
- Моренный материал, как строительный, декоративный и облицовочный материал;
- На основании изучения морен выработан метод поиска рудных месторождений. В рыхлом моренном материале миоплиоценового вулканизма изучаемого региона найдены дацитовые глыбы с кристаллами гематита на поверхности;
- Исследуемый регион представляет собой прекрасный объект для развития туризма.

**Апробация работы и публикации.** Результаты и положения, приведенные в работе были доложены и рассмотрены на пятой научной конференции Грузинского географического общества (Тбилиси, 2001); на научном семинаре кафедры минералогии, петрографии и полезных ископаемых Тбилисского государственного университета им. И.Джавахишвили (Тбилиси, 2002); на первой международной научной конференции Восточной Анатолии - Кавказа (г. Вани, Турция, 2003); на научном семинаре географо-геологического факультета Тбилисского государственного университета им. И.Джавахишвили (Тбилиси, 2003).

По вопросам, рассмотренным в диссертации, опубликовано 3 научных труда.

**Структура и объем работы.** Работа состоит из введения, 5 глав, заключения и списка использованной литературы (120 названий). Общий объем работы 110 страниц. Работа иллюстрирована картами и фотоснимками. Содержит 4 таблицы.

Диссертационная работа выполнена на кафедре минералогии, петрографии и полезных ископаемых факультета точных и естественных наук Тбилисского государственного университета им. И. Джавахишвили

**Благодарности.** Автор с большим уважением и благодарностью отмечает заслугу ныне покойного академика Н.Схиртладзе, выбравшего квалифицированную тему; большую благодарность выражает руководителю темы доктору геолого-минералогических наук, профессору Б.Тутберидзе за огромную помощь при работе над диссертацией. Автор благодарен директору Института географии им. Вахушти, Багратиони доктору географических наук профессору Р. Гобеджишвили за постоянные консультации во время полевых экспедиций; автор благодарен также сотрудникам кафедры минералогии, петрографии и полезных ископаемых Тбилисского государственного университета им. И.Джавахишвили: проф. В.Коява, доц. К. Акимидзе, доц. Г. Кикодзе, старш. препод. М.Канделаки и всем сотрудникам кафедры за содействие и полезные советы.

## ГЛАВА 1. КРАТКАЯ МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ И МОРФОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Согласно геоморфологическому районированию территории Грузии (Ал. Джавахишвили, 1946) Джавахетское нагорье входит в зону Южно-Грузинского вулканического нагорья и расположено в его крайне восточной части. Западная граница проходит по правому побережью бассейна р. Куры; юго-западная граница - по гребневой части Ниаласкурийского хребта (здесь граница совпадает с государственной границей между Арменией и Турцией); восточная граница проходит по восточному склону Джавахетского хребта, с севера нагорье ограничивается Аджара-Триалетской складчатой системой (в границах Вельского и Цхрацкаройского хребтов), а с северо-востока - Цалкинским плато.

Согласно геологическому строению и особенностям рельефа, Джавахетское вулканическое нагорье состоит из трёх, резко отличающихся друг от друга орографических единиц - вулканических хребтов, вулканических плато и озёрных депрессий.

В пределах исследуемой территории четко выделяются районы: высокогорного, (Абулсамсарский и Джавахетский хребты), средне- и высокогорного (Ниаласкурийский хребет) и среднегорного вулканического рельефа (Ахалкалакское, Цалкинское, Гомаретское и Дманисское плато) (Церетели, 1969).

В работе даны характеристики Абул-Самсарского, Джавахетского, Ниаласкурийского хребтов.

## ГЛАВА 2. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

### 2.1. Краткая история геологической изученности

Джавахетское как и Южно-Грузинское вулканическое нагорье в целом принадлежат к числу геологически довольно хорошо изучённых регионов. Первые неполные сведения о геологическом строении региона встречаем в начале прошлого века в работах специалистов разных направлений, в основном в трудах натуралистов-путешественников. Среди них особое внимание заслуживают труды Г. Аби́ха (1872), И. Мушкетова (1909), В. Освальда (1915), К. Фохта (1915) и др. Сегодня они имеют лишь историческое значение, хотя ряд вопросов в них заслуживает внимания.

Систематическое изучение геологии, тектоники, стратиграфии, геоморфологии, оледенения и других вопросов Южно-Грузинского вулканического нагорья начинается в конце тридцатых годов прошлого столетия. Среди трудов этого периода следует отметить работы Е. Дьяконова – Савельева (1932), Б. Мефферта (1933), К. Пафенгольца (1959), П. Желтова (1937) и др.

Вопросы, связанные с геологическим строением региона и проблемами неоген-антропогенного вулканизма, детально освещены в монографии Н. Схиртладзе (1958) и в ряде его же научных трудов, в которых автор, на основе критического анализа существующего материала и собственных выводов выработал научно обоснованную схему возрастного расчленения неоген-антропогенных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, распространенных на всей территории вулканического нагорья Южной Грузии в целом и исследуемой области, в частности. Он же дал петрографическую, петрохимическую и вулканологическую характеристику означенных образований и выработал тефрохронологический метод датирования вулканических образований.

Разные вопросы геологии исследуемого региона содержат труды Л. Маруашвили (1938, 1951, 1956), Н. Астахова (1952), Е. Милановского (1956, 1963, 1977), Ш. Адамия (1961),

П.Гамкрелидзе (1963), А. Цагарели (1966, 1968), Дж.Церетели (1967, 1969), Г.Майсурадзе (1989, 1991), С. Кулошвили и Н.Дзоценидзе (1978), Б.Тутберидзе (1990, 2004), Н.Короновского (1999) и др.

Результаты определения возраста вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований приведены в работах Г.Заридзе Н. Татришвили (1948), А.Векуа (1961, 1984), Л.Габуния (1962, 1970), В. Лебедева и др. (2004) и др.

## **2.2. Геотектоническая позиция и современная геодинамика**

Территория Джавахетского нагорья и вулканического нагорья Южной Грузии вообще, представляет собой центральную часть Кавказского сегмента Альпийского позднеорогенного складчатого пояса. По выработанной в последнее время схеме тектонического районирования Грузии, она входит в состав складчатой (складчато-надвиговой) системы Малого Кавказа (Антикавказ) (И. Гамкрелидзе, 2000).

Современная и новейшая геодинамика исследуемого района и всего Кавказа вообще связана с окончательным закрытием океанического мезотетиса в условиях конвергенции Афро-Аравийской и Евразийской литосферных плит.

В позднем миоцене, т. е. 11 млн лет назад, на всем протяжении Альпийской складчатой зоны окончательное закрытие бассейнов с океаническим дном вызвало исчезновение спрединговых зон, значительное уменьшение степени активности диапиров и главное – окончательное изменение геодинамической обстановки в регионе – господствующие условия субдукции сменились сильной коллизией.

После полного закрытия бассейна мезотетиса Кавказский регион полностью включился в постколлизийную стадию своего развития. Таким образом, мезокайнозойская история развития Средиземноморского- Альпийского складчатого пояса - не что иное, как эволюция древнего океанического бассейна и его окраин в условиях продвижения Афро-Аравийской литосферной плиты.

Таким образом, современная геодинамика Эгей-Анатолия-Кавказского сегмента Средиземноморно-Альпийского складчатого пояса, определяется взаимодействием литосферных плит в условиях общего субмеридионального сжатия (Короновский, Демина, 1999).

Существенные изменения первичного облика рельефа исследуемой территории совпадают во времени с мощной аттической орофазой на рубеже позднего миоцена и раннего плиоцена. К этому времени приурочена активизация тектонических движений, нашедшая свое полное развитие во всем неоген-антропогеновом периоде. Началась повторяемость горообразовательных процессов; в это время появляются новые и активизируются старые разрывные структуры, чему сопутствует мощный субаэральный магматизм.

Развитие магматизма связано с системой глубинных разломов различного направления и глубины, огреничивающих блоки, и с узлами их пересечений. К этому типу разломов в пределах исследуемого региона принадлежат Джавахетский и Самсарский разломы субмеридионального направления, которые фиксируются также и геофизическими данными, они играют большую роль в локализации проявлений неоген-антропогенового вулканизма.

Джавахетское вулканическое нагорье находится в сеймотектонически активной зоне. Глубина зафиксированных здесь очагов землетрясений меняется в среднем от 5 до 10 км-ов. Их существование подтверждает наличие сейсмически активных структур. Как видно, Джавахетский и Самсарский разломы не теряют своей активности и по сей день – принадлежат к числу "живых" разломов.

### 2.3. Краткие данные о геологическом строении региона

В пределах Джавахетского вулканического нагорья древнейшие образования развиты на Локском и Храмском массивах и представлены породами докембрийской гнейс-мигматитовой серии: амфиболитами, кварцевыми диоритами, гнейсами, мигматитами и др. На породы этой серии несогласно залегают: кислые эффузивы карбонового возраста, разные горизонты юрских, меловых и палеогеновых вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований.

Формирование Джавахетского вулканического нагорья, подобно Южно-Грузинскому вулканическому нагорью, началось в позднем миоцене и завершилось в позднем плейстоцене. В истории развития неоген-антропогенного магматизма здесь выделяют три разновозрастных вулканических цикла: позднемиоцен-раннеплиоценовый ( $N_1^3 - N_2^1$ ), позднеплиоцен-раннеплейстоценовый ( $N_2^3 - Q_1$ ) и позднеплейстоценовый ( $Q_3$ ) (Схиртладзе, 1958; Джигаури, 1989; Тутберидзе, 2004). Они резко отличаются друг от друга интенсивностью проявления, масштабами распространения изверженных продуктов и, часто, их вещественным составом

**Позднемиоцен-раннеплиоценовый вулканизм.** Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования этого периода пользуются широким распространением на территории Эрүшет-Арсинского нагорья, где они выделены под названием „Годердзской свиты” (Мефферт, 1933). Гораздо ограничены масштабы распространения свиты в пределах Джавахетского вулканического нагорья. Начальный этап позднемиоцен-раннеплиоценовой магматической активности начинался эксплозивным извержением туфов андезитового и базальтового состава, туфобрекчий, туфоконгломератов и агломератовых туфов и завершился мощными эффузивными извержениями андезитов, дацитов, риодацитов и риолитов второго этапа.

Джавахетском вулканическом нагорье весьма ограничены масштабы распространения вулканических образований (особенно пирокластолитов) позднемиоцен-раннеплиоценового возраста. Здесь, пирокластолиты имеют локальное распространение и в основном представлены на периферических участках Самсарского хребта, в частности у подножия его западного и южного склонов, где они стратиграфически несогласно перекрываются и глубоко погружаются под лавовые потоки Ахалкалакской свиты позднеплиоцен-раннеплейстоценового возраста. Нижняя, т.е. пирокластическая, часть свиты представлена лито-, витро- и кристаллокластическими туфами дацитового состава. В сортировке пирокластического материала не видно закономерности. Он лишен также слоистости. В пределах Джавахетского и Ниаласкуринского хребтов пирокластолиты годердзской свиты на поверхности не обнажаются. Их присутствие предполагается на большой глубине под очень мощными вулканическими образованиями позднеплиоцен-раннеплейстоценового возраста (Джигаури, 1989; Тутберидзе, 2004).

На территории Джавахетского нагорья, в отличие от пирокластолитов, сравнительно широко представлена эффузивная часть свиты. Эффузивами сложена приблизительно 80-85 % территории Самсарского хребта. Центры их извержений связаны с разломами разных направлений. Центры мощных вулканических извержений пространственно связаны со сводовой частью хребта и полностью контролируются проходящим в этой части Абул-Самсарским разломом меридионального направления, имеющим большую протяженность, глубину и активность.

По характеру извержений и формам вулканического аппарата выделяют моногенные, полигенные, сложные, лавовые, пирокластолитовые и лавово-пирокластолитовые центральные вулканы (Схиртладзе, 1966). Это – Большой (3300,5 м) и Малый (2799,8 м) Абули, Ивантапа (2933,4 м), Самсари (3284,7 м), Восточный (2757,1 м) и Западный (2921 м) Кероглы, Шавнабада (2929 м), Тавкветили (2505 м) и многие другие. В современном рельефе они проявляют различную степень сохранности и четкости. Среди продуктов вулканических

извержений (андезиты, дациты, риолиты, риодациты, обсидианы) доминируют дациты. Основные вулканы практически не встречаются.

Масштабы распространения эффузивов годердзской свиты на Джавахетском хребте очень ограничены. Здесь они, в основном, проявляются в водораздельной части хребта – в глубоко прорезанных ущельях рек – в виде „эрозионных окон”, тектонических блоков и вулканических массивов. Эффузивы представлены сравнительно широким спектром пород (долериты, андезибазальты, дациты, риолиты, риодациты, обсидианы, перлиты, мараканиты). Среди них ограниченное распространение имеют долериты и андезибазальты. Центры вулканических извержений расположены в различных частях хребта: Кюндаг (Чикиани 2417 м), Далидаг (2661,2м), Кирдаг (2431, 6 м), Малая Кулябьяка, Мадатапа (2713,8 м), эрозионно-тектонический блок Чатахи (2628,3 м) и др.

На территории Ахалкалакского плато эффузивами годердзской свиты сложены вершины эрозионного и тектонического происхождения: Элдаг (2495,7 м), Гора Амирани (1883,3 м), Мшрали мта(2481,0 м) и др. Петрографический состав изверженных продуктов соответствует андезитам и дацитам с преобладающим развитием андезитов.

В пределах Ниаласкурийского хребта эффузивная часть годердзской свиты представлена очень скупо. Ее выходы зафиксированы лишь в водораздельной части - в эрозионных участках глубоко прорезанных ущелий рек. Петрографический состав вулканических пород также соответствует андезитам и дацитам.

**Позднеплиоцен-раннеплейстоценовый вулканизм.** Породы этой возрастной группы широко распространены на Джавахетском и Ниаласкурийском хребтах и смежных с ними - Ахалкалакском, Гомаретском, Дманисском и Цалкинском плато. На Самсарском хребте их распространение весьма ограничено.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования этого времени в геологической литературе известны под названием „Ахалкалакской свиты” (П. Гамкрлидзе, 1963). Свита характеризуется широким спектром пород и представлена лавовыми потоками долеритов, базальтов, андезибазальтов, андезитов и чередующимися с ними озёрными отложениями.

На Джавахетском хребте активность позднеплиоцен-раннеплейстоценового вулканического цикла началась извержениями трещинного типа, за ними следует формирование основных долерит-базальтовых лавовых потоков.

На последующем этапе развития вулканизма характер извержений сменяется извержениями центрального типа. Происходит излияние лав базальтового и андезитового состава. Извергаются пирокластиты того же состава.

На следующем этапе извержений активизируются вулканы моногенного и полигенного типа, которые по соотношению лавового и пирокластического материала делятся на лавовые, пирокластитовые и лавово-пирокластитовые центры (Схиртладзе, 1958; Тутберидзе, 2004). Расположение вулканических центров Джавахетского хребта характеризуется резкой асимметричностью. Большая их часть развита на западном склоне хребта вдоль проходящей здесь глубинной зоны разлома субмеридионального направления: Гилхидаг (2767,7м), Булагдаг (1996,4м), Шиштепе (1637,1м), Сатхе (1786м), Тавшантапа (2179,4м) и др.). В водораздельной части хребта проходит зона глубинного разлома, с которой связаны мощные полигенные ( Южный Далидаг 2914м, Эмликли 3054,8м), моногенные (Большая Кулябьяка 2820,4м, Большой Паравани 2653,3м, Давакаран 2807,8м, Инягдаг 2293,7м, Гречишная 2515,2м) и другие вулканические аппараты.

На территории Ниаласкурийского хребта активность позднеплиоцен-раннеплейстоценового вулканического цикла выражена извержениями андезибазальтовых, андезитовых и реже дацитовых лав и соответствующего пирокластического материала. Центрами извержений являются лавовые и пирокластовые вулканические аппараты: Безымянная (1956м), Окюздаг (12441,9м), Ортулу (2445, 6), Караултепе (2085,8м), Дилифа (1979м) и др.



На Самсарском хребте позднеплиоцен-раннеплейстоценовые вулканические образования характеризуются малым распространением. Здесь они создают мощные лавовые потоки и пирокластические конусы андезибазальтового и андезитового (в основном) состава. Извержения происходят из лавовых, пирокластовых и смешанных вулканических аппаратов: Сурпсар (2001,3м), Мачатия (2265,1 м). Безымянная высота (2780 м), Чаталудор (2353,4м) и др.

Лавовыми потоками долерит-базальтового состава, в чередовании с озерными осадками, сложены Ахалкалакское, Цалкинское, Дманисское, Гомаретское плато. В юго-восточной части Ахалкалакского плато расположены центры извержения лав и пирокластического материала андезибазальтового и андезитового состава. Пространственно они связаны с зоной глубинного разлома. Эти центры: Большой (2060,6 м) и Малый (2033,2 м) Гюней, Безымянная (1830, 1 м), Сульда (1967,2 м) и др.

**Позднеплейстоценовый вулканизм.** К этому времени на вулканических нагорьях Джавახети и Южной Грузии вулканическая активность значительно ослабевает и ареал его проявления становится локальным-местным. Проявлением позднеплейстоценового вулканизма на вулканическом нагорье фактически завершилась в Южной Грузии история развития неоген-антропогенового вулканизма.

В пределах исследуемой территории образованием позднеплейстоценового времени является т.н. Куринский долеритовый поток, центр извержения которого расположен в месте слияния р.р. Паравани и Куры—на левом берегу р.Паравани. Из центра излияния поток следует по Куринскому ущелью до с.Аспиндза. Длина потока 15-16 км. Ныне поток представлен в виде нескольких эрозионных останцев. Несмотря на большую длину и достаточно большую мощность, состав пород на всем протяжении не меняется.

Действие вулканизма закончивается извержением пирокластолитов аналогичного с лавами состава. Пирокластолиты представлены разноцветными пемзами и брекчиями. Мало вулканических бомб. В сортировке пирокластолитов не видно никакой закономерности.

Сравнительно сильные импульсы вулканического цикла позднеплейстоценового времени проявились на Самсарском хребте. На данном этапе проявляется активизация некоторых вулканов позднемиоцен-раннеплиоценового времени. Среди изверженных продуктов господствующее положение занимают гиалоандезиты, реже-лавы дацитового состава и их пирокластолиты. Извержения происходят из обновленных полигенно-лавово-пирокластических Годоробы (3188,3 м), Большой (3300,5 м) и малый (2799,8 м) Абули, Шавнабада (2929 м) и др. и моногенных пирокластовых вулканов: Большой (3098, 6 м) и Малый (2665,0 м) Цители мта и др. вулканы.

#### **2.4. Возраст вулканических образований**

Вопрос возрастного расчленения вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований связан с большими трудностями, что в основном вызвано развитием вулканических процессов в континентальных условиях. Факт, что вулканические комплексы, развитые в таких условиях, отличаются скудностью фаунистических и флористических остатков, часто их отсутствием. Дело осложняется также отсутствием хорошо датированных морских осадков, фациально замещающих вулканиты. Налицо лишь чередующиеся с лавовыми потоками озерные осадки, часть которых вмещает обильные, хорошо сохранившиеся остатки позвоночной фауны, вполне пригодной для датирования.

Предлагаемое разными авторами возрастное расчленение неоген-антропогеновых вулканических образований Южно-Грузинского вулканического нагорья опирается на фаунистические и флористические остатки, найденные в вулканогенно-осадочных свитах; в частности, это позвоночная фауна озерных осадков, возраст которой определен изотопно-геохронологическим (в основном К-Аг) и тефрохронологическим методом и по данным палеомагнитных определений.

Полученные результаты детально проанализированы в схеме возрастного расчленения вулканических образований приложенной к работе.

Особо следует остановиться на вопросе возраста годердзской свиты. Следует отметить, что в настоящее время среди исследователей нет разногласия по вопросу принадлежности этой свиты к миоцен-плиоценовым образованиям. Этот факт однозначно зафиксирован в монографических исследованиях и специальных статьях Б. Мефферта, Б. Клопотовского, Н.Астахова, Е.Милановского, Л.Маруашвили, Н. Схиртладзе, П.Гамкрелидзе, Д.Джигаури, Г.Майсурадзе, С.Кулошвили, Б. Тутберидзе и др.

За последний период данные некоторых изотопно-геохронологических исследований образцов вулканитов Самсарского хребта значительно изменили ранние представления об их возрасте – он был определен как четвертичный (Лебедев и др. 2004). По нашему мнению, этот возраст вполне приемлем для омоложенных позднеплейстоценовых образований миоплиоценовых вулканических аппаратов Самсарского хребта.

## **2.5. Характеристика вулканических построек Джавахетского нагорья**

Вопросы морфологии и геологического строения вулканических построек Джавахетского нагорья, и вообще Южно-Грузинского вулканического нагорья, не лишены внимания исследователей. В данном случае в нашу задачу входит характеристика и описание разветвленных в исследуемом регионе вулканических аппаратов и массивов с абсолютной высотой 2700-3300 м с целью установления на них следов ледникового воздействия.

В работе дана суммарная схема, в которой детально приведены абсолютные высоты, возраст, тип вулканов, петрографический состав пород и признаки ледникового воздействия всех вулканических аппаратов и массивов.

## **ГЛАВА 3. ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ДЖАВАХЕТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ**

### **3.1. Краткая история палеогляциологического изучения региона.**

Изучению древнего оледенения вулканического нагорья Южной Грузии посвящено не одно исследование. Точки зрения исследователей о генезисе, возрасте и этапности оледенения условно можно разделить на 3 группы. Первая группа исследователей полностью отрицает наличие оледенения в регионе, вторую группу можно назвать моногляциалистами, а третью- полигляциалистами..

В группу моногляциалистов входят: Б.Клопотовский (1942), Н.Думитрашко (1949), Г.Габриелян (1950), С.Баляян (1949), А.Маруашвили (1938, 1956), Дж.Церетели (1967) и др.

К группе полигляциалистов относятся: К.Паффенгольц (1934, 1948), А.Асланян (1953), Л.Варданыц (1948), Д.Табидзе, Б.Ежов, Л.Тигишвили (1989). Они на территории Малого Кавказа, по аналогии с Альпийской схемой, допускают несколько оледенений.

Третья группа исследователей в изучаемом регионе полностью исключает наличие оледенения. К ней относятся Б.Мефферт (1933), В.Кавришвили(1933), С.Кузнецов (1938) и др.

В диссертационной работе детально рассмотрены, обобщены и проанализированы работы перечисленных авторов.

### 3.2. Методы палеогляциальной реконструкции

Изучение моренового материала в пределах исследованного района показывает, что на нем, во многих случаях, стерты следы ледникового воздействия - отсутствует соответствующая штриховка. Трудно определяются направление движения и границы моренных отложений. Весьма затруднена идентификация слагающих моренных пород и установление их различия от пород неледникового генезиса. Все это очень ослабляет определения генетической принадлежности материала и следовательно, восстановление палеогеографической обстановки.

С целью решения поставленных задач нами был использован ряд уже опробованных методов реконструкции процессов оледенения.

**Петрографический метод** Использование данного метода дало возможность коррелировать моренный материал с соответствующими коренными породами. Этим методом уточнены направление движения ледников и границы их распространения.

**Метод аэрокосмофотодешифрирования.** На основании дешифрирования аэрокосмофото материалов территории Джавахетского вулканического нагорья и интерпретации наших полевых наблюдений, выделены и картированы древние ледниковые формы (рис.1).

**Методы реконструкции древних оледенений.** Этот метод применялся с целью установления связи длины ледника с питающим его фирновым бассейном. Метод разработан Р. Гобеджишвили (Гобеджишвили, Котляков 2006) по аналогии с современными ледниками; выведена формула

$$L = SK$$

где L-длина ледника, S-площадь фирнового бассейна ледника, K-коэффициент.

Ледники горных регионов Р. Гобеджишвили подразделяет на 4 группы с разными коэффициентами. Ледники Джавахетского нагорья по этой классификации относятся к простой, однокамерной группе долинных ледников с коэффициентами 0.8.

С помощью **геоинформационных систем (ГИС)** были определены параметры и формы ледников древнего оледенения. Границы распространения ледников установлены по формуле  $L=SK$ ; полученные результаты приведены в виде таблицы (табл. 1).

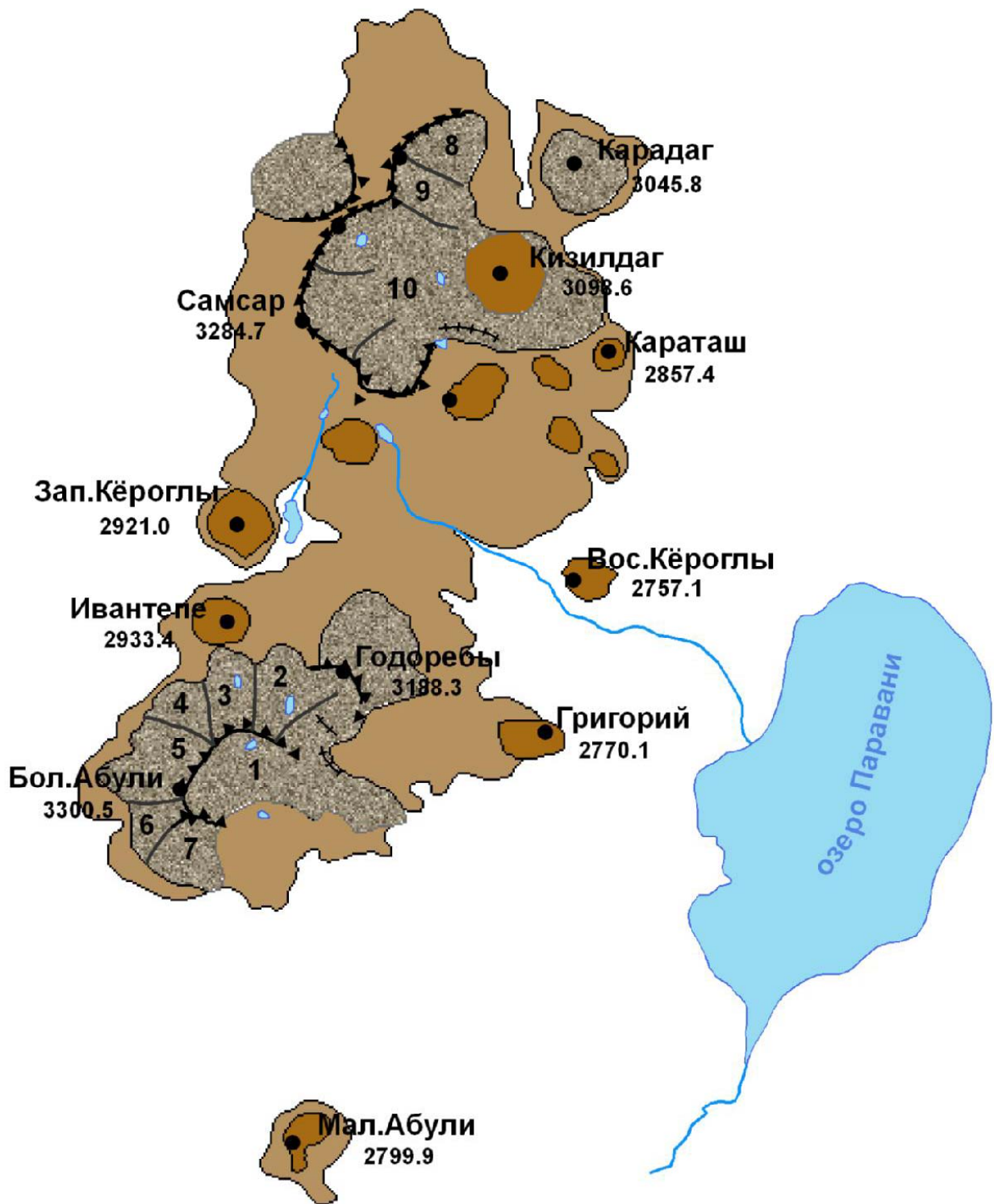
таблица 1

Морфологические и морфометрические параметры древнего оледенения Самсарского хребта









### 3.3

№ на карте	местонахождения	высота снеговой границы, м	площадь, км <sup>2</sup>	длина языка, км	высота, м	экспозиция склона	тип ледника
1.	Больш. Абули	2700 - 2800	5,8	4,6	2600	с-в	долинный
2.	„		1,9	1,5	2600-2700	с	каррово-долинный
3.	„		0,9	0,72	„	с-з	каровый
4.	„		2,8	2,22	„	с-з	каррово-долинный
5.	„		1,7	1,36	„	с-з	каровый
6.	„		2,3	1,0	„	ю-в	„
7.	„		1,6	1,28	„	с-в	„
8.	Самсар		1,9	1,52	„	в	каррово-долинный
9.	„		2,0	1,6	„	в	„
10.	„		10,0	8	2500	с-в	долинный

**РЕЛЬЕФ САМСАРСКОГО ХРЕБТА  
ПРЕОБРАЗОВАННЫЙ ОЛЕДЕНЕНИЕМ**



**Условные обозначения**

- |   |  |   |                          |
|---|--|---|--------------------------|
|  | вулканический рельеф                             |  | древние ледниковые формы |
|  | вулканический рельеф преобразованный оледенением |  | моренны                  |
|  | вулканы лишённые ледникового воздействия         |  | вершины                  |
|   |  |  | озера                    |
|   |  |  | реки                     |

МАСШТАБ 1:100 000

### 3.3. Районы распространения древнего оледенения

Джавахетское вулканическое нагорье не входит в число регионов широкого распространения гляциальных систем. Здесь имеются изолированные, небольших размеров, отдельные очаги. В пределах исследуемого региона (в разных его частях) процессы происхождения и дальнейшего развития ледников протекали одновременно.

На Джавахетском вулканическом нагорье основным очагом древнего оледенения является Самсарский хребет. По сравнению с ним на Джавахетском хребте распространение гляциальных форм рельефа значительно ограничено. Древние гляциальные формы почти всегда представлены на склонах северных экспозиций вулканических массивов и на вершинах вулканов.

В пределах Самсарского хребта древнегляциальные формы приурочены только к тем массивам, абсолютные высоты которых превышают 3000 м. Между тем, имеются и такие высоты и массивы, которые несмотря на их большую высоту (2900-3100 м и выше) лишены признаков ледникового воздействия. Причиной такого несоответствия являются: крутопадающие склоны высот и массивов; относительно низкий уровень в эпоху оледенения тех абсолютных высот, достигших в настоящее время 2900-3000 м и их молодой геологический возраст.

Анализ полученных нами и существующих данных привел к выводу, что на Самсарском хребте относительно хорошей сохранностью выделяются древние ледниковые формы Абульского и Самсарского вулканических массивов. Совершенно иная картина на Джавахетском хребте, где следы оледенения сохранены в ограниченном количестве лишь у истоков р. Сарфдере.

Ледники исследуемого района принадлежат к долинным, карровым и каррово-долинным типам.

**Массив Большого Абула.** Следы древнего оледенения хорошо сохранены по сей день на северо-западных и северо-восточных склонах в виде ледниковых цирков, трогов и морен.

Ледник долинного типа, площадью 6 км<sup>2</sup>, спускающийся с северо-восточного склона Большого Абула, движется в сторону Параванского озера примерно на расстоянии 4,6 км. На левом склоне выработанного им трога развита хорошо выраженная в рельефе боковая морена. Как видно, ледник сперва двигался в восточном направлении, потом поворачивал к югу, где со склонов Годореби в него вливались ледяные притоки и в виде единного языка распространялся до абсолютной отметки 2600 м.

Карровые формы малого размера сохранены на южных и западных склонах Диди Абули, на что указывает морфология ледниковых отложений - холмистый рельеф, небольшие ледниковые озера и слабо выраженные ступени.

На северо-западных склонах Абульского массива зафиксированы несколько карровых форм, один из вытекающих оттуда ледниковых языков двигался в сторону высоты Олаверди и распространялся до абсолютной высоты 2450 м. Мощность ледниковых отложений, судя по глубине V-образного оврага, прорытого в перекрывающем их современном делювии, достигает 30-35 м (Церетели, 1969). Ледниковые формы в виде карров и цирков расположены на высоте 2850-2900 м, их дно занято двумя маленькими озерами. Глыбы, ледниковый генезис которых не вызывает сомнения, состоят из обломков дацитов миоплиоценового вулканического цикла.

Для корреляции моренного материала с коренными породами и установления направлений их движения, петрографическим методом были изучены до 50 шлифов коренных пород, слагающих Большой Абул и морены. Выяснилось, что в моренном материале почти не участвуют породы, отличающиеся от пород Абульского массива, что однозначно указывает на источник питания.

**Самсарский массив.** В пределах Самсарского хребта самый большой многокамерный ледник долинного типа (площадь 10 км<sup>2</sup>) зафиксирован на северо-восточном склоне в

кальдере Самсара, диаметр которой достигает 3 км, а дно расположено на высоте 2700 м. Моренные отложения в кальдере образуют холмы и гряды разной величины. На склонах, окаймляющих кальдере, сохранены уцелевшие от эрозии несколько самостоятельных карровых форм. Они находятся на высоте 2900-3000 м и представляют собой место скопления фирна. Как видно, выходящие отсюда ледниковые потоки соединялись на дне цирка и в виде единого языка достигали абсолютной высоты 2500 м. Следы ледника относительно хорошо выражены на правой стороне древнего трога – боковая морена в виде гряды до конца тянется вдоль палеотрога. На дне кальдеры развиты ледниковые воронки, в которых часто возникают небольшие озера.

Гляциальные формы рельефа и отложения хорошо сохранены на северо-западном склоне Самсарского массива примерно на высоте 2970 м. Здесь, вытекающий из долинного ледника язык, длиной 6 км и шириной 450-500 м, вместе с другим ледниковым языком, вытекающим из безымянного конуса (3183, 9 м), перемещался в направлении Баралети-Мерения и распространялся до отметки 2900 м (Церетели, 1969).

Породы, слагающие Самсарский массив, представлены в основном однообразными розово-красными и кирпично-красными дацитами эффузивной части годердзской свиты. Петрографическим изучением моренного материала достоверно установлено их полное соответствие с породами Самсарского массива.

**Ледник Сарфдере.** Ледник Сарфдере находится на восточном склоне центральной части Джавахетского хребта в верховьях одноименной реки. На высоте примерно 2600 м зафиксирован ледниковый цирк, который по сей день заполнен вечным снегом, накопление которого обусловлено ветровым переносом снега. Не исключено, что древний ледник тоже располагался ниже снеговой линии и питался аналогично.

Что же касается следов древнего оледенения в пределах *Ниаласкурийского хребта*, из за их плохой сохранности единного мнения об оледенении нет. Впервые на следы оледенения указал О. Карапетян (1929). Иную мысль развивает Л. Маруашвили (1951), который отрицает существование признаков оледенения на основе низкого гипсометрического расположения хребта и топографии рельефа.

На территории Ниаласкурийского хребта следы древнего оледенения описывает Дж. Церетели (1969), который развитый в верховьях р. Восточной Заграничной на высоте 2900-2950 м депрессионный участок считает цирком, с чем, по нашим наблюдениям, трудно согласиться. Не исключено, что здесь действительно существовал цирк, из которого в северном направлении двигался ледник, но следы этого явления не сохранились и стерты развитым на этом месте глубоким эрозионным ущельем.

#### ГЛАВА 4. ПРЕДПОЛОГАЕМЫЕ ПРИЧИНЫ ОЛЕДЕНЕНИЯ

В настоящее время наличие процессов оледенения в пределах территории Джавахетского вулканического нагорья как по данным предидущих исследователей, так и по нашим материалам, не вызывает сомнения; однако, дискуссионными еще остаются причины, возраст и кратность оледенения.

В последнее время оледенение связывают с тектоническими процессами, горообразованием, вулканизмом, а также с изменением содержания в атмосфере CO<sub>2</sub>, смещением полюса магнитной оси планеты и др. Видимо, причиной изучаемого процесса является несколько взаимосвязанных факторов, определяющих степень и длительность оледенения.

**Тектонические и горообразовательные** процессы играют одну из основных ролей в процессе образования и последующего развития ледников. Подтверждением сказанного служит совпадение во времени главных горообразовательных и ледниковых периодов нашей планеты.

Главная роль тектонических движений в процессе оледенения выражается в воздымании рельефа и образовании благоприятных высот для оледенения. Однако, можно отметить, что только горообразовательные процессы недостаточны для формирования ледников.

**Роль вулканизма в процессе оледенения.** По современным представлениям периоды похолодания или потепления Земли тесно связаны с периодами активизации вулканизма, так как, последний в значительной мере влияет на атмосферу, меняя ее газовый состав и температуру.

Выброс значительного пирокластического материала в виде пепла вызывает соответствующее загрязнение воздуха, следовательно уменьшает его прозрачность, увеличивает поглощение или отражение солнечных лучей. В таких условиях, по имеющимся подсчетам, радиация солнца уменьшается на 10-12%, падает температура воздуха и создаются благоприятные условия для оледенения.

**Роль двуокиси углерода ( $CO_2$ ) в оледенении.** Последние исследования показали, что динамика изменения климата находится в прямой связи с изменением содержания в атмосфере двуокиси углекислого газа. В регуляции температуры воздуха в атмосфере  $CO_2$  играет основную роль. Увеличение углекислого газа в атмосфере вызывает потепление на земле, а понижение—уменьшение температуры и следовательно похолодание. Одной из предполагаемых причин уменьшения содержания двуокиси углеродного газа считается связанное с активным вулканизмом интенсивное выветривание. В результате соединения двуокиси углерода с водой, как в атмосфере так и в почве, образовывалась углекислота ( $H_2CO_3$ ), которая является активным химическим соединением и свободно входит в реакцию с породообразующими элементами, в частности с K, Na, Ca и Mg. В результате этих процессов расходуется значительный объем углекислого газа, что вызывает обеднение этим компонентом атмосферы и, следовательно, понижение температуры воздуха и создание благоприятных условий для оледенения.

Наряду с отмеченным, одной из причин уменьшения количества  $CO_2$  считается снижение скорости спрединга и, соответственно, замедление процесса субдукции.

Обсуждение генезиса оледенения в глобальном разрезе ставит целью установление в пределах исследуемой территории местных, локальных аналогов оледенения.

## ГЛАВА 5. ВОЗРАСТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ И ВУЛКАНИЗМА

На территории Джавахетского вулканического нагорья корреляция эпох оледенения с общим геологическим временем осуществляется фактически с помощью вулканизмом. Только стратиграфически точно датированные вулканические фазы и связанные с ними продукты извержения дают возможность рассуждать о возрасте эпох оледенения.

Как было отмечено, в исследуемом регионе выделяются три разновозрастные фазы коллизионного вулканизма. Возраст позднемиоцен-раннеплиоценовой вулканогенной и вулкано-генно-осадочной свит первой фазы вулканизма твердо и наиболее убедительно установлен с помощью содержащихся в них остатков богатой флоры и фауны, данными тефрохронологических и изотопных геохронологических методов, материалами бурения и стратиграфическим положением. Образования данной фазы вулканизма с большим стратиграфическим перерывом залегают на сильно эродированной поверхности эоценовых и меловых пород, и в свою очередь, опять-же со стратиграфическим перерывом перекрываются достоверно датированными продуктами позднеплиоцен-раннеплейстоценовой фазы вулканизма.

По нашим наблюдениям и существующим материалам на Джавахетском нагорье следы древнего оледенения сохранены лишь в рельефе, выработанном в позднемиоцен-раннеплиоценовой вулканогенной и вулкано-генно-осадочной свите в виде цирков, карров, трогов и морен. Что касается более молодых -позднеплиоцен-плейстоценовых вулканических вершин и массивов, на них признаки древнего оледенения не установлены.

Мы обсудили факторы оледенения в общем глобальном плане. При рассмотрении вопросов возникновения оледенения и синхронизации вулканизма, считаем целесообразным в пределах исследуемой территории обратить внимание на местные, локальные факторы, способствующие оледенению.

В пределах Джавахетского нагорья и в целом на Южно-Грузинском нагорье, в выработке облика современного рельефа среди морфогенетических факторов ведущая роль принадлежит тектонике и вулканизму. Эти процессы связаны с движениями глобального характера Евразийской и Афро-Аравийской литосферных плит, которые повторяются во времени и пространстве. К этим движениям приурочена мощная аттическая орофаза, выявленная на рубеже позднемиоцен-раннеплиоценовой эпохи и ставшая главной причинной возникновения горных систем и общего воздымания на Кавказе. Она полностью изменила палеотектоническую и палеогеографическую обстановку, характер осадконакопления, формы рельефа и направление гидрографической сети.

В позднемиоцен-раннеплиоценовом отрезке времени в исследуемом регионе на фоне дифференцированных движений происходит воздымание сводого-блочных структур в сопровождении мощной вулканических извезжений

Роль горообразовательных процессов в оледенении на исследуемой территории выражается в образованиях высокого рельефа, благоприятного для накопления постоянного снежного покрова.

Опираясь на вычисления Е. Милановского (1977), амплитуда воздымания рельефа в миоплиоцене составляет 1-1,5, км и если добавить к этому абсолютную высоту подлавого субстрата (400-500м) получится, что общее воздымание рельефа в среднем плиоцене достигало высоты до двух километров. Естественно, такие гипсометрические высоты недостаточны для формирования ледников.

В среднем плиоцене вулканическая активность прекращается. Возобновляются временно прекращённые дифференциальные тектонические движения, сопровождаемые интенсивным воздыманием массивов, возникших в позднемиоцен-раннем плиоцене. По данным вычисления Е. Милановского, в позднем плиоцене амплитуда воздымания рельефа достигала 1 км; в таком случае в ранне-позднем плиоцене большинство миоплиоценовых высот и вулканических массивов могли достигнуть абсолютных отметок порядка 2800-3000м, что вполне достаточно для возникновения ледников.

Таким образом, в ранне-позднем плиоцене на территории Джавахетского вулканического нагорья одно из необходимых условий оледенения наличие высокого горного рельефа – уже существовало.

В уменьшении температуры и, соответственно, для начала оледенения на исследуемой территории огромную роль сыграл позднемиоцен-раннеплиоценовый вулканизм, в частности вулканический пепел кислого состава, выбросы и рассеивание его больших масс несомненно могли вызвать локальное загрязнение атмосферы, значительное уменьшение солнечной радиации, увеличение облачности и, соответственно, падение температуры, что в конечном счёте способствовало началу оледенения.

Значительную роль для развития процессов оледенения на данной территории сыграли процессы химического выветривания, в частности значительное уменьшение содержания в атмосфере двуокиси углерода, вызванное ее активным израсходованием в большом количестве в процессе выветривания.

Вторым важным фактором уменьшения  $CO_2$  в атмосфере исследуемого региона являются геодинамические процессы, под влиянием которых по всей территории Кавказа произошли значительные изменения - прекращение субдукции и активизация континентальных коллизионных движений привело к закрытию источников эндогенного материала, в том числе и  $CO_2$ . Таким образом, в пределах Джавахетского нагорья уменьшению  $CO_2$  в атмосфере способствовали интенсивные орогенические движения и связанные с ними активное химичес-



кое выветривание и закрытие субдукционных зон.

Для определения высоты положения снеговой линии большое значения имеет экспозиция горных склонов. Например, на северо-восточных и северо-западных склонах Самсарского хребта более интенсивное, чем на остальных склонах. Здесь разница в высотах снеговой линии приблизительно равна 150-200 метрам, что может вызвать температурную разницу в пределах 0,8-1,2°.

Климатический перелом начинается с позднего миоцена, что четко отражается на составе растительного покрова. По существующим материалам в нижне- и среднемиоценовом растительном покрове были представлены элементы субтропической флоры, широкая дифференциация которых начинается в позднем миоцене на фоне небольшого похолодания воздуха. К этому времени роль субтропической флоры значительно уменьшается, исчезают 170 видов 5 классов около 50 семейств. На территории Грузии темпы похолодания значительно растут на стыке понта и киммерия, что вызвало исчезновение из растительного мира около 125 термофильных таксонов, а с понта до куальника – 200 видов (Шатилова, Рамишвили, 1990)

Значительно изменяется тип вулканических извержений, состав извергаемого материала и ареал их распространения в позднеплиоцен-раннеплейстоценовых и позднеплейстоценовых вулканических циклах. Позднеплиоцен-раннеплейстоценовой вулканической активизации предшествовала среднеплиоцен-раннепозднеплиоценовая горообразовательная фаза (Роданская), вызвавшая, как отмечалось выше, воздымание вулканических высот и массивов миоплиоценовой эпохи выше 2600-2700 метров. К позднеплейстоцену 80-85% вулканических построек уже превышали уровень снеговой линии, но на них, по нашим и наблюдениям, формы гляциального рельефа не отмечаются. Н. Астахов (1952) это явление объясняет молодым геологическим возрастом вулканических образований. Его взгляд разделяет и Л.Маруашвили (1956); он указывает, что основные лавы позднего цикла (плиоплейстоцен) не несут следов оледенения и по этому они не могут быть древнее этого процесса.

Н. Нефедова (1951), касаясь вопроса взаимоотношения вулканизма и оледенения, предполагала, что максимум оледенения в Южной Грузии совпадает с промежутком времени между древним и более молодым проявлениями активного вулканизма.

Если принято во внимание предлагаемые этими исследователями доводы и собственные данные, можно прийти к выводу, что оледенение на данной территории произошло в промежутке времени между раннепозднеплиоценовой и раннеплейстоценовой вулканическими эпохами.

Таким образом, на основании полученных нами данных можно заключить, что оледенение в пределах Джавахетского вулканического нагорья помещается в хронологические рамки раннепозднеплиоцен-раннеплейстоценовой эпохи.

## ВЫВОДЫ

1. На территории Джавахетского вулканического нагорья основные центры древнего оледенения сосредоточены на массивах Большого Абула и Самсара (Самсарский хребет), которые одновременно являются и центрами мощных вулканических извержений. Относительно редко представлены центры оледенения на Джавахетском хребте.
2. По нашим расчетам в пределах исследуемой территории ледниками было преобразовано около 75 км<sup>2</sup> площади, отсюда 45 км<sup>2</sup> приходится на Самсарский массив, 30 км<sup>2</sup> - на Абульский. Ледники приурочены в основном к северным склонам, на южном- они редки, что в свою очередь указывает на малые масштабы оледенения;

3. Формы гляциального рельефа представлены в виде карров, трогов, цирков и конечных морен. По морфологической классификации ледники исследуемого региона объединяются в группу горных ледников и относятся к карровым, долинным и каррово-долинным типам с морфологически и литологически хорошо выраженными аккумуляционными формами;
4. С целью петрографического изучения моренного материала использован петрографический метод, с помощью которого были уточнены высказанные ранее соображения о направлении перемещения моренного материала от питающего субстрата и границе их распространения.
5. Моренный материал в основном представлен продуктами позднемиоцен-раннеплиоценовой вулканической активности, минералого-петрографический состав которых соответствует роговообманковым и роговообманково-биотитовым дацитам и риодацитам, что подтверждается так-же данными полного силикатного анализа. Полевыми наблюдениями и с помощью петрографического анализа установлено, что породы в моренном материале представлены продуктами разрушения и выветривания коренных пород, распространенных в массивах Большого Абула и Самсара.
6. По нашим подсчетам и имеющимся данным, на Джавахетском нагорье снеговая линия проходила на высоте 2700-2800 м. Отмечается изменчивость уровня снеговой линии в зависимости от экспозиции склонов, что хорошо наблюдается на примере Большого Абула, на южном склоне которого снеговая линия занимает более высокие уровни и по сравнению с северным склоном находится на 150-200 м выше.
7. На территории Джавахетского вулканического нагорья процессам оледенения предшествовали и создавали для них благоприятные условия мощные тектонические орогенные движения, происходящие на рубеже позднего миоцена-раннего плиоцена в виде аттической орофазы. Они охватили всю территорию Кавказа и сыграли огромную роль в преобразовании его палеорельефа. Роль горообразующих процессов в начале и развитии оледенения проявилась в воздымании рельефа и создании подходящих условий для развития высокогорных фирновых полей.
8. Из местных факторов, способствующих развитию оледенения на Джавахетском нагорье, рассматривается миоплиоценовый вулканизм, продукты которого в виде тончайшей пироклаستيку вулканического пепла могли вызвать локальное загрязнение атмосферы, уменьшение ее прозрачности и солнечной радиации, возрастание облачности и, как следствие, падение температуры и возникновение соответствующих условий для оледенения.
9. В пределах исследуемой территории нами детально обследованы и описаны разновозрастные вулканические образования, расположенные на больших абсолютных высотах (2700-3000 м и выше), на которых признаки оледенения зафиксированы только в некоторых массивах позднемиоцен-раннеплиоценового возраста. На более молодых (поздний плиоцен-плейстоцен) вулканических аппаратах и массивах, несмотря на их большие абсолютные отметки, никаких признаков оледенения не наблюдается. Это обстоятельство объясняется их молодым геологическим возрастом.
10. Анализ полученного нами фактического материала приводит к заключению, что на территории Джавахетского нагорья оледенение имело только однократное проявление в хронологической рамке раннепозднего плиоцена-раннего плейстоцена.

Основные результаты диссертации изложены в  
следующих публикациях:

**М.Р.Ахалкацишвили**, Р.Г. Гобеджишвили, Б.Д. Тутберидзе Роль оледенений  
переформированию вулканического рельефа Самсарского хребта, Тр.ТГУ, 355, Тб.,  
География-геология, изд.-во ТГУ, 2003

**М.Р.Ахалкацишвили**, Б.Д. Тутберидзе К вопросу петрографической корреляции  
моренных отложений и коренных пород Самсарского хребта, Нефть и Газ Грузии, №18,  
2006

**M. Akhalkatsishvili**, B. Tutberidze On the Problem of the Presumable Causes and Age of the  
Javakheti Volcanic Plateau Glaciation, Bull. Acad. Sci. Georgian, 174, #2, 2006, p. 250-252