

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК АРМЕНИИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ЛАМПРОФИРОВЫЕ ТРУБКИ ВЗРЫВА
МЕЗОЗОЯ ВЕДИЙСКОЙ ЗОНЫ
(АРМЕНИЯ)

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК АРМЕНИИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Лампрофировые трубы взрыва мезозоя
Ведийской зоны (Армения)

ЕРЕВАН, "НАИРИ", 2005

«Գիտությունների Ազգային Ակադեմիա
Երկրաբանական Գիտությունների Ինստիտուտ

Վեդու գոտու մեզոզոյի լամպրոֆիրային
պայթման խողովակները (Հայաստան)

5618

УДК 55 (479.25)

ББК 26.3(2Ap)

Л 218

Авторы: М.А. Сатиан, Ж.О. Степанян, Л.Г. Саакян,
А.Х. Мнацаканян, Р.Х. Гукасян

Л 218 Лампрофировые трубки взрыва мезозоя Ведийской зоны (Армения).

М.А. Сатиан, Ж.О. Степанян, Л.Г. Саакян и др.—Ер.: Наири, 2005.-148ст.

Ответственный редактор: академик НАН РА Р.Т. Джрабашян

Рецензенты: О.П. Гуюмджян канд, доц., геол.-мин. науки ЕГУ; Ю.С. Геншhaft докт. физико-матем. наук; профессор, А.Я. Салтыковский, докт. геол-мин. наук, Институт Физики Земли РАН

Печатается по решению Ученого совета ИГН НАН РА

Аннотация

Рассмотрены геологическое строение, возраст, петрография и минералогия щелочно-лампрофировых диатрем (трубок взрыва) мезозоя Ведийского офиолитового шва, вопросы тектонических условий и геодинамики формирования диатрем, пространственно-геохронологических соотношений в Ведийском континентальном рифте с прерванной стадией спрединга (офиолитогенеза).

л 2501000000 2005
705(01)2005

ББК 26.3 (2Ap)

ISBN 5-550-01405-x

© М.А. Сатиан
Ж.О.Степанян
Л.Г.Саакян
А.Х.Мнацаканян
Р.Х.Гукасян
2005

ВВЕДЕНИЕ

Среди геологических структур центрального типа диатремы- важнейший источник информации о глубинном строении и составе земной коры и верхней мантии. Диатремы включают ряд полезных ископаемых, среди них алмазы, почему и разведаны до глубин в километр и более; таковы диатремы кимберлитов и лампроитов. Лампрофировые диатремы менее перспективны в отношении алмазоносности, хотя единичные примеры все-таки имеются. Их морфология изучена слабо, и скорее, они должны быть сходными с лампроитовыми, имея большой диаметр, быстро суживаясь с глубиною. Диатремы чаще тяготеют к стабильным областям земной коры и принадлежат зонам их рифтогенеза, развиваясь многоэтапно, охватывая до нескольких эпох развития литосферы. Консерватизм их развития предполагает устойчивые связи с глубинными очагами магмообразования. Особо интересны диатремы в офиолитовых швах, потому что офиолиты принято относить к альтохтонам. Но пространственное их сонахождение с диатремами щелочных лампрофиров, щелочных пикритов и других щелочно-ультраосновных пород должно найти свое объяснение — случайна ли такая пространственная совмещенност. Первые их находки среди офиолитов были сделаны в северной Сирии, в офиолитах Баер-Бассита. Диатремы здесь выполнены туфами щелочных лампрофиров, которым предшествовали тефритовые эксплозии. Силлы лампрофиров также щелочной ветви известны в выходах офиолитов Тосканы (Италия), но их позиция спорна — олистолиты ли это или же крупные выходы офиолитов. Первые находки диатрем щелочных лампрофиров в Армении относятся к выходам офиолитов в басс. р. Веди. В начале эти породы были ошибочно отнесены к семейству лампроитов, и лишь впоследствии, с продолжением исследований были выявлены важные факты их принадлежности лампрофирам. Интерес к изучению диатрем возрос с обнаружением в туфах одной из трубок многих мелких обломков кристаллов рубина, сапфира и лейкосапфира. Выяснение возможности обнаружения крупных ювелирных кристаллов потребовало дополнительных финансовых средств. Привлечение частной фирмы “Сакарлит” (Армения) позволило провести дополнительные, уже более основательные научно-поисковые исследования. Сопровождались они наземной магнитометрией, отбором валовых проб весом до 100 кг, и поисковым бурением до глубин в 20-40 м.

Хотя эти начальные поиски и не дали положительных результатов по обнаружению крупных кристаллов ювелирного значения, но они подтвердили рубиноносность трубок взрыва, и была получена ценная информация о морфологии диатрем, о составах ксенолитов и ксенокристов, в значительной степени уточнены возраст вмещающих трубы взрыва вулканогенно-осадочных пород радиологическими методами, по радиоляриевым комплексам и по уникальной находке аммонитов в Ерахской антиклинали. Тем самым впервые стало возможным отнесение вулканогенно-осадочной толщи, вмещающей диатремы, к дофиолитовой и выделение офиолитовой и постофиолитовой толщ. Получены доказательства возникновения диатрем в процессе континентального рифтогенеза (начальные стадии постпермского рифтогенеза в области Тетис), выявляется кратковременность спрединговой стадии (офиолитогенез), прерванной сжатием коры и замыканием рифтов к позднему мелу. Отметим важное значение исследований диатрем щелочных лампрофиров и для сопоставления с другими эруптивными брекчиями, ранее выявленными в Севано-Акеринской офиолитовой зоне. Диатремы - это ключ к пониманию, как видно, достаточно частой, пространственной связи трубок взрыва щелочно-ультраосновных пород с офиолитовыми швами и опосредованно - с офиолитовой ассоциацией, которая обладает специфическими чертами сравнительно с классическими разрезами офиолитов Лигурии и ряда других регионов Средиземноморья. Находки щелочно-лампрофировых туфов и даек, надо полагать, будут учащаться по мере расширения наших знаний об этих уникальных геологических образованиях. Идеи о тектонических (и геодинамических) условиях возникновения трубок взрыва успешно претворяются в практике поисков алмазоносных кимберлитовых и лампроитовых трубок. Тем самым была доказана эффективность научного прогноза, его выдающаяся роль в обнаружении алмазоносных провинций мира, и в развитии их экономики, а также тех стран, которые известны своими достижениями в обработке алмазов. Что касается Армении, то пока нет весомых признаков перспективности на алмаз региональных трубок взрыва. И все же открытие их рубиноносности способствует дальнейшим и научным, и производственным работам.

Первые находки диатрем в верховье басс. р. Веди (Сатиан и др., 1977, 1987) послужили началом детального геокарттирования лампрофиров. Ерахские

выходы были выявлены и закартированы М.А.Сатианом и А.В.Варданяном (1987-1990гг.). В полевых исследованиях в 1993-1995гг. в верховье р.Веди участвовали Р.Н.Таян, М.А.Арутюнян и В.В.Вачян. К концу 80-х годов Управлением геологии Армении по нашему предложению пробурены две мелкие скважины в пределах диатремы “Ерак”. К концу 90-х годов к исследованию рубиноносности туфов подключилась фирма “Сакарлит” (учредитель фирмы – С.А.Капланян). Были пробурены четыре мелкие скважины. Эти весьма перспективные работы нельзя считать завершенными. Отметим результативность проведенной фирмой (Г.Маркосян, ЕГУ) наземной магнитометрии диатрем. Крупные валовые пробы на шлиховой анализ подтвердили прежние прогнозы о наличии в туфах мелких кристаллов рубина. Исследование вещественного состава туфов проводилось в основном в лабораториях ИГН НАН РА: петрография и минеральный анализ туфов и даек – в лаборатории литологии, силикатный химический анализ, эмиссионный спектральный анализ и радиологические датировки возраста магматических пород – в других лабораториях.

Из сторонних организаций обработке крупных проб содействовали П.Г.Алоян (зав. лабораторией “Армницветмет” Л.А.Галстян). Микрозондовый анализ минералов был осуществлен Л.П.Плюсниной (Москва, Черноголовка), а несколько анализов хромшпинелидов выполнены В.А.Кононовой, (ИГЭМ Москва). При содействии Г.Коллманна в лаборатории Музея истории природы (Вена) под руководством профессора Г.Курата были проведены дополнительные микрозондовые анализы. Контрольные минеральные анализы шлихов выполнены под руководством В.И.Ваганова (ЦНИГРИ, Москва), рентгено-спектральные химические анализы и нейтронно-активационный анализ пород и минералов – при содействии А.Л.Книппера, В.Н.Холодова и Я.Г.Каца – в лабораториях ГИН РА и МГУ (Москва), палеонтологические исследования комплексов радиолярий и аммонитов проведены М.М.Антадзе и И.В.Кванталиани (ГИ АН Грузии). Научный редактор монографии – Р.Т. Джрбаниян. Рецензенты: О.П. Гуюмджян(ЕГУ) Ю.С. Геншафт, А.Я.Салтыковский (ИФЗ РАН).

Выражаем всем перечисленным лицам глубокую признательность.

I. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ВЕДИЙСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ

Впервые на развитие "офиотов" в басс. р.Веди указал Bonnet P. et N (1933-1937). Мелкие тела серпентинитов в меловом разрезе отмечены К.Н.Паффенгольцем (1948г.), и более обстоятельно вопрос о поясовом развитии гипербазитов рассмотрен В.Л.Егояном (1955г.). Последующее глубокое бурение на юге региона и детальное картирование верховья басс. р.Веди (Р.А.Аракелян, В.Т.Акопян, М.А.Сатиан и др.) привели к выявлению спилитов, радиоляритов, пространственно сопутствующих ультрабазитами. Анализ кернов глубоких скважин Чатма-1, Карабахлар-1, Аарат-1, Маркара-5 и др. (Л.С.Чолахян, Ж.О.Степанян, М.А.Сатиан) послужил основанием выделения в структуре Приараксинской зоны погребенного офиолитового шва протяженностью до 230 км, при этом большая часть офиолитов погребена под надофиолитовым "чехлом" сенона-кайнозоя мощностью до 3-4 км. Выходы офиолитов выявлены в ядре Ерахской антиклинали и в осевой части Ведийского антиклиниория. Проведенное в 1975г. станцией "Земля" (Егоркина и др.) и в 1989г. "Белорусьгеофизика" сейсмическое профилирование уточнило ранее выявленное глубоким бурением региональное развитие офиолитовой ассоциации в басс. рр.Аракс и Веди. Офиолиты протягиваются вдоль долины Аракса от места слияния с р.Ахурян и на восток до меридиана г.Аарат и далее продолжаются в басс. р.Арпа и на ю-в к долине Аракса. Офиолитовая ассоциация геологически и радиологически датируется позднеюрским (?) - раннемеловым временем. В пределах выходов офиолитов удается выделить доофиолитовую карбонатно-вулканогенную формацию келловей-берриасового возраста (Сатиан и др., 2001г.), местами картируется также альб-позднемеловая вулканогенно-осадочная толща, наиболее полно представленная в басс. р.Хосров и вскрытая глубокой скважиной в 6 км с-в с.Двин.

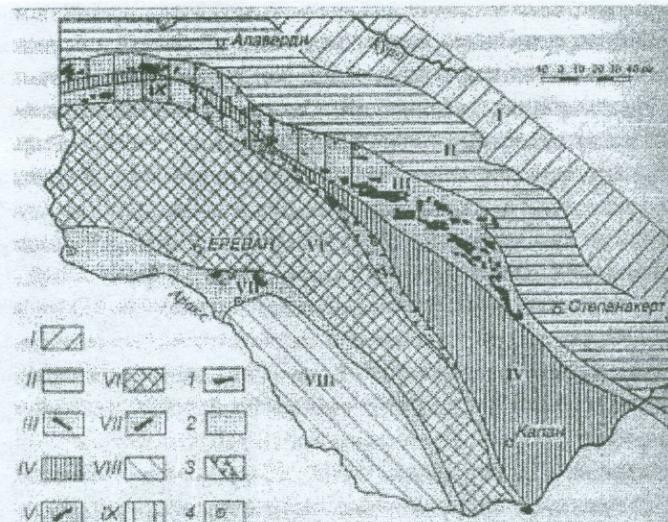


Рис.1. Схема тектонического районирования Малого Кавказа (составил М.А.Сатиан).

I. Предмалокавказская синклиниорная зона. II. Сомхето-Карабахская антиклиниорная зона. III. Севанская (Севано-Акеринская) офиолитовая зона. IV. Базумо-Кафанская антиклиниорная зона. V. Зангезурская (Ширако-Зангезурская) офиолитовая зона. VI. Анкаван-Мегринская (Цахкунк-Зангезурская) антиклиниорная зона. VII. Ведийская офиолитовая зона. VIII. Урц-Джульфинская антиклиниорная зона. IX. Веринахурянская-Севанская подзона синтаксиса (восточный сегмент Эрзинджан-Севанской зоны синтаксиса). 1 – выходы базит-ультрабазитового комплекса. 2 – участки развития тектонизированных толщ офиолитовой серии и офиолитокластических отложений в составе надофиолитового чехла. 3 – зоны вероятного развития пород офиолитовой серии по геофизическим данным. 4 – скважины, вскрывшие породы офиолитовой ассоциации позднего мезозоя.

Итак, восточнее долины р.Ахурян обособляются 3 крупных сегмента офиолитовой зоны – Армавирский, (Октемберянский), отделенный от более восточных Маркаринским горстом – поднятием пород доофиолитовой ассоциации, следующий – к востоку – Нижнекасахский – от восточного борта Маркаринского поднятия до низовья долины р.Азат и Центральный – в басс. р.Веди, где выступают к поверхности породы офиолитового и доофиолитового этапов, включающие диатремы лампрофиров.

Офиолиты обнажены в ядре Ерахской антиклинали, в 8 км с-з от г.Веди и в верховье р.Веди, в осевой части Ведийского антиклинория.

1.1. Ерахская антиклиналь

Ерахская антиклиналь расположена в центральном секторе Ведийской офиолитовой зоны. Антиклиналь брахиформная, длина ее ядра более 2 км, ширина 700-900 м.



Рис.2. Вид на Ерахский хребет и одноименную антиклиналь (с юга).
Светлая часть хребта – известняки верхнего сенона северного крыла антиклинали, под ними серая полоса-граувакки и конгломераты раннего сенона, гипсометрически ниже (более темный холмистый рельеф) – ядро Ерахской антиклинали, сложено карбонатно-вулканогенной и кремнисто-вулканогенной формациями келловея-раннего мела.

Складка имеет резко асимметричное строение: северное ее крыло пологое ($10\text{--}15^\circ$ до 20°), слагается мощным разрезом сенона-палеоценена, южное более крутое ($30\text{--}70^\circ$), местами с обратными падениями и сокращением мощностей разреза сенона. В строении антиклинали значительное место принадлежит микритовым известнякам сантона-верхнего сенона, конгломератам и песчаникам верхнего конька-нижнего сантона, флишоидным обломочным и известняковым отложениям палеоценена-нижнего эоцена. Эти отложения перекрывают несогласно и с размывом выступающие в ядре антиклинали породы офиолитовой и доофиолитовой ассоциаций. Южное крыло антиклинали интенсивно дислоцировано, осложнено узкими, мелкими дополнительными складками широтного простирания, с крутыми (до 70°) крыльями. Осложнено оно крупным четвертичным разломом с развитием вдоль него травертинов.

На южной оконечности хребта в виде монолитной и массивной альпийской выжкица из зеленой водоросли винида лимнографаха альпийского вида болотниково-

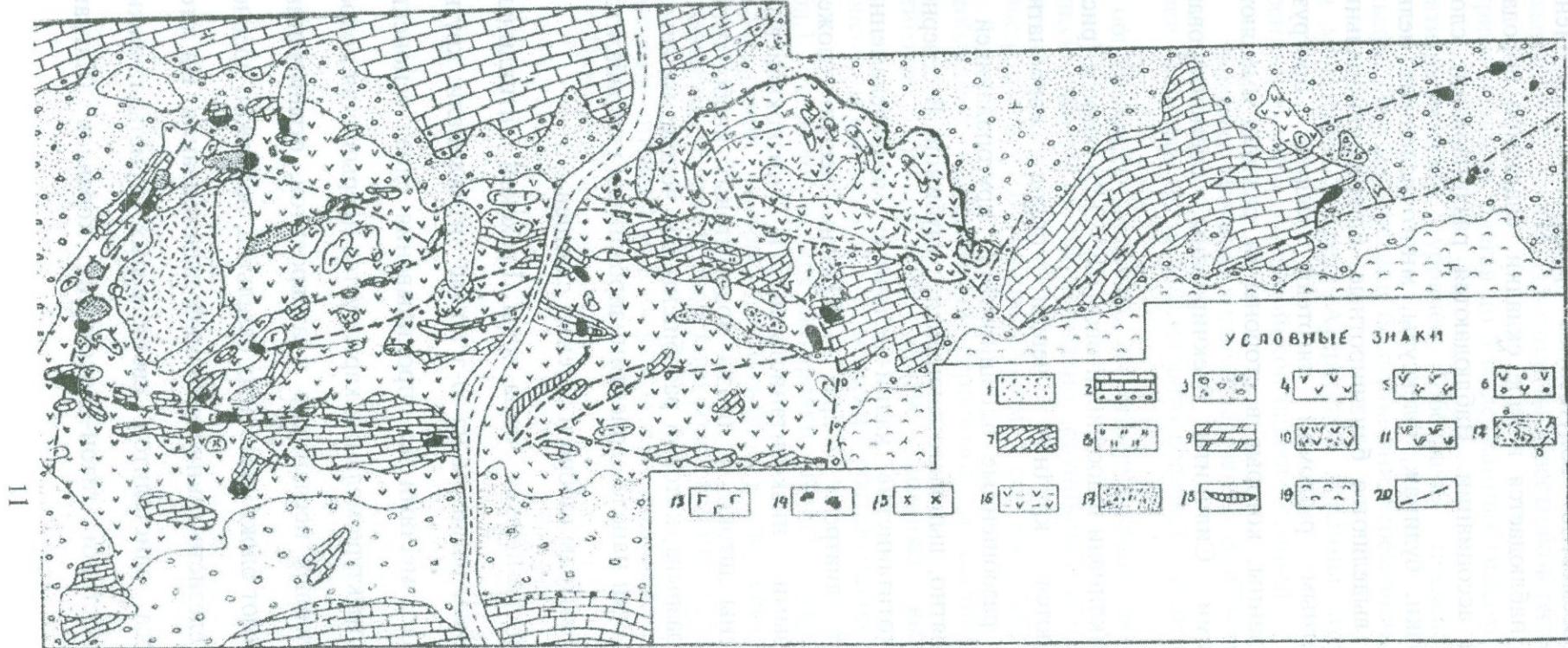


Рис.3. Геологическая карта Еракской антиклинали. Составили М. А. Сатиан, А. В. Варданян.

1. Пески. Верхний плиоцен-плейстоцен. 2. Пелитоморфные микритовые известняки с базальными конгломератами. Верхний сантон-верхний сенон. 3. Конгломераты, песчаники охиолитокластические. Верхний коньк-нижний сантон. 4-15. Карбонатно-вулканогенная формация, келловей-берриас. 4. Эффузивно-гиалокластитовая толща, базальты толеитовые, субщелочные афировые с линзами микритовых известняков и силицитов. Верхи толщи участками включают пластинки кремнисто-вулканогенной формации охиолитовой серии, которая датируется и силицитами. 5. Базальты и микробазальты щелочные керсититовые, шаровидные. Келловей-валанжин-барремом-(аптом?), изредко отмечаются трахиты. 6. Миндалекаменные базальты. 7. Линзы микритовых известняков. 8. Линзы радиоляритов и других ящм. 9. Линзы доломитовых карбонатитов. 10. Туфы щелочных лампрофиров. 11. Дайки щелочных лампрофиров. 12. Андезиты (жерловой фации). 13. Габбро. 14. Серпентинизированные ультрабазиты. 15. Плагиограниты. 16. Трахиандезиты. 17. Участки гидротермального изменения. 18. Дайки дацитов. 19. Травертины. 20. Разрывные нарушения.

Складчатости почти повсеместно сопутствуют разрывные нарушения. Наибольшее их сгущение наблюдается в ядре складки, слагаемой породами карбонатно-вулканогенной ассоциации. Наблюдаются разлинзование слоев, развитие мелкой гофрировки, будинаж, флексуры, многочисленные мелкие разрывы. Среди разломов выделяются близширотные, близмеридиональные, диагональные. К широтным разломам тяготеют мелкие протрузии серпентинитов, зеленые сланцы, которые в стороны от разлома сменяются вулканитами и силицитами. Силициты брекчированы, сцементированы гидротермальным кварцем.

В ядре Ерахской антиклинали в доофиолитовом (J_2^{cl} - J_3^{ber}) разрезе (рис.3) картированием обособляются крупные чешуи пород карбонатно-вулканогенной формации, разобщенные близширотной, крутопадающей на север зоной разломов, вероятно, выполаживающейся с глубиной. В северной чешуе преобладают высокотитанистые калий-щелочные миндалекаменные базальты. Они включают диатрему “Ерах”. Южная чешуя сложена преимущественно афировыми низкотитанистыми и низкокалиевыми базальтами. В ней выявлены штоки и линзы доломитовых карбонатитов (Сатиан и др., 2000). Зона разрыва, которой разобщены обе чешуи, насыщена мелкими протрузивными телами нацело серпентинизированных ультрабазитов, местами отмечаются мелкие выходы габбро и зеленых сланцев.

Асимметрия строения комплекса чехла ядра Ерахской антиклинали сохраняется и в зоне меланжа, развитом на ю-з крыле антиклинали: крутые падения имеет южное крыло, местами до опрокидывания слоев сенонских отложений. Во внутренней структуре меланжа картируется прерывистая полоса выходов блоков позднетриасовых песчаников и алевролитов, ограниченная разломами. С ними соседствуют блоки щелочных базальтов, возможно древнее позднеюрских, с мощной железисто-глинистой корой выветривания. На юго-востоке картируется полоса олистолитов светло-серых кристаллических известняков, содержащих остатки титон-неокомских кораллов (Сатиан,

Варданян и др., 1989). Олистолиты известняков размером до 7000м³ вписаны в матрикс меланжа, слагая до 3 выдержаных гипсометрических, а, возможно, и стратиграфических уровней, обозначая последовательность активизации рельефа. При компрессии бассейна они перемещены к зоне меланжа с юга, и под молассами неогена Араратской впадины должны быть погребены их коренные выходы в мезозойской палеогеографии.

Матрикс меланжа преимущественно серпентинитовый, с той или иной долей гиалокластитов базальтового состава, составляя 20%, участками до 40% от общей массы меланжа, он деформирован, раздроблен и будинирован в мелкую дресву с относительно крупными в ней округлыми обломками серпентинита. В минеральном составе серпентинитового матрикса преобладают волокнистый серпентин, в основном хризотил, отмечаются антигорит, брусит. В составе меланжа выявлены также слоистые серпентинитокластиты. Химический состав магматических пород приведен в табл.1. Радиологические датировки (K/Ar) указывают на преимущественно позднеюрский возраст пород-блоков в составе меланжа. Единичны определения и допозднеюрского возраста (199, 177 млн лет). Значительно реже отмечены спилиты и К-базальты альб-позднемелового возраста (K-Ar – 104 млн лет).

Таблица 1

Химический состав пород меланжа Ерахской антиклинали

N	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O	Вл.	nnn	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	91-1 (a-b)	38,93	0,2	1,0	7,19	2,58	1,69	34,94	0,08	0,02	0,79	-	7,03	5,28	0,02	0,01	99,76
2	91-C	44,02	0,64	15,73	6,26	2,87	10,15	10,15	0,11	0,13	2,18	0,0	0,27	6,16	1,5	0,14	100,31
3	92-604	58,1	0,45	17,3	3,65	0,99	0,7	4,5	0,75	не обн.	-	1,6	0,67	-	5,8	4,9	99,41
4	92-603	45,2	1,71	15,7	3,12	1,79	12,6	1,95	0,18	0,32	-	1,54	9,71	-	2,7	4,1	100,62
5	92-602	43,7	1,93	16,4	4,5	0,79	15,4	1,3	1,35	0,4	-	2,24	5,7	-	4,1	2,8	100,61
6	92-600	48,25	0,7	15,45	5,65	1,59	2,1	3,6	0,25	0,08	-	0,89	13,64	-	4,5	3,4	100,1
7	92-108	31,0	1,55	11,0	5,12	1,59	16,1	9,27	0,25	0,2	-	3,91	17,65	-	1,4	1,0	100,04
8	90-14	40,84	1,98	17,42	4,30	3,92	8,12	7,95	0,12	0,92	0,94	6,46	2,14	не обн.	2,9	2,9	100,91
9	93-1	58,0	0,46	14,14	4,36	1,14	6,5	1,8	0,24	0,34	-	3,57	6,27	-	3,5	0,53	100,85

4

К таблице анализов. 1. 91-1. Серпентинит. Обломок серпентинита из матрикса меланжа. 2. 91-C. Гиалокластово-серпентинитокластовый микстит. Матрикс меланжа. 3. 92-604. Трахиохристо-желтый, массивный. K/Ar 147 млн лет. 4. 92-603. Щелочной базальт, черный миндалекаменный. Включение в меланже. K/Ar 109 млн лет. 5. 92-602. Нефелиновый базальт, бурый, массивный. K/Ar 150 млн лет. 6. 92-600. Тефрит охристо-желтый, зеленоватый, массивный. K/Ar 148 млн лет. 7. 92-108. Туф перемытый, слоистый, голограммальных щелочных лампрофиров. 8. 90-14. Щелочный пикробазальт. Включение в меланже. 9. 93-1. Андезит витрофировый.

1.2. Ведийский антиклиниорий

Расположенный на расстоянии до 25 км к востоку от Ерхской антиклинали Ведийский антиклиниорий в междуречье рр. Азат и Веди представляет наиболее сложный по строению фрагмент офиолитов и ассоциирующих формаций мезозоя (рис.4).

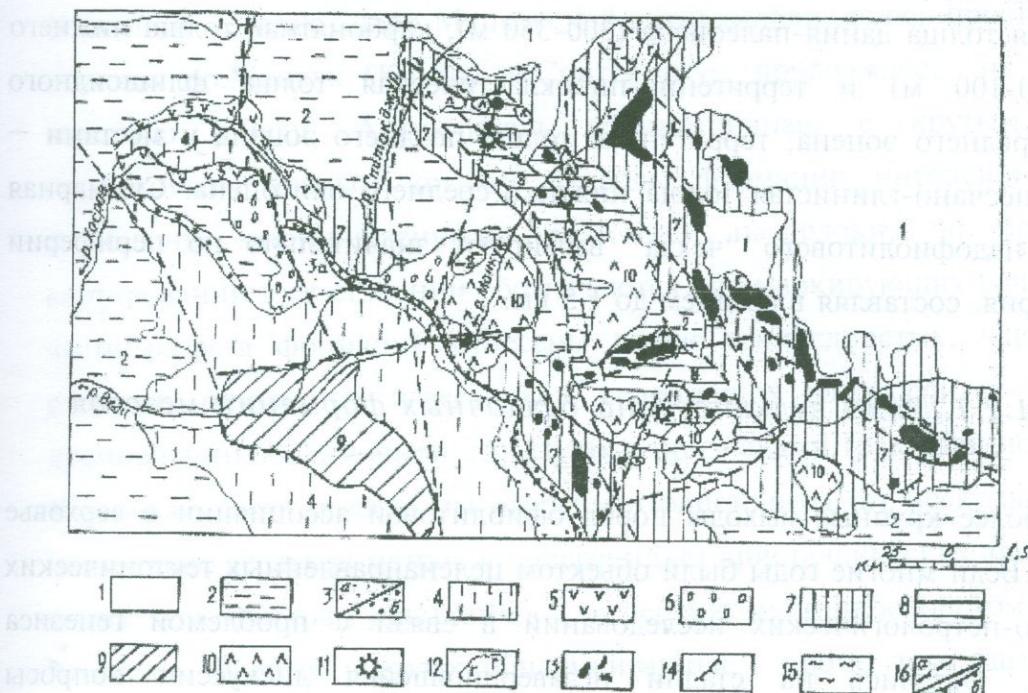


Рис.4. Схематическая геолого-формационная карта верховья бассейна р. Веди. Составил М.А. Сатиан (ИГН НАН РА, 2001г.). Условные обозначения: формации постофиолитового этапа (1-6). 1. Наземно-вулканогенная и молассовая (N2-Q). 2. Морские мелководные: граувакковая, карбонатно-терригенная флишоидная и относительно глубоководная известняковая микритовая (K_2^{sn} – Pg_{1-2}). 3. Морская мелководная: а) алеврито-мергельная субформация (K_2^{con1}); б) олистострома (K_1^{alb2-3} - K_2^{con1}). 4. Морская мелководная известняковая органогенно-обломочная (K_2^{cen-t}). 5. Морская мелководная эфузивно-вулканокластическая (K_1^{alb2-3} - K_2^{con1}). 6. Морские мелководные вулканомиктовые отложения с редкими потоками базальтов и андезитов ($K_2^{cen-con1}$). Формация офиолитового этапа. 7. Кремнисто-вулканогенная глубоководная рифта (микроокеана) ($K_1^{vib-bm-ap1(?)}$). Формация континентального рифта. 8. Морская мелководная, переходная к относительно глубоководной, карбонатно-вулканогенная (J_3^{clv} – J_3 - K_1^{ber}). Формации доофиолитового этапа. 9. Мелководные терригенно-карбонатные и карбонатные субплатформенные формации (P-Tr). 10. Субвулканические витрофировые андезиты, а также редкие дайки и потоки (K1). 11. Диатремы щелочно-лампрофировых туфов с редкими дайками камптонитов, щелочных базальтов (J_3 - K_2^{con1}). 12. Габбро. 13. Серпентинизированные ультрамафиты. 14. Крупные оползни. 15. Рассланцованные (зеленые сланцы, изредка с глаукофаном) породы кремнисто-вулканогенной формации. 16. а) Разломы; б) Крупные надвиги.

В строении антиклиниория картируются 2 антиклинальные складки: Манкукская и Барракарская. Ядра антиклиналей слагаются вулканогенно-осадочными толщами позднего келловея-берриаса и валанжина-баррема (и апта?). Последняя относится к офиолитовой серии. Позднеконькская граувакковая толща выполняет Црдутскую, осевую между ними синклиналь (рис.4). Складки периклинально к с-з перекрыты также толщей микритовых известняков позднего сенона (180 м). Выше залегают флишоидная терригенно-карбонатная толща дания-палеоценена (300-350 м), карбонатная толща нижнего эоцена (50-100 м) и терригенно-пирокластическая толща флишоидного строения среднего эоцена, терригенная толща позднего эоцена и местами – шлировая песчано-глинистая толща нижнего-среднего олигоцена. Суммарная мощность надофиолитового “чехла” варьируют значительно по периферии антиклиниория, составляя в среднем до 1,5 км.

1.2.1. Ряды вулканогенно-осадочных формаций мезозоя

Наиболее крупные выходы пород офиолитовой ассоциации в верховье бассейна р. Веди многие годы были объектом целенаправленных тектонических и литолого-петрологических исследований в связи с проблемой генезиса офиолитов. Остались на стадии незавершившейся дискуссии вопросы структурной позиции офиолитов – аллохтон или параавтохтон, и вопросы геодинамики офиолитов. Можно согласиться, что некоторые сближения взглядов обозначились лишь по определению возраста кремнисто-вулканогенной толщи офиолитовой серии – здесь важную роль сыграли как результаты радиоляриевого анализа, так и данные радиологических методов датировок. Очевидно, что в составе мезозойской толщи преобладают фрагменты позднеюрских и раннемеловых вулканитов и осадков, среди которых, наряду с радиоляритами, немалое место принадлежало известняковым, менее глубоководным отложениям. Обилие трахитов, а затем и находки нескольких диатрем шелочно-лампрофировых туфов и даек, затем и карбонатитов и высококалиевых базальтоидов (Сатиан и др., 1989, 1999, 2000) – все эти новые данные вызвали необходимость критической оценки строения и состава офиолитов Веди, и обсуждения их генезиса. Существенно было

выявление в тектонизированной вулканогенно-осадочной толще мезозоя некой упорядоченности в размещении парагенезов пород, что приводит к выводу о локальном развитии тектонического меланжа.

Рассмотрим главные типы формаций этой части охиолитового шва, с тем, чтобы уточнить структурное положение и геохронологическую приуроченность диатрем щелочных лампрофиров.

Карбонатно-вулканогенная формация (келловей-берриас). Породы формации слагают ядро Манкукской антиклинали, ее ось простирается через верховья рр.Манкук (Кюсуз) и Спитак-джур, продолжаясь на юго-восток к верховью р.Веди. Антиклиналь асимметричная, с крутым и местами опрокинутым южным крылом. Породы формации интенсивно складчаты, разобщены многочисленными разломами на блоки, но при детальном картировании в ее строении обозначаются ряд маркирующих пачек. К верхней части разреза формации отнесены пачки тонкослоистых, чаще ритмично-слоистых онкоидных известняков, содержащих водоросли, с пропластками кремней тонкообломочной структуры с признаками градационной слоистости. К этой же части разреза мы относим и олистолиты (от нескольких метров до нескольких десятков метров в поперечнике) кристаллических апоорганогенных серых известняков, участками – в перемятом тонкослоистом карбонатном матриксе. В этих выходах обнаруживаются, кроме того, штоки и линзы доломитовых карбонатитов (Сатиан и др., 2000), штоки железистых, красных и табачно-желтых силицитов глобулярной структуры – осадки гидротерм. Породы формации вмещают мелкие диатремы (до 70, реже 250 метров по длинной оси) щелочно-лампрофировых туфов, контролируемые разломами и их пересечениями. Туфы включают ксенолиты миндалекаменных базальтов, кальцитовых карбонатитов, редко – серпентинизированных ультрабазитов. Среди перечисленных слоистых и штоковидных пород нерегулярно размещены потоки субщелочных миндалекаменных базальтов.

Верхняя секция строения формации характеризует стадию обмеления, роста подводных поднятий и связанных с ними склоновых оползней. Вдоль ограничивавших разломов были выдвинуты и блоки более древних известняков. К этим же разрывным нарушениям тяготеют и диатремы щелочных лампрофиров.

К средней части разреза формации отнесены протяженные выходы черных шаровых лав пикродолеритов, темно-серых пикробазальтов и базальтов толеитовой серии (Асланян и др., 1987), включающих линзы и пачки известковых радиоляритов, известняков. Для пикродолеритов показательны высокая магнезиальность, низкие-глиноземитость, калиевость, кальциевость и титанистость, из малых элементов- повышенные содержания Cr, Ni, Co, низкие- Rb, Sr, Zr, породы обогащены также ТРЗЭ. По соотношению MgO/TiO_2 и CaO/Al_2O_3 , а также распределению редких земель они сходны с коматитовой серией- выплавками из ультрамафических высокотемпературных магм. Помимо пикродолеритов, в средней части разреза присутствуют толеитовые и субщелочные базальты, петрохимически существенно отличные от базальтов верхней секции разреза (рис.5). Мощности верхней части разреза – до 100 метров и средней части разреза формации – до 50 метров, составляют лишь менее половины суммарной видимой мощности формации. К низам разреза отнесены сильно тектонизированные выходы щелочных и субщелочных базальтов с линзами будинированных пятнисто-кристаллических известняков, которые выступают по бортам поперечных долине р.Веди ущелий, восточнее р.Манкук в 2,5-3,5км. На более низких отметках здесь выявлены эпидотизированные субщелочные базальтовые порфириды, сопоставимые с базальтами, датированными (K/Ar) ранней-средней юрой в составе серпентинитового меланжа Ерахской антиклинали. Глыбы базальтов с линзами известняков, с остатками среднеюрских фораминифер, уже отмечались в верховье бассейна р.Веди (Соколов, 1977).

Возраст карбонатно-вулканогенной формации определяется находками в радиоляритах, перекрывающих и подстилающих пикродолериты, комплекса радиолярий оксфорд-кимериджа (Белов и др., 1991) и радиологическими (K/Ar) датировками возраста магматических пород (Багдасарян и др., 1989), а также по корреляции с разрезом Ерахской антиклинали, где щелочные керситовые порфировые базальты включают линзу известняков с многочисленными ископаемыми аммонитами позднего келловея-начала раннего мела, в основном берриаса (Сатиан и др., 1989, Кванталиани, 2000). Пикродолериты в этих разрезах не обнаружены. Толеитовые и субщелочные афировые базальты и гиалокластиты радиологически (K/Ar) датируются поздней юрой-началом раннего мела. В прослоях радиоляритов в пачках микритовых известняков выявляется позднеюрский комплекс радиолярий.

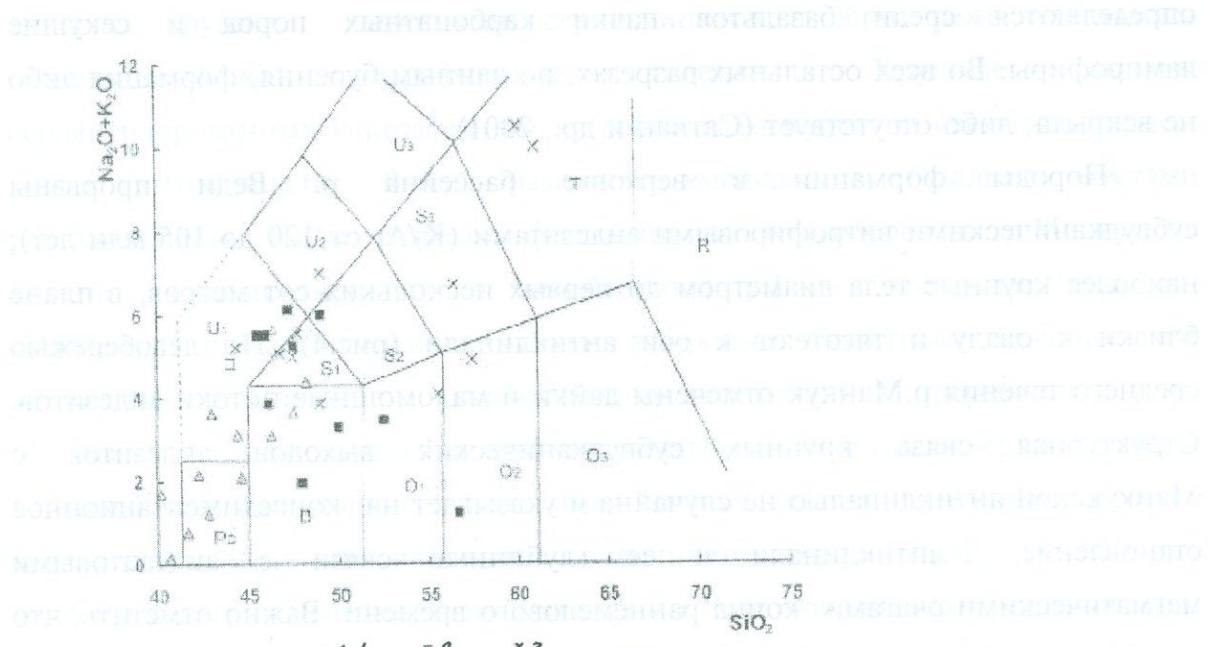


Рис.5. Составы вулканических пород вулканогенно-осадочных формаций на диаграмме $SiO_2-Na_2O+K_2O$. 1. Вулканиты карбонатно-вулканогенной формации. 2. Вулканиты кремнисто-вулканогенной формации. 3. Вулканиты эфузивно-вулканокластической формации.

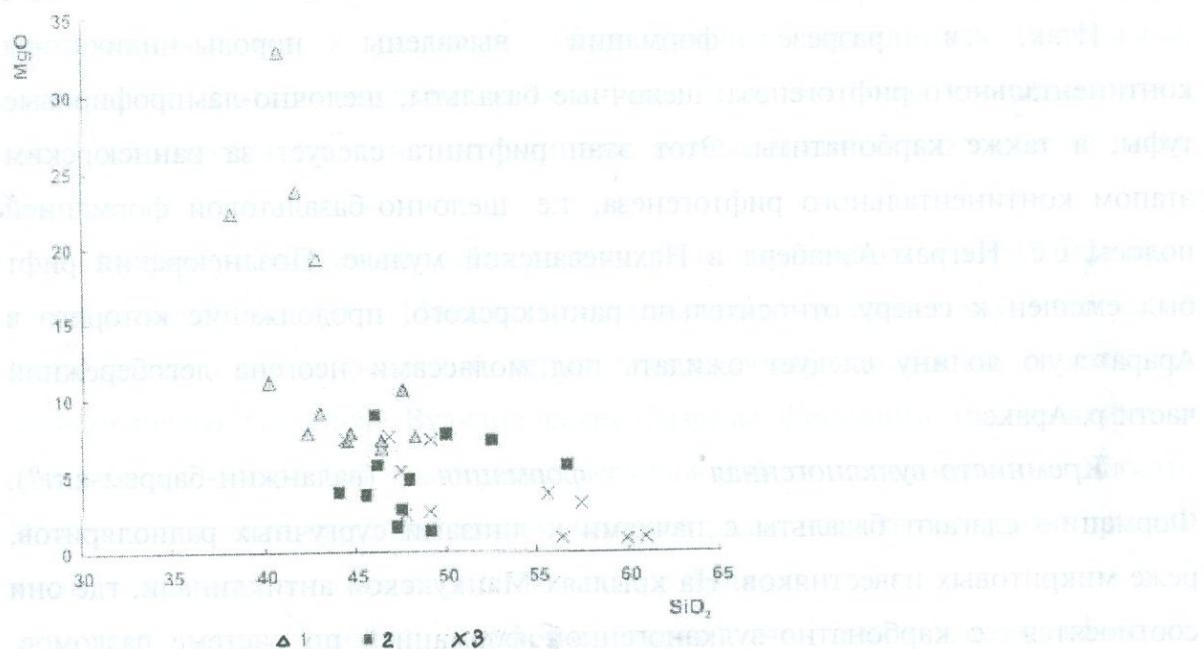


Рис.6. Составы вулканических пород вулканогенно-осадочных формаций на диаграмме $MgO-SiO_2$. 1. Вулканиты карбонатно-вулканогенной формации. 2. Вулканиты кремнисто-вулканогенной формации. 3. Вулканиты эфузивно-вулканокластической формации.

Аналоги карбонатно-вулканогенной формации встречены лишь в разрезе Еракской антиклинали и, по-видимому, в разрезе скв. №1-Аарат, где

определяются среди базальтов пачки карбонатных пород и секущие лампрофиры. Во всех остальных разрезах, по данным бурения, формация либо не вскрыта, либо отсутствует (Сатиан и др., 2001).

Породы формации в верховье бассейна р. Веди прорваны субвулканическими витрофировыми андезитами (K/Ar от 120 до 105 млн лет); наиболее крупные тела диаметром до первых нескольких сот метров, в плане близки к овалу и тяготеют к оси антиклинали (рис.4). По левобережью среднего течения р.Манкук отмечены дайки и маломощные потоки андезитов. Структурная связь крупных субвулканических выходов андезитов с Манкукской антиклиналью не случайна и указывает на конседиментационное становление антиклинали и ее глубинные связи с андезитовыми магматическими очагами конца раннемелового времени. Важно отметить, что к Манкукской антиклинали тяготеют также диатремы щелочных лампрофировых туфов, как и мелкие рвущие тела габбро-диабазов; все они деформируют на контактах вмещающие породы карбонатно-вулканогенной формации.

Итак, в разрезе формации выявлены породы-индикаторы континентального рифтогенеза: щелочные базальты, щелочно-лампрофировые туфы, а также карбонатиты. Этот этап рифтинга следует за раннеюрским этапом континентального рифтогенеза, т.е. щелочно-базальтовой формацией полосы с.с. Неграм-Азнаберд в Нахичеванской мульде. Позднеюрский рифт был смещен к северу относительно раннеюрского, продолжение которого в Ааратскую долину следует ожидать под молассами неогена левобережной части р. Аракс.

Кремнисто-вулканогенная формация (валанжин-баррем-апт?). Формацию слагают базальты с пачками и линзами сургучных радиоляритов, реже микритовых известняков. На крыльях Манкукской антиклинали, где они соотносятся с карбонатно-вулканогенной формацией по системе разломов, базальных обломочных отложений в основании разрезов не обнаружено. По правобережью долины р.Манкук среди силицитов были выявлены валуны туфов щелочных лампрофиров, но их принадлежность к базальным слоям требует дальнейших доказательств, хотя сама находка весьма интересная для выявления времени формирования диатрем. Породы формации вмещают

наиболее крупные протрузии серпентинитов, габбро, реже отмечаются субвулканические витрофировые андезиты. Крупные выходы серпентизированных ультрабазитов и габбро размещены на северо-восточном крыле антиклинали. Вдоль разломов вмещающие базальты местами рассланцованны. Низы разрезов формации по правобережью р.Манкук, в долине р.Спитак-джур и по левобережью р.Веди, восточнее развалин с.Азизкенд, слагают зеленовато-серые афировые толеитовые базальты. От толеитовых базальтов карбонатно-вулканогенной формации они петрохимически отличаются пониженной магнезиальностью. Вверх по разрезу наращивается K-щелочность базальтов, верхняя секция формации слагается красновато-бурыми шаровидными щелочными порфировыми (Pl-Ol-Cpx), недосыщенными-Q, нефелин-нормативными, высококалиевыми, титанистыми и глиноземистыми базальтами. Базальты включают пачки и линзы радиоляритов, изредка микритовых известняков. В верхах разреза картируются субвулканические трахиты, раннемеловой возраст (K-Ar) которых определен в разрезе Еракской антиклинали. Приуроченность разновозрастных секущих магматических тел к разломам, обрамляющим антиклиналь – признак длительного конседиментационного ее развития, об этом свидетельствуют также асимметрия строения антиклинали, разные мощности отложений по ее крыльям.

Мощности формации сокращаются до выклинивания к югу в низовьях долин р.р.Спитак-джур и Манкук. Сеноман-туронские известняки несогласно здесь залегают на карбонатном пермо-триасе, обозначая южное обрамление раннемелового бассейна. Вулканические разрезы формации (радиоляриты и известняки в них редки) левобережья верховья р.Веди сокращены в мощности. Между поднятиями варисцийского комплекса здесь существовал узкий пролив, расширявшийся к юго-востоку, к бассейну р.Арпа.

Итак, раннемеловой (валанжин-баррем) этап рифтогенеза, наиболее значительный за мезозойскую историю, представлен толеитовыми и преимущественно щелочными и субщелочными базальтами и кремнистыми осадками при латеральном замещении их известняками к краям бассейна. Начало компрессии рифта обозначается сменой вверх по разрезу толеитовых базальтов щелочными разностями, а также появлением трахитов.

Соотношения кремнисто-вулканогенной формации с габбро-гипербазитовым комплексом многообразны. Так, вблизи осевой части палеорифта (с-в крыло Манкукской антиклинали) картируются относительно крупные покровные пластины серпентинитов сейсмогравитационного происхождения, включая и современные приразломные оползни. В Ерахском разрезе и в разрезах ряда глубоких скважин (Карабахлар-1, Октемберян-1 и др.) над вулканитами офиолитовой серии покровов серпентинитов не отмечено, а в скважине Октемберян-1 мощный разрез офиолитовых габбро вскрыт в основании толеитовых базальтов. Во многих обнажениях габбро и серпентиниты имеют отчетливо рвущие контакты относительно вмещающей толщи, в разрезе которой встречаются и серпентинитокласты. Выводы (С.Д.Соколов, 1977) о наличии двух покровных пластин: нижней – радиоляритово-эфузивной и верхней – габбро-гипербазитовой требуют дальнейшего критического обсуждения. Эта схема имеет смысл лишь в пределах оси палеорифта.

Эфузивно-вулканокластическая формация (поздний альб-раннеконьякское время).

Весь объем эфузивно-вулканокластической формации ранее был отнесен (Соколов, 1977) к олистостроме. Между тем в разрезе отчетливо картируются потоки субщелочных базальтов и базальтовых андезитов, вверх по разрезу они сменяются вулканическими брекчиями трахиандезитов. Вулканические породы включают линзы и пачки мелководных апоорганогенно-обломочных, реже микрозернистых известняков, глинистых алевролитов. Нередко цементом вулканических брекчий служит известковый материал с остатками фораминифер плохой сохранности. Из аргиллитов и редких яшм указываются позднемеловые радиолярии (Жамойда и др., 1976). Изредка выявляются силлы тешенитов, трахитов. Этот парагенез пород отличается от пород позднеюрских-раннемеловых формаций, вулканиты обнаруживают известково-щелочной тренд, дифференцированность составов до трахиандезитов ($\text{SiO}_2 \sim 44\text{-}61\%$), относясь к высококалиевому, высокотитанистому типу. Суммарная мощность формации (без олистостромы) в среднем течении р.Хосров достигает 140м. Контакты с известняками турона и раннеконьякским флишоидом осложнены взбросами; в целом породы

формации менее интенсивно складчаты. Залегающая в основании олистострома участками будинирована. Резко сокращаются мощности формации к низам долины, а также восточнее, к междуречью р.р. Спитак-джур и Манкук и к верховью долины р. Веди. Наибольшие мощности формации, не менее 400м, характеризуют разрез глубокой скважины к северо-востоку от с. Двин: разноразмерные туфы базальтового и андезитового состава с линзами (?) алевролитов, известняков и изредка радиоляритов. В досенонском разрезе Ерахской антиклинали картируются андезитовые и андезит-дацитовые брекчии в виде даек и штоков. Небольшие выходы спилитизированных базальтовых порфиритов позднего мела (K/Ar датировки) выявлены севернее, в долине р. Азат.

Рифтогенная тектоническая обстановка накопления эфузивно-вулканокластической формации резко отличается возникновением на новообразованной континентальной коре замкнувшегося раннемелового рифта, с охватом края континентального его обрамления, при очевидном, судя по анализу мощностей и фаций, северонаправленном смещении его оси.

Итак келловей-позднеюрский-меловой ряд вулканогенно-осадочных формаций отражает полициклический рифтогенез континентальной коры Кавказ-Иранского траверса области Тетис. Офиолитогенез (спрединговая стадия) проявлен в раннемеловое время и прерван компрессией микроокеанических бассейнов с последующим проявлением среднемеловой фазы складчатости. По парагенезам вулканических и осадочных пород разреза каждой из формаций воссоздаются стадии расширения бассейна и сжатия, "аккордеонная" тектоника, наряду с магматическими и оползневыми процессами, обуславливающая интенсивные и разнообразные деформации и нарушения стратификации толщ.

1.3. Геологическое строение диатрем щелочных лампрофиров

1.3.1. Диатрема "Ерах"

Результаты геолого-геофизического изучения наиболее крупной – Ерахской диатремы, отображены на рис. 7.

Эллипсовидный в плане контур диатремы подтверждается геологической съемкой в масштабе 1:2000, магнитометрической съемкой в масштабе 1:1000

(колебания значений поля от 200 до 600 нТл, изредка более) и бурением трех структурных скважин глубиною до 40 м. К первой стадии формирования диатремы отнесены туфы щелочно-базальтового состава, пограничного с составом тефритов. Они характеризуются гологиалиновым составом, алевро-среднепсаммитовой размерностью и редкостью или отсутствием ксенолитов. Туфы развиты на в-с-в диатремы, выражены локальным минимумом в 200 нТл и включают силлы и шток фонотефритов. К следующей стадии эruptionи отнесены алевро-псаммитовые гологиалиновые туфы щелочно-лампрофирового состава. По результатам нескольких анализов отмечается высокая их титанистость ($TiO_2 = 3-4,5\%$). Туфы включают мелкие, до 3-5 см, ксенолиты щелочных базальтов, нередки и ксенолиты кальцитовых карбонатитов, содержащие хромдиопсид с мантийными характеристиками $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Сатиан и др., 1997). Петрография ксенолитов подробно рассмотрена далее в следующем разделе, она дает значительную информацию о раннем дофиолитовом этапе развития Ведийского рифта. Широтная полоса развития этих туфов вдоль южного крыла крупного, контролирующего диатрему разлома, характеризуется значениями поля в 200-300 нТл, и к северу она разграничена, видимо, разломом, от туфов также щелочно-лампрофирового состава, умеренно титанистых и содержащих многочисленные крупные, размером в 5-20 см, ксенолиты щелочных базальтов, габбро, трахитов и др. (см. далее). Отметим, что эта стадия эruptionи наиболее поздняя и объемы туфов, к ней относимые, наиболее значимы. Магнитометрической съемкой они обозначаются некоторым повышением поля до 300-400 нТл. Отметим также, что две структурные скважины (глубиной 40 м), заданные на их выходах, не вышли из туфов. С поверхности до 3-4 м туфы массивные, рыхлые, но с глубиною уплотняются, зеленовато-серая окраска сменяется голубовато-серой. Существенных различий минерального состава с глубиной выявлено не было. Высокими значениями – до 400-600 нТл, реже более высокими, обозначается дуговидная полоса даек камптонитов и камптомончикитов, на юго-востоке завершающаяся штоком мончикитов. При ширине аномалий в 20-30 м она прослеживается на расчетную глубину примерно до 100 м, и при этом крутые углы падения, в $70-80^\circ$ даек к центру диатремы, судя по обнажениям и по расчетам, на первые десятки метров, вероятно, сменяются более пологими (рис.7).

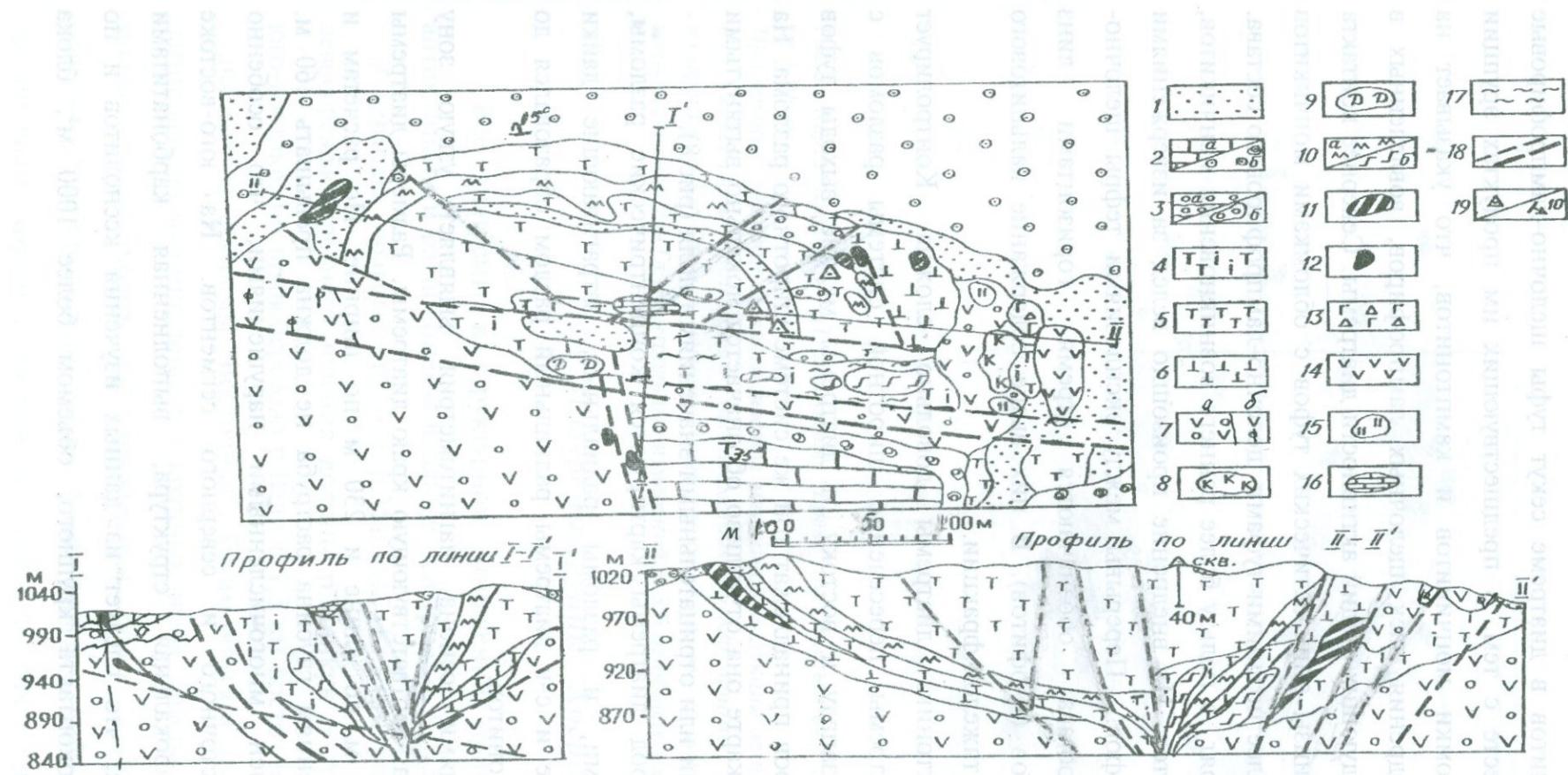


Рис.7. Геологическая карта диатремы "Ерах" (м 1:2000).

1. Пески. Голоцен. 2. а – известняки. Верхний сенон, б – конгломераты, песчаники, прослои известняков. Верхний коньк – нижний сanton. 3. Линзы эпикластических туфов, туфопесчаников: а – слоистые, б – массивные. 4. Туфы (туффизиты) щелочно-лампрофировые, высокотитанистые. 5. Туфы щелочно-лампрофировые, умеренно-титанистые. 6. Туфы щелочно-базальтовые. 7. Формации: а – карбонатно-высокотитанистые. 8. Крупные блоки севитов (карбонатитов). 9. Щтоки вулканогенная (келловей-берриас), б – кремнисто-вулканогенная (валанжин-беррем). 10. Диабазы. 11. Дайки и щтоки камптонитов и кампто-мончикитов, б – мончикитов (щток). 12. Силлы и щтоки фонотефритов. 13-16. Краевые крупные ксенолиты: 13. Габбро-брекчии, 14. Базальты, 15. Силициты, 16. Микро-мелкозернистые гидротермально измененные породы. 17. Разломы: а – крупные, б – мелкие. 18. а – местоположение структурных скважин, б – элементы залегания пород.

Дайки камптонитов в диатреме секут туфы щелочно-лампрофировые (второй стадии). Вместе с тем, в предшествующих им продуктах эruptionи обнаруживаются обломки мончикитов и камптонитов, что указывает на полистадийность внедрения даек щелочных лампрофиров, вовлеченных в эruptionи тефры последующих стадий активности диатремы. Севернее контакта штока мончикитов линзы эпикластических туфов с обломками мончикитов перекрываются наиболее поздними туфами щелочно-лампрофирового состава. Все эти данные говорят в пользу более раннего возникновения мончикитов, чем дайки камптонитов. Их внедрение произошло вслед за извержениями высокотитанистых туфов. Перерывы между эксплозиями тефры щелочно-лампрофирового состава обозначаются тремя горизонтами линз эпикластических туфов (туффитов). В них выше содержание кальцитового цемента и минералов тяжелой фракции.

Разломная тектоника диатремы довольно сложна. Контролирует местоположение диатремы пересечение широтной системы разломов с меридиональной. К западу и востоку от диатремы мелкие выходы туфов щелочных лампрофиров принадлежат той же системе широтного разлома. На магнитометрической карте она отчетливо обозначается локально вытянутыми аномалиями с низкими или отрицательными значениями поля (рис.8).

В выходах пород диатремы картируются концентрические разломы, выполненные дайками, и разломы радиальные, затрагивающие дайки камптонитов. На юге и с-в диатремы радиальный разлом образовался до внедрения даек камптонитов.

Под отложениями сенона магнитометрия выявляет узкую зону локального минимума, соответствующую краю диатремы. Размеры диатремы определяются в 460 м по длине и 230 м по ширине. По расчетам и графическим построениям глубина растрата не должна превышать 160 м. Рельеф его осложнен многочисленными нарушениями, что особенно характерно для восточного и северного сегментов. На юго-востоке прогнозируется конфокальная структура, выполненная карбонатитами кальцитового состава, что следует из данных изучения ксенолитов и по наличию вдоль эндоконтакта крупного, объемом более 1000 м³, блока карбонатита.

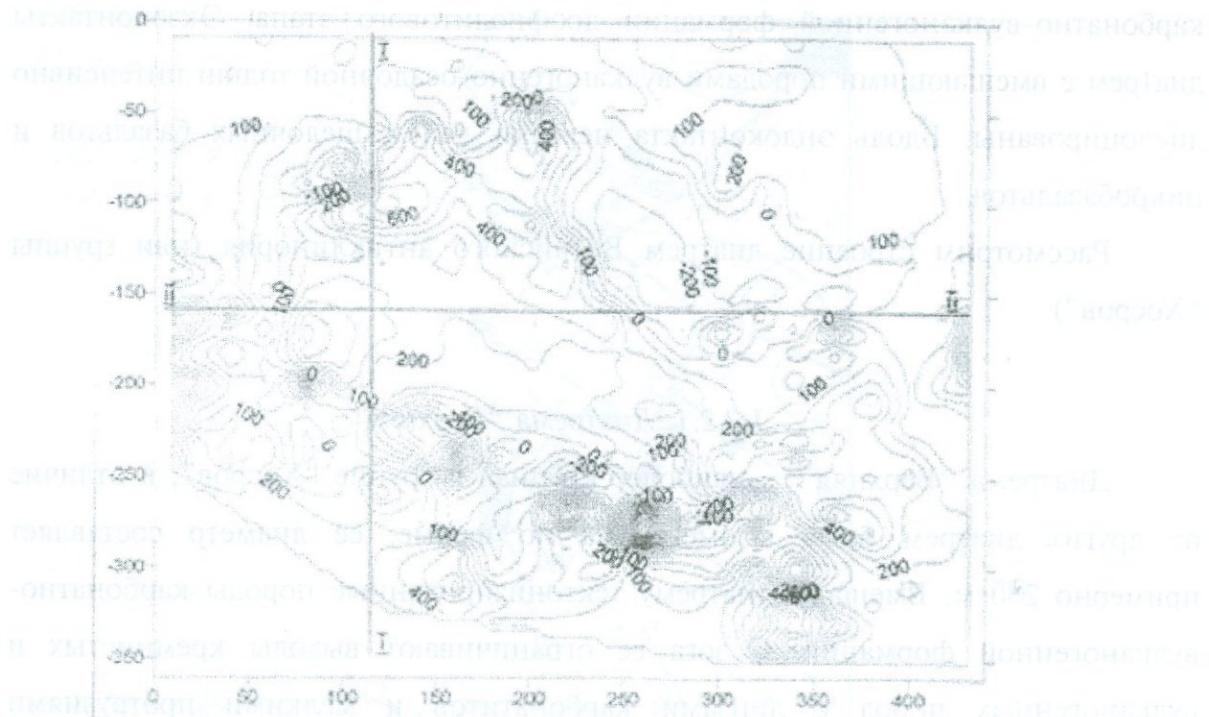


Рис.8. Карта изодинам ΔT диатремы “Ерак” по результатам магнитометрической съемки (м 1:1000).

Примечание: значение полного вектора магнитной индукции земного магнитного поля (T) в нТл, измерялось протоновым магнитометром G-826 фирмы “Geometrics” с точностью измерения 1нТл. Съемка магистральными профилями (север-юг) через 10м, осуществлена с точностью $\epsilon = \pm 6,25$ нТл. Контрольных измерений – 3% от общего их числа.

1.3.2. Диатремы группы “Хосров”

Все диатремы в структурном отношении принадлежат Манкукской антиклинали и расположены вдоль ее оси (рис. 4, 9, 13): диатрема “Верхняя” – в верховье правого притока р.Манкук (Кюсуз), ряд мелких диатрем по левобережью среднего течения долины р.Манкук – группа “Средняя” и на юго-востоке, по правобережью р.Веди в 1,3 км восточнее развалин с.Азизкенд – два выхода диатремы “Восточная”. Таким образом, выходы туфов щелочных лампрофиров группируются в 3 крупных овала. Овалы мелких выходов туфов можно рассматривать (до проведения более детальных поисков) как поверхностное проявление камуфлетных взрывов, либо как сохранившиеся от эрозии части крупных диатрем, вскрытые в современном эрозионном срезе. Выходы туфов в Ведийском антиклиниории контролируются разломами в

карбонатно-вулканогенной формации доофиолитового этапа. Экзоконтакты диатрем с вмещающими породами вулканогенно-осадочной толщи интенсивно дислоцированы. Вдоль эндоконтакта нередки дайки щелочных базальтов и пикробазальтов.

Рассмотрим строение диатрем Ведийского антиклиниория (или группы “Хосров”).

1.3.2.1. Диатрема “Верхняя”

Диатрема “Верхняя” – наиболее крупная в группе “Хосров”, в отличие от других диатрем более изометрична по форме: ее диаметр составляет примерно 200 м. Вмещают диатрему тектонизированные породы карбонатно-вулканогенной формации. С юга ее ограничивают выходы кремнистых и вулканогенных пород с линзами карбонатитов и мелкими прорезями серпентинитов, они принадлежат карбонатно-вулканогенной формации. С юго-востока почти вертикально (80°) к центру диатремы падают серые окремненные известняки с пачками бурых тонкослоистых силицитов, они образуют до трех скалистых гряд примерно широтного простирания и оборваны меридиональным разломом (рис. 9, 10). С запада диатрема оконтурена выходами темно-зеленых и бурых тонкослоистых кремней, иногда с градационной текстурой.

На северном экзоконтакте диатремы развиты базальты и брекчированные серпентиниты. Южный и юго-западный эндоконтакты диатремы слагают гравийные и псаммитовые туфы. Здесь же отмечаются выходы промежуточных разностей туфов с карбонатитами – голубовато-серые туфо-карбонатиты с признаками течения в стекле; контуры туфо-карбонатитов нечеткие.

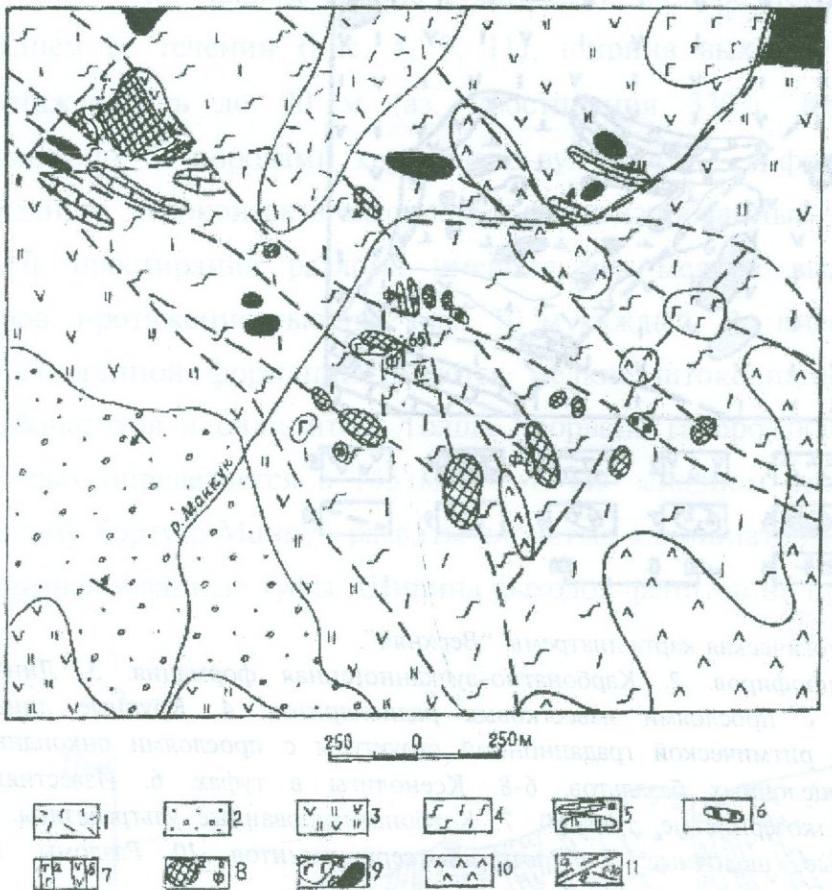


Рис.9. Схематическая геологическая карта участка развития диатрем “Верхняя” и “Средняя” в басс. р.Манкук (Хосровский заповедник). Составил М.А.Сатиан, 2004г.

1. Туфы и брекчии липаритов. Поздний кайнозой. 2. Граувакковая формация. Ранний сенон. 3. Кремнисто-вулканогенная формация офиолитовой серии. Ранний мел. 4. Карбонатно-вулканогенная формация. Поздний келловей-берриас. 5. Крупные линзы известняков (а) и силицидов в вулканогенно-осадочных формациях мезозоя. 6. Шаровые лавы пикродолеритов в карбонатно-вулканогенной формации. Оксфорд-кимеридж. 7. а – дайки и штоки габбро-диабазов, б – дайки щелочных базальтов. 8. Диатремы щелочно-лампрофировых туфов, Ф – экзоконтактовые фениты. 9. а – офиолитовые габбро, б – протрузии серпентинизированных ультрабазитов. 10. Субвулканические андезиты (конец раннего мела) 11. а – разломы, б – элементы залегания. I. Диатремы “Верхняя”. II. Диатремы группы “Средняя”.

К центру диатрема слагается рассыпчатыми серовато-зелеными алевритовыми туфами с мелкими ксенолитами миндалекаменных базальтов, а еще ближе к центру – крупными ксенолитами тонкослоистых розоватых известняков, сходных с позднетриасовыми, меньшими по размеру карбонатизированными ультрабазитами, включающими асбест. Вдоль северного контакта развита дайка щелочных базальтов, местами имеющая шаровидную отдельность. Кольцевой дайки в строении диатремы не обнаружено.

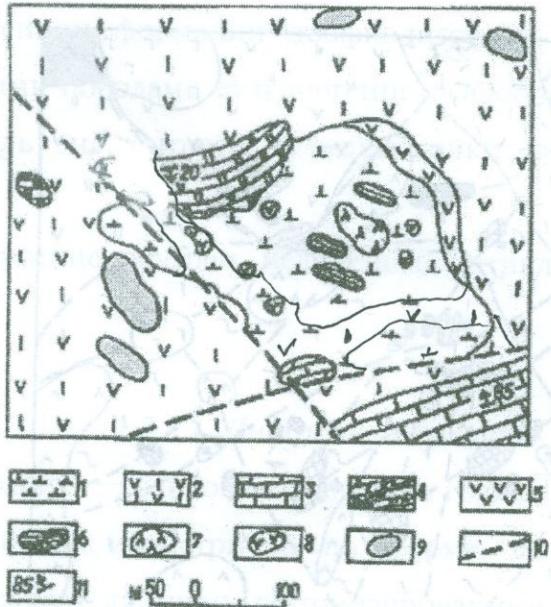


Рис.10. Схематическая геологическая карта диатремы "Верхняя".

1. Туфы щелочных лампрофиров.
2. Карбонатно-вулканогенная формация.
3. Линзы микритовых известняков с прослойми известковых радиоляритов.
4. Крупные линзы тонкослоистых силицитов ритмической градационной структуры с прослойми онкоидных известняков.
5. Дайки щелочных базальтов.
- 6-8. Ксенолиты в туфах.
6. Известняки тонкослоистые розовые мелкозернистые, триас(?)
7. Карбонатизированные ультрабазиты.
8. Базальты миндалекаменные, щелочные.
9. Протрузии серпентинитов.
10. Разломы.
11. Элементы залегания.

При региональном обзоре разломной структуры видно, что диатрема размещена на пересечении системы разломов с-з простирания, на которую нанизаны гирлянда мелких диатрем, объединенных под названием "Средняя", с близмеридиональным разломом (рис.9).

Надо полагать, что на с-з продолжении эти разломы будут также включать не одну диатрему, погребенную под комплексом более молодых образований. Граница вмещающей карбонатно-вулканогенной и кремнисто-вулканогенной формаций офиолитовой серии проходит к северу от диатремы на 0,4 км, где развиты крупные тела серпентинизированных ультрабазитов и овальные выходы субвулканических андезитов, аналоги которых многочисленны по правобережью долины р.Веди (рис.4).

1.3.2.2. Диатрема "Средняя"

Это не менее четырех мелких вытянутых вдоль разломов выходов туфов щелочных лампрофиров по левобережью долины р.Манкук (Кюсуз). Наиболее

крупная – на правом склоне сухого лога, поперечного долине р.Манкук, в среднем ее течении (рис. 4, 9, 11), ширина выходов составляет до 40 м, протяженность до 90 м (аз. простирания 330°). Контакты диатремы с вмещающими породами карбонатно-вулканогенной формации резкие, вдоль западного экзоконтакта выступают фенитизированные туфы. На 0,5 км с-з вдоль простирания разлома имеются два мелких выхода лампрофировых туфов, протяженностью не более 10 м каждый. Во вмещающей карбонатно-вулканогенной формации имеются мелкие штоковидные тела доломитовых карбонатитов и силицитов. Толща прорвана габбро-диабазами, K/Ar возраст которых определяется в 145 млн лет. На западном краю выходов, ближе к крутым бортам р.Манкук развиты слоистые калишпатовые и литокластические фенитизированные туфы. Ширина выходов фенитов не превышает 3-4 м.

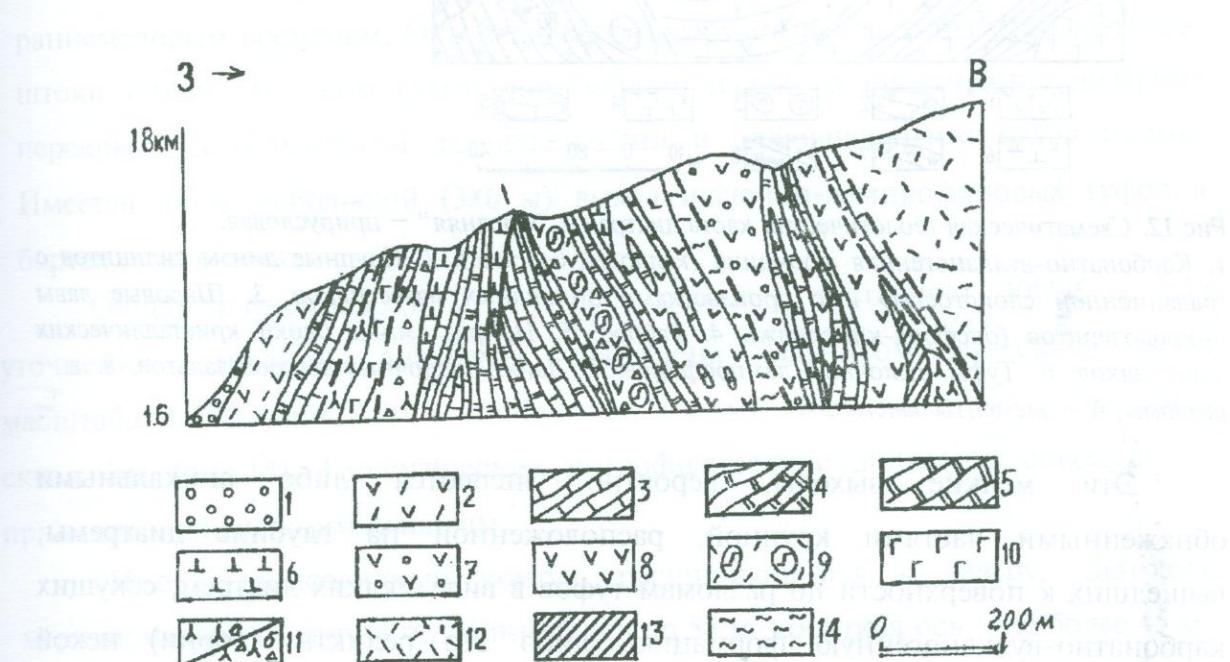


Рис.11. Геологический разрез, поперечный долине р.Манкук, в среднем ее течении. Составил М.А.Сатиан.

- Граувакковая формация. Верхний коньк-нижний сантон.
- Базальтовые порфиры с линзами радиоляритов и микрозернистых известняков. Нижний мел.
- Карбонатно-вулканогенная формация. Верхний келловей-берриас.
- Известняки микротитовые.
- Радиоляриты известковистые тонкослоистые, пачки обломочных силицитов с пропластками онкоидных известняков (турбидиты).
- Линзы и штоки доломитовых карбонатитов.
- Туфы щелочных лампрофиров.
- Базальты миндалекаменные субщелочные.
- Спилиты, включая порфировые разности.
- Пикродолериты, шаровые лавы (оксфорд-кимеридж).
- Габбро-диабазы.
- Серпентиниты.
- Анdezиты субвулканические (редкие потоки).
- Контактовые метасоматиты.
- Зоны рассланцевания.

Другие два выхода щелочных лампрофиров располагаются в 0,5 км южнее, вдоль восточного склона долины р.Манкук (рис.12). Протяженность выхода (с-з 320-330°) до 70 м, при ширине в 30 м. Слагают диатрему гравийно-псамитовые витрокластические туфы зеленовато-голубоватого цвета. Вниз по склону, вдоль сухого лога картируется другое обнажение туфов с-з простириания (290-300°) до 10 м, при ширине до 8 м.

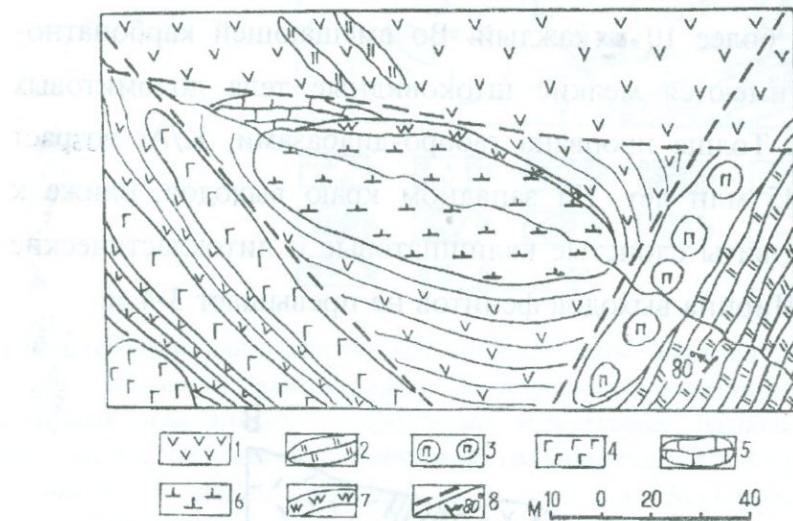


Рис.12. Схематическая геологическая карта диатремы "Средняя" – прирусловая.

1. Карбонатно-вулканогенная формация (келловей-берриас). 2. Крупные линзы силицитов с градационной слоистостью и с пропластками онкоидных известняков. 3. Шаровые лавы пикродолеритов (оксфорд-кимеридж). 4. Габбро. 5. Приразломные блоки кристаллических известняков. 6. Туфы щелочных лампрофиров. 7. Дайки щелочных пикробазальтов. 8. а – разломы, б – элементы залегания.

Эти мелкие выходы, вероятно, являются либо апикальными обнаженными частями крупной, расположенной на глубине диатремы, вышедших к поверхности по разломам туфов в виде мелких диатрем, секущих карбонатно-вулканогенную формацию, либо это реликты (корни) некой крупной диатремы. Отмечается пространственная сближенность диатрем с шаровыми лавами пикродолеритов, а также со штоками и линзами доломитовых карбонатитов. В некоторых из выходов имеются краевые дайки щелочных базальтов, а в северном выходе – крупные дайки габбро-диабазов. Проявление фенитизации вдоль экзоконтактов некоторых из диатрем изучено пока недостаточно.

При обзоре разломной тектоники выявляется общность системы разломов с-з простириания, которая контролирует диатремы "Верхняя" и

“Средняя” (рис.9). Параллельна ей и система разломов с-з простирания, с которой связана диатрема “Восточная”. Все диатремы, помимо разломов с-з простирания, контролируются и поперечными разломами, относительно меньшей протяженности и, видимо, глубины заложения.

1.3.2.3. Диатрема “Восточная”

Эта группа мелких диатрем по правабережью врховья р.Веди, в 1,3 км северо-восточнее развалин с.Азизкенд (рис.13). В геологическом отношении они принадлежат восточной периклинали Манкукской антиклинали. Вмешают диатремы породы карбонатно-вулканогенной формации (J_2^{Cl} - K_1^{ber}). На них надвинуты спилиты и ассоциирующие с ними радиоляриты, известняки и другие сравнительно глубоководные отложения оphiолитовой ассоциации, датируемые фаунистически и по радиологическим (K/Ar) данным раннемеловым временем. Они включают протрузии и пластины ультрабазитов, штоки габбро. В узком сухом логе меридионального простирания диатрема перекрыта современными делювиальными и аллювиальными отложениями. Имеется лишь небольшой (3×6 м) выход щелочно-лампрофировых туфов в бортах сухого лога.

Общая изученная (в м-б 1:1000) площадь составляет 30000 м². Для уточнения строения диатремы проведена магнитометрическая съемка масштаба 1:1000 (рис.15) и пробурены две мелкие (до 20 м) структурные скважины (рис.14). Геологические и геофизические данные в совокупности приводят к следующим выводам.

Имея эллипсовидный контур, расширяющийся к северу, диатрема меридионально вытянута по длинной оси до 55 м, короткая ось – не более 45 м. Северная граница вскрыта в сухом логе сезонными водами и представлена тонко-среднеслоистыми буровато-красными радиоляритами широтного простираания, сильно будинированными. Краевая часть диатремы (эндоконтакт) представлена серповидным выходом дайки: охристо-темно-зеленой мелко-среднеобломочной вулканической брекчии глиноземистых щелочных пикробазальтов и базальтов, шириной в 8-9 м, с падением к югу под углом в 75-85°. По магнитометрическим замерам отличается она от щелочно-

лампрофировых туфов выполнения диатремы высокими положительными значениями поля (ΔZ), представляя маркирующий контур диатремы.

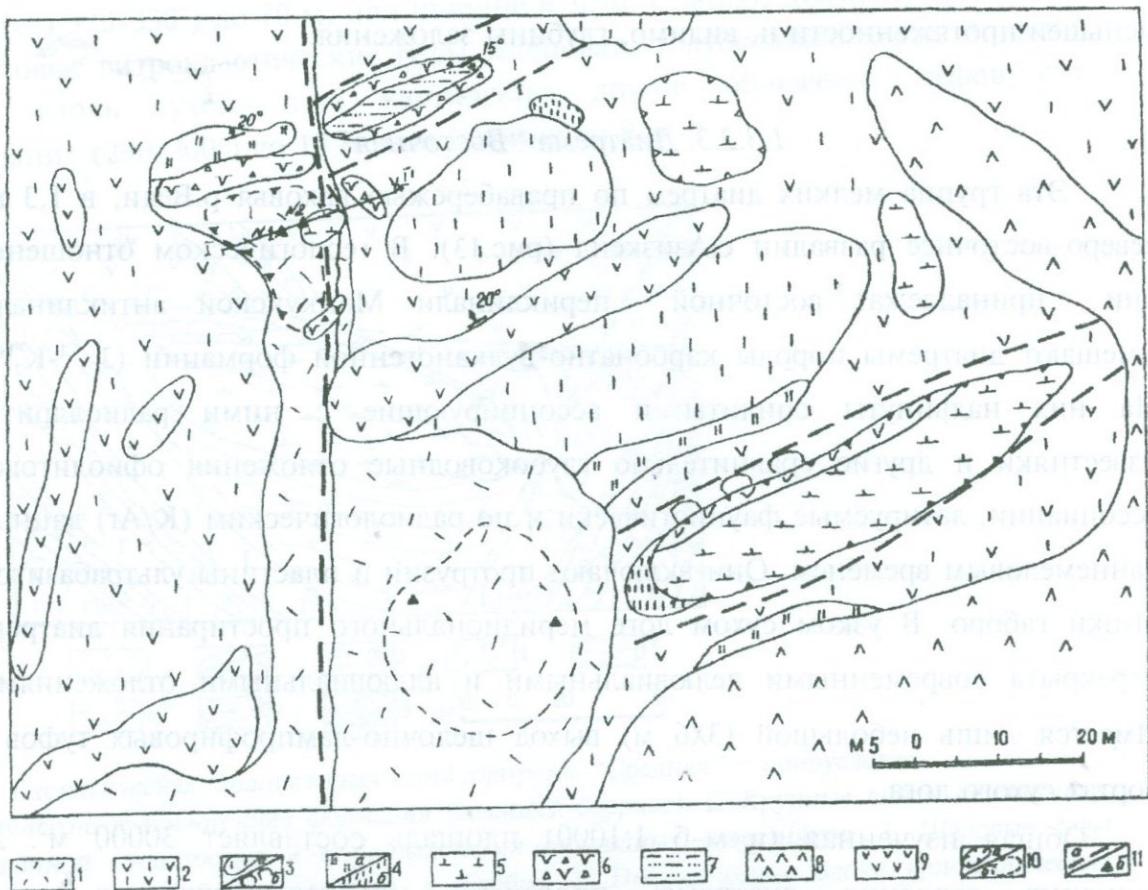


Рис.13. Схематическая геологическая карта участка диатремы "Восточная" (диатремы группы "Хосров", верховье р.Веди). Составил М.А.Сатиан, 2003г.

1. Четвертичный аллювий и делювий.
2. Карбонатно-вулканогенная формация. Поздний келловей-берриас.
3. а - крупные олистолиты кристаллических известняков в тонкослоистом карбонатном матриксе, б - тектонические приразломные блоки кристаллических известняков.
4. Крупные линзы а - силицитов, б - гидротермально-осадочных силицитов (с концентрациями Mn и Fe).
5. Щелочно-лампрофировые туфы диатрем.
6. Дайки пикробазальтов и их брекций.
7. Крупная линза плитчатых алевролитов.
8. Субвулканические витрофировые андезиты.
9. Дайки и силлы гломеропорфировых и других базальтов и андезито-базальтов. Поздний мел (?).
10. а - контуры диатрем по данным бурения и магнитометрии, б - предполагаемая погребенная диатрема по данным магнитометрии и бурения мелких структурных скважин.
11. а - разломы, б - местоположения устьев скважин.

В центральной части диатремы, то есть южнее, вдоль сухого лога на 3-5 м, обнажаются серо-голубоватые алевро-псаммитовые туфы щелочно-лампрофирового, существенно гологиалинового состава с массивной текстурой. Порода с поверхности рыхлая, заметно уплотняется с глубины в 0,5 м. К юго-западу на 7 м имеются прерывистые выходы тех же зеленовато-

серых туфов, но с нарастающим количеством ксенолитов: миндалекаменных базальтов размером до 1-3 см, изредка крупнее.

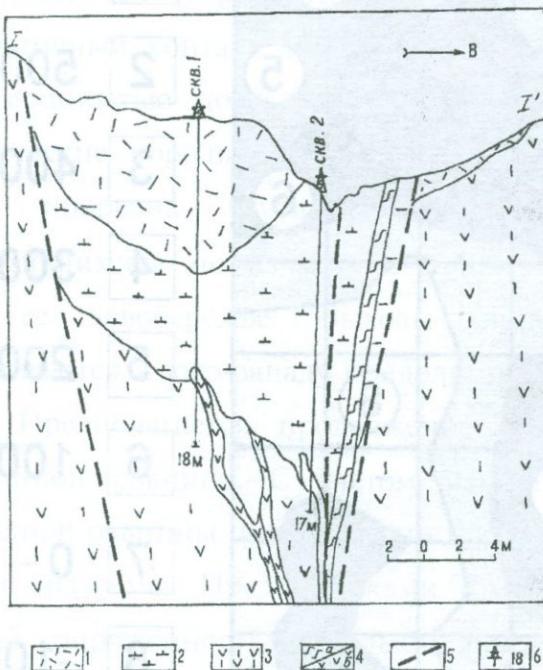


Рис.14. Геологический разрез через диатрему “Восточная” (прирусловый выход, см. рис.13). Составил М.А.Сатиан, 2004г.

1. Четвертичные наносы. 2. Туфы щелочно-лампрофировые с ксенолитами щелочных базальтов и др. 3. Известняки, базальты, силициты, карбонатиты, карбонатно-вулканогенная формация. 4. а – дайки, сложенные вулканической брекчией глиноземистых пикробазальтов, б – дайки пикробазальтов, вскрытые в забое скважин. 5. Разломы. 6. Скважины и глубина забоя в м. Вертикальный масштаб соответствует горизонтальному.

Остальная, южная часть диатремы перекрыта современными наносами мощностью до 1-2 м, и о ее контурах приходится судить лишь по данным магнитометрии – по возрастанию значений напряженности магнитного поля к центру диатремы. С юга диатрема ограничивается субвулканическими андезито-базальтами с глымеропорфировой структурой, участками с шаровидной отдельностью. Азимут простирации андезито-базальтов – СВ 40° при угле падения на с-з $15\text{--}20^{\circ}$. Это более поздние, чем диатрема, образования вдоль разломов юго-западного простирания, пересекающих долину р.Веди. Субвулканические андезито-базальты разграничивают “Верхнюю” диатрему от остальной к югу площади правобережья р.Веди, которая представляет расположенную аллювиально-делювиальными отложениями и раскрывающуюся к югу слабо холмистую равнину, шириной не менее 150 м, с запада и востока ограниченную меридионально вытянутыми грядами гор.

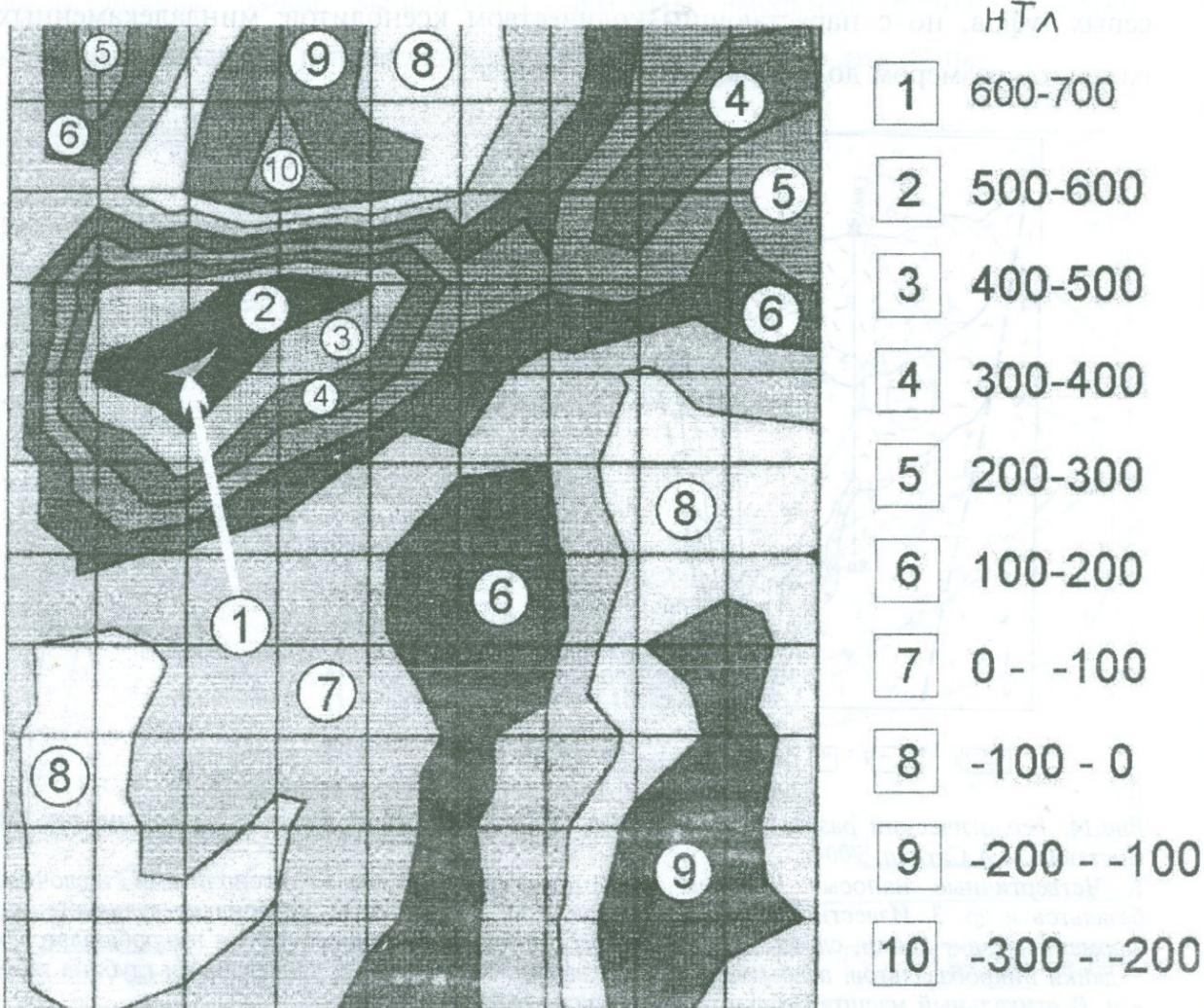


Рис.15. Магнитометрическая карта диатремы "Восточная" (участок прирусловый).
М 1:1000. Составили Г. Маркосян, М. Сатиан. Условия съемки те же, что и для участка
"Ерах".

Западная гряза полувала слагается известняково-вулканогенной формацией, прорванной андезито-базальтами. Базальтовые потоки и тонкослоистые кремнисто-известняковые ритмы формации включают карбонатиты доломитового ряда. В целом вся толща сильно будинирована и нарушена разломами. Элементы ее залегания значительно варьируют. Восточная гряза слагается известняковой толщей: крупными (3×5 м, реже более) олистолитами и, видимо, тектоническими блоками серых, светло-серых и кремовых известняков, неравномерно тонкозернистых, с многочисленными прожилками светло-серого мелко-среднезернистого кальцита; эти глыбы размещены в интенсивно будинированной, местами слоистой известняковой

массе. В ней же встречаются пачки марганцевистых радиоляритов. На склоне обнажаются щелочно-лампрофировые туфы узкой диатремы, вытянутой по длинной оси на северо-восток (40°) на 70 м, короткая ось составляет 40 м. Юго-восточный контакт диатремы сложен охристо-зеленоватыми разностями туфов мощностью до 3-5 м. С юго-востока ее замыкают кремнистые и вулканические породы. Еще южнее вдоль склона кремнисто-вулканогенная толща прорвана субвулканическими витрофировыми андезитами, простирающимися по азимуту с-в $40-45^{\circ}$ и пересекающими долину Веди, слагая ее левобережье. Выходы диатремы, ограниченные разломами, выклиниваются к юго-западу придолинной равнины, также и вверх по склону хребта. Предполагается продолжение разломов в скрытой под наносами придолинной равнине. С учетом магнитометрической съемки в контурах оваловидной равнины под наносами прогнозируется наличие еще одной, более крупной диатремы. Предпосылками тому являются: характерная для группы "Хосров" сопряженность нескольких диатрем в одной и той же зоне разломов ("тирлянды" диатрем), оваловидный контур придолинной равнины со слабым возвышением в средней части, наличие диатрем в северном и восточном обрамлении равнины (рис.13), пересечение меридиональных разломов с диагональными (СВ 40°) разломами в пределах овала придолинной равнины, а также магнитометрическая положительная аномалия в центральной части придолинной равнины. Поисковые мелкие скважины (10-12 м) из-за значительной мощности наносов не вскрыли диатрему и были остановлены.

II. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

2.1. Петрография

Наиболее представительные породы диатрем – это туфы, дайки и штоки щелочных лампрофиров. Петролого-минералогические критерии выделения их наиболее подробно рассмотрены М.Роком (Rock, 1987). Существенное значение имеет минеральный состав: клинопироксены (салиты, фассаиты), амфиболы, биотит-флогопиты и минералы, богатые Р, Cl, SO₃, CO₂ и H₂O. Характерны высокие содержания Ba, Fe, Al или Ti в К-полевых шпатах, амфибалах, флогопите и пироксенах. Богатые магнием мафические минералы часто сонаходятся с калишпатом. Обычно отсутствуют ортопироксены, пижонит, волластонит. Клан лампрофиров (Rock, 1987) подразделен на известково-щелочные, щелочные, ультрамафитовые, в этот же клан отнесены и лампроиты. Ведийские лампрофирсы принадлежат щелочной ветви. Подробнее остановимся на их составе далее, при характеристике минералогии туфов и даек. Отметим лишь, что туфы вединских диатрем существенно гологиалиновые, и эта их особенность открывает возможность обсуждения проблемы материнской магмы лампрофиров.

Изучение вединских диатрем благоприятно еще и потому, что они размещены в относительно разной тектонической позиции, что ведет к сравнительной характеристике условий их возникновения: петролого-минеральных составов в зависимости от местоположения диатрем относительно мезозойских рифтов юга Закавказья.

2.1.1. Туфы щелочных лампрофиров диатрем

2.1.1.1. Туфы щелочных лампрофиров диатремы “Ерах”

Главная масса выполнения диатремы слагается туфами щелочных лампрофиров. Состав их существенно витрокластический (60-70%), размерность варьирует значительно – от псевфитовой до алевритовой, преобладают псаммо-алевритовые размерности с включениями разноразмерных ксенолитов. Среди них удается обособить группу родственных

ксенолитов и другую — менее ясного источника. К родственным литокластам размерностью от псефитовой до крупнобрекчевой (до 20 см в диаметре) относятся миндалекаменные щелочные базальтоиды, радиологический (K/Ar) возраст которых колеблется от 130 до 150 млн лет, в меньшем числе выявляются камптониты и мончикиты, а также габбро, карбонатиты (севиты). Менее ясны источники ксенолитов гранитоидов (хотя и очень редких), алевритистых известняков, примечательно отсутствие обломков радиоляритов. Подробнее на ксенолитах остановимся далее.

Структура туфов определяется, таким образом, соотношением витрокластов, которые, как правило, алеврито-средне-мелкопсаммитовой размерности, и литокластов, которые могут быть представлены в широком диапазоне размерности, и потому вариации структур очень значительны, но они не упорядочены по глубине толщи по данным бурения мелких (до 40 м) скважин. Кристаллокласти в структуре стекла составляют не более 4% от породы. Таким образом, преобладают лито-витрокластические структурные разности, сцементированные карбонатом (до 20-30%). Таковы составы туфов диатрем группы “Хосров” и южного сектора диатремы “Ерах”. Бурение поисковой скважины на восточном краю северного сектора диатремы “Ерах” выявляет по всему вскрытыму интервалу в 40 м преобладание в туфах анальцим-цеолитового цемента.

Витрокласти — свежее и слабо измененное вулканическое стекло пузыристой, пемзовой, изредка флюидальной текстуры и с перлитовой микроотдельностью. Форма обломков разнообразная-угловатая, неправильно-округлая, пластинчато-изогнутая, подобно фьямме. Часто встречаются крупные черепки и более мелкие рогульчатые, дужковидные, полусферические образования, округлые неразорвавшиеся шарики стекла. Микроструктура витрокластов глобулярная, сферическая, с округлыми обособлениями изотропного или замещенного колломорфным концентрически-слоистым палагонитом вулканического стекла в буровато-зеленой стекловатой матрице с обильными точечными выделениями магнетита. Крупные черепки сложены хлорит-гидрослюдистой крипто-кристаллической массой и содержат в центре неразорвавшиеся шарики стекла, замещенного лучистыми агрегатами цеолитов и полусферическими сростками кальцита. Встречаются также кусочки пемзы

с параллельно-трубчатыми вкраплениями тонких полос или разноокрашенными полосами раскристаллизованного стекла. Текстурные и структурные особенности витрокластов указывают на их образование из насыщенных газами и флюидами негомогенной стекловатой массы (ликвация расплавов).

Кристаллокласти представлены клинопироксенами, псевдоморфозами хлорита, селадонита и иддингита по оливину, керсититом, реже калишпатом (олигоклазом), а также, биотитом и др. Особенности минералогии и химизма минералов рассмотрены подробно в разделе “Минералогия”. Петрохимия туфов представлена в табл.2.

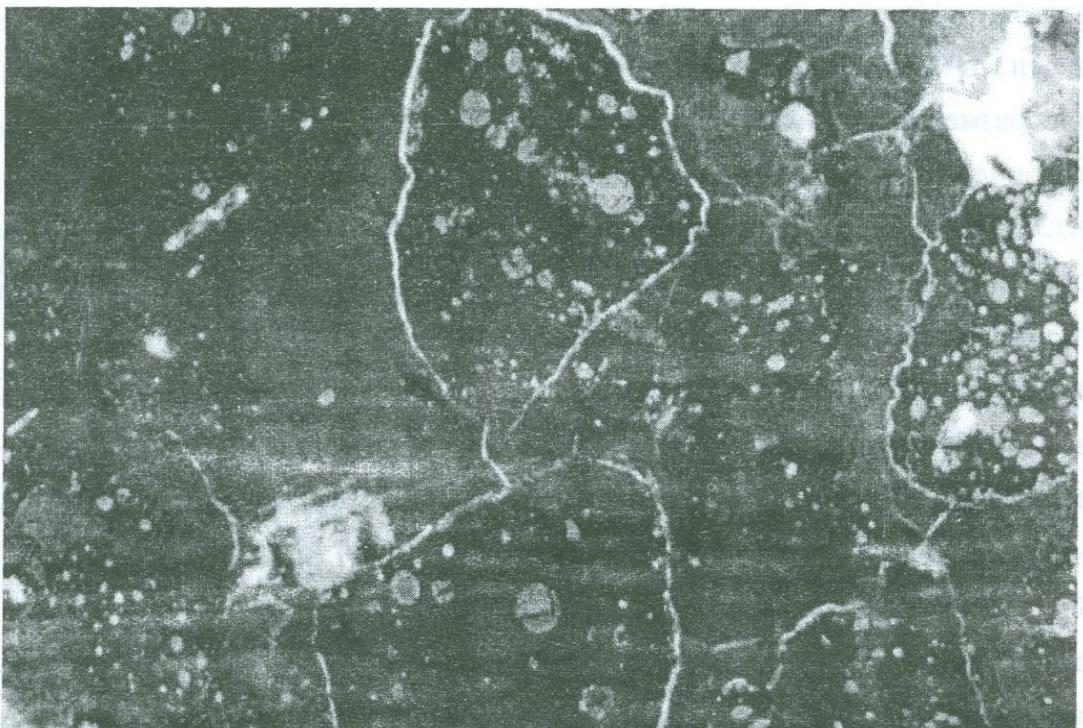


Рис.16. Туф щелочно-лампрофированный гологиалиновый. Состав: обломки из вулканического стекла с глобулями (от 10-20мм до 100-300мм и выше) и мелкими миндалинами, выполненные кальцитом и хлоритом. Редкие микрофенокристы олигоклаза в стекле. Цемент — от базального до контактового, кальцитовый мелкозернистый до пятнисто-среднезернистого, различаются реликты глобулярной структуры. Вокруг стекла и по трещинам в цементе развиваются поздние прожилки кальцита (светло-серые). Шлиф (-) прозрачный, X60. Диатрема “Ерах”.

В залежи южного Яренского района в южной части отложений гипогиалинового яруса залегают обломки вулканического стекла, выполненные кальцитом и хлоритом. Крупные обломки имеют размеры от 10-20мм до 100-300мм и выше. Мелкие обломки (миндалины) имеют размеры от 1-2мм до 10-15мм. Вокруг обломков вулканического стекла и по трещинам в цементе развиваются поздние прожилки кальцита (светло-серые). Цемент — от базального до контактового, кальцитовый мелкозернистый до пятнисто-среднезернистого, различаются реликты глобулярной структуры. Шлиф (-) прозрачный, X60. Диатрема “Ерах”.

Таблица 2

Химический состав щелочно-лампрофировых туфов диатремы "Ерах"

Участок трубки	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Влага	п.п.п.	Сумма
Северо-западный	БЕ-29	26,45	1,95	11,71	5,7	2,29	0,16	19,53	6,34	1,3	0,8	0,92	15,22	4,13	3,26	99,76
	БЕ-104	35,8	1,54	14,71	5,62	3,44	0,12	12,25	9,38	1,5	1,5	0,41	6,86	2,64	4,58	100,35
	БЕ-104	30,67	1,97	12,4	6,09	3,19	0,19	14,37	8,55	2,21	1,3	0,4	9,1	2,76	7,23	100,43
	БЕ-74	35,02	2,55	12,02	10,88	1,72	0,23	7,5	9,77	1,76	2,72	0,73	5,5	3	5,79	99,19
	БЕ-124	39,59	1,61	13,78	7,19	2,63	0,2	7,7	8,4	1,38	2,56	0,27	3,75	3,59	6,56	99,21
	БЕ-128	42,24	2,3	14,21	6,55	3,59	0,16	6,79	8,33	2,81	2,06	0,36	0,9	2,35	7,05	99,7
	1823	38,67	2,55	13,32	6,14	4,23	0,16	6,28	9,98	3,89	1,58	0,35	2	4,54	6,68	100,37
	1826	26,34	1,87	8,56	5,19	3,15	0,26	7,76	6,9	2,39	1,72	0,51	8,05	2,73	15	100,43
	1838	28,55	1,96	10,75	4,25	2,99	0,13	21,89	4,88	3,43	1,1	0,49	13,3	1,98	4,52	100,22
	1848	32,69	2,55	12,35	4,79	3,9	0,24	15,48	6,9	3,16	1,69	0,75	7,9	1,95	5,9	100,25
Северо-восточный	1618	37,11	2,6	17,67	5,98	5,11	0,15	11,34	2,34	3,6	1,3	0,55	5,8	2,48	3,38	99,41
	1633	38,67	1,98	22,44	5,92	4,54	0,09	7,84	1,88	3,9	1,6	0,43	3,78	3,04	3,8	99,91
	БЕ-118	34,33	1,38	11,66	7,71	2,29	1,18	12,97	11,91	1	1	0,5	8,18	3,45	3,78	101,34
	1634	35,63	1,81	13,49	5,24	4,03	0,18	12,96	6,66	3,79	1,9	0,5	5,95	2,39	5,92	100,45
	1640	37,13	2,56	12,77	9,54	1,17	0,08	11,52	2,65	3,7	3,92	3,5	3,65	2,35	5,15	99,69
	1630	26,89	2,12	10,37	4,74	3,43	0,14	22,74	5,02	3,34	0,85	0,61	13,05	1,89	4,99	100,18
	K-1/4	38,21	5,24	9,81	6,48	3,4	0,37	11,83	11,07	0,85	1,1	0,8	6,82	3,38	0,03	99,39
Южный	БЕ-138	36,46	2,66	14,49	7,11	3,4	0,28	7,76	8	1,7	3,1	0,41	7,04	3,28	4,99	100,68
	K-1/6	26,9	3,04	11,6	5,55	1,7	0,15	23,31	4,21	1,4	1	0,85	15,84	4,76	-	100,31
	K-1/13	31,32	4,32	12,04	5,61	2,55	0,16	15,05	8,71	1,3	0,85	0,85	11,26	3,14	1,99	99,15

Продолжение табл.2

Участок трубки	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Влага	п.п.п.	Сумма
Южный	K-2/1	37,58	3,34	12,41	7,37	1,42	0,14	9,03	8,06	1,4	1,5	0,46	8,3	5,34	2,99	99,3
	K-3/4	32,05	5,76	12,46	6,49	0,85	1,16	15,29	3,75	1,2	1,35	0,5	11,35	6,13	2,35	100,69
	K-3/4	37,06	2,92	15,43	6,61	2,55	0,14	9,87	7,81	1,4	1,5	0,46	5,3	6,68	2,6	100,33
	K-4/2	39,5	6,84	13,15	6,05	3,97	2,23	8,61	10,55	0,8	1	0,5	3,01	3,3	0,53	100,04
	K-2/2	29,76	1,2	4,18	12,4	1,14	0,12	17,98	8,07	0,46	1,50	0,41	11	8,25	2,92	99,39
	5c-(38,5)	41,21	2,07	14,36	8,23	3,64	0,13	7,42	10	4,1	1,10	0,46	6,4	1,34	-	100,46
	5c	42,05	2,13	13,33	8,32	3,92	0,16	7,55	7,6	3,80	1,40	0,25	7,21	2,25	0,10	100,07
	5c-(1)	41,43	2,48	15,23	8,52	3,92	0,16	6,72	7,0	3,90	1,70	0,23	7,35	1,57	-	100,21
	5c-(2)	41,6	2,48	15,66	6,6	4,2	0,16	6,4	9,0	3,60	2,00	0,41	6,16	1,05	1,03	100,35
	5c-(40)	40,05	1,61	14,83	5,2	5,45	0,12	7,13	11,8	3,30	1,30	0,39	-	3,16	6,24	100,58
	5c-(4)	42,82	2,31	14,79	8,12	3,92	0,15	6,2	8,4	3,30	1,60	0,46	6,86	1,18	0,24	100,35
	5c-(5)	41,38	2,51	15,02	7,5	4,28	0,16	6,48	9,6	3,50	1,70	0,41	6,8	1,12	0,10	100,56
	5c-(6)	41	2,48	16,16	5,05	5,6	0,16	6,2	9	3,60	1,80	0,41	7,04	1,45	0,26	100,21
	5c-(7,6)	41,7	2,43	14,83	9	3,08	0,11	7,2	6,8	3,20	1,80	0,16	3,34	2,92	3,79	100,36
	5c-(9,6)	42,28	2,28	15,89	5,23	3,08	0,13	8,44	7,4	4,00	2,60	0,41	3,69	1,34	3,73	100,5
	5c-(16)	40,83	2,46	14,92	8,01	4,2	0,13	5,35	9,6	3,40	1,70	0,23	3,69	2,47	3,26	100,25
	5c-(22,9)	41,47	1,84	15,12	5,71	5,17	0,12	6,67	9,69	2,80	1,60	0,34	-	3,17	6,55	100,25
	5c-(24,8)	41,2	1,44	15,32	5,51	5,17	0,12	6,2	10,72	3,80	1,30	0,27	-	3,02	6,33	100,4
	5c-(29,5)	41,21	1,56	16,62	5,95	4,59	0,1	6,56	9,7	3,60	1,30	0,34	-	3,13	6,03	100,69
	5c-(30,5)	41,09	1,44	15,01	6,32	5,17	0,1	5,64	11,08	3,80	1,30	0,29	-	2,92	6,46	100,62
	5c-(32,20)	39,92	1,88	15,71	4,8	5,45	0,12	7,59	10,5	3,00	1,50	0,46	-	2,79	6,81	100,53
	5c-(36,3)	40,98	1,44	16,39	5,83	4,88	0,12	6,46	10,08	3,80	1,20	0,25	-	2,42	4,78	100,63

Продолжение табл.2

Участок трубки	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Влага	п.п.п.	Сумма
Скважина	5с-(37)	41,03	2,48	14,58	7,13	3,36	0,14	6,93	8,4	3,00	1,20	0,16	7,21	4,14	0,22	99,98
	5с-(37,7)	40,21	2,58	14,32	7,7	4,48	0,13	7,07	10	3,20	1,50	0,34	5,1	1,60	2,28	100,51
	5с-(32,5)	40,53	2,58	14,13	7,51	3,92	0,11	8,26	8,4	3,60	1,60	0,39	6,26	2,81	-	100,1
	5с-(33)	40,71	2,46	13,29	7,92	3,92	0,09	8,46	7,4	3,70	1,80	0,34	7,53	2,64	-	100,26
	5с-(35,5)	42,56	1,92	16,84	6,52	3,36	0,03	6,65	6,8	4,20	1,30	0,34	4,92	3,44	1,58	100,46
	2-5	46,24	1,61	22,91	4,09	2,29	0,1	3,92	2	2,60	2,70	0,75	-	6,63	4,82	100,66
	2-7	45,41	1,54	21,27	5,09	2,29	0,11	4,41	2,8	1,50	2,80	0,70	-	7,89	4,76	100,57

*)Примечание 2-5, 2-7 щелочно-базальтовый туф- I стадия эксплозий, южний участок- I стадия эксплозий, северо-восточный, северо-западный участки, а также скважина №5- III стадия эксплозий

Таблица 3

Средние содержания породообразующих химических элементов в туфах щелочных лампрофиров диатрем “Ерах” и группы “Хосров”

Диатремы		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	H ₂ O	n.n.n.	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
“Верхняя” (10 обр.)	\bar{x}	26,4	0,92	7,80	6,20	2,60	0,10	22,9	5,98	0,164	1,84	4,43	16,60	0,97	0,70
	σ	13,00	0,70	5,20	2,30	1,90	0,07	10,9	1,92	0,162	1,40	5,97	8,83	1,30	0,55
“Средняя” (23 обр.)	\bar{x}	29,5	1,52	9,80	7,30	2,30	0,14	18,76	7,00	0,32	3,02	5,52	14,53	0,73	1,37
	σ	10,30	0,73	4,10	2,60	0,90	0,14	9,7	2,30	0,20	1,84	6,90	8,16	0,97	0,76
“Восточная” (17 обр.)	\bar{x}	37,36	1,62	13,00	6,40	3,00	0,13	12,63	7,9	0,34	2,16	4,33	10,76	1,65	1,40
	σ	7,87	1,14	3,24	1,80	1,06	0,12	6,00	2,13	0,12	1,9	5,80	6,00	1,13	1,00
“Ерах” (24 обр.)	\bar{x}	34,40	2,81	13,07	6,37	2,98	0,34	12,5	7,17	0,67	3,26	4,20	7,80	2,20	1,60
	σ	4,73	1,39	2,75	1,47	1,10	0,29	5,2	2,80	0,21	1,29	2,10	4,19	1,10	0,77

\bar{x} - среднее содержание (в вес %), σ - среднее отклонение.

Цемент туфов сложен крупно-среднезернистыми агрегатами кальцита буроватого цвета; из других минералов промежутки между обломками цементируются радиально-лучистыми цеолитами, изотропным анальцимом с тонкими оторочками гидрослюды по контактам. Морфологические типы кальцитовых агрегатов – проявление различных процессов. Мозаичные, мозаично-блоковые равномернозернистые агрегаты скорее образованы при равномерном охлаждении и медленной кристаллизации карбонатитового расплава (магматического карбоната); разрастающиеся из отдельных точек крупные округлые сферокристаллы волокнисто-перистого радиально-лучистого сложения с переходом в веерообразные и среднезернистые концентрически-слоистые агрегаты, нарастающие в виде зональных крустикационных каемок на лито- и витрокласты – результат быстрого охлаждения и закалки расплавного или восстановленного из флюидной фазы карбоната. Мелкие глобули и округлые каплевидные обособления тонко-криптокристаллического кальцита, плотно примыкающие друг к другу и скрепленные промежуточным тонко-криптокристаллическим кальцитом, представляют закалочные глобулы и оцеллы, возникшие вследствие силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости; прожилки водяно-прозрачного бесцветного кальцита, наряду с прожилками цеолитов и анальцима, секут цементирующую массу.

2.1.1.2. Туфы щелочно-базальтовые

Окаймляют узкой полосой восточный сектор диатремы “Ерах” (рис.7). Это остатки ранних взрывов, разрушенные последующими выбросами щелочно-лампрофирового состава. Порода темно-серая, с голубоватым оттенком, с желтовато-зеленоватыми пятнами – включениями хлоритов, гидрокислов железа между алевро-псаммитовой по размерности основной гологиалиновой массы. Отличаются отсутствием ксенолитов, столь типичных для последующих продуктов взрывов.

Главная масса туфов под микроскопом в иммерсии определяется как палагонит-хлоритизированное стекло. В стекле нередки игловидные включения с низким двупреломлением или изотропные. Глобулей не отмечается. Состав новообразований по стеклу сходен с группой хлорит-

серпентина, но химический анализ — низкая магнезиальность (табл.2) не подтверждает наличие минералов группы серпентина. Трудно судить о цементе в рыхлых туфах обнажений, скорее он контактовый, и на глубине в количестве должен возрасти, сопровождаясь примесью цеолитов и инфильтрационного карбоната. Отметим важную деталь — керсугитовый, почти на 100%, состав минералов тяжелой фракции (с выходом ее до 2-2,5%). Очевидно, родство туфов с прорывающими их и слагающими в них силлы фонотефритами (по химическому составу туфы занимают граничное с фонотефритами поле).

2.1.1.3. Эпикластические туфы

Слагают три уровня в обнаженном интервале разреза трубы “Ерах”, характеризуя перерывы эксплозий и перемывы тефры и ксенолитов. Отличаются от туфов диатремы слоистостью, хотя и не отчетливой, и местами более высоким содержанием, заметным на глаз, карбонатного кристаллического цемента. Контуры эпикластических туфов также не отчетливые и форма чаще линзовидная, особенно для первых двух уровней. Эпикластические туфы наиболее нижнего уровня отличаются преобладанием среди ксенолитов угловатых обломков черных, легко крошащихся мончикитов. Мощность этих отложений незначительная, до 1-1,5м. В минеральном составе высок выход тяжелых минералов (результат перемыва), а также большое количество клинопироксена и магнетита, среди акцессорных — единичные мелкие <0,1-0,15мм зерна самородного золота и серебра. На среднем уровне разреза диатремы развиты линзы массивных эпикластических отложений с карбонатным цементом, но в меньших содержаниях (до 10%), с обилием мелкобрекчийевых ксенолитов, среди которых преобладают миндалекаменные базальты — аналоги этих накоплений с трудом прослеживаются по простиранию.

Более отчетливо слоистые эпикластические отложения третьего уровня хорошо видны на с-в вала диатремы, около выходов дайки камптонита. Они слагают блок, ограниченный параллельными разломами, радиальными в строении диатремы. Отложения крупно-среднеслоистые, аз. падения с-в 20°, угол — 10°. Преобладает в них осадочный материал, и следует относить их к агломератовым туффитам. Порода крепкая, скреплена кристаллическим

кальцитом (10-20%), ксенолиты – слабо окатанные и угловатые обломки щелочных миндалекаменных базальтов и прочих пород, типичных для ксенолитов трубки. Среди минералов, продуктов перемыва, помимо клинопироксенов, замечается повышенное содержание магнетита, имеются разности, где немало керсугита.

В овальной впадине диатремы под северным валом имеются прислоненные к его рельефу эпикластические туфы, рыхлые алевропсаммитовые зеленовато-серые, лишь с незначительной примесью ксенолитов. Их объемы не велики, но они интересны как генетический тип намывных туфов в позднеплиоцен-четвертичном озере.

2.1.1.4. Туфы щелочных лампрофиров диатрем группы “Хосров”

Туфы группы “Хосров” сходны с туфами диатремы “Ерак”, они массивные гологиалиновые по составу, но более карбонатные, количество цемента достигает 30-40% от общей массы. Более разнообразны они по гранулометрии стекла, размеры обломков достигают 1-1,5 см. Гравийно-псаммитовые разности туфов отличаются более голубоватым оттенком, они массивные, ксенолитов в них мало. Обломки стекла гравийного размера полуокруглые с многочисленными глобулями и порами. Под микроскопом в глобулях отмечаются хлорит и цеолит. В миндалинах обособляется внешний слой, выполненный хлоритом и селадонитом и внутренний – цеолитом. Среди редких фенокристаллов отмечаются оливин (~0,2 мм) и клинопироксены. Стекла туфов насыщены глобулями. Визуально в них больше глобулей, в составе стекла чаще K>Na, карбонатный цемент менее перекристаллизован и обычны крустификационная и радиально-лучистая структуры, что приближает их к магматогенному карбонату. Судя по микрокомпонентному составу пород (лантан, церий и др.), это преимущественно магматогенный карбонат. Химический состав туфов представлен в табл. 4, 5, 6.

При гототовке крупных валовых проб туфов диатремы “Восточная” – приrusловая среди полученной рыхлой массы выделялись округлые крепкие обособления туфов, с более крепким цементом. Диаметром до 2-2,5 см они напоминают, например, “оцелли” в фонотефритах. Помимо карбоната кальция цементирующая масса содержит поровые выделения цеолитов и, видимо,

анальцима. Микрокомпонентный состав обособлений отличается от валового для туфов несколько пониженным, но все же высоким содержанием титана и глинозема, явно повышенными содержаниями окислов кальция в виде карбоната кальция, натрия и отношением натрия к калию (табл.3). Кроме того, выявлено преобладание стронция (0,5-1,8%) над барием при содержании суммы их – до 2,5%. Надо думать, что цемент обособлений распределен неравномерно и, скорее всего, более обогащен магматогенной его разностью.

В туфах имеются также мелкие, 1-3мм обособления – гладкие белые шарики ($d\sim 0,5$ -1мм) кальцитового состава, судя по сильным отражениям на дифрактограмме: $d/h(I) = 2,98$ (100); 2,26 (10); 2,08 (10); 1,90 (10); 1,86 (10).

Выход тяжелой фракции в туфах сравнительно ниже, чем в ерахских туфах, по составу кристаллов существенны отличия: клинопироксены представлены преимущественно титанистым фассаитом (в диатреме “Ерах” – титансалитом). Среди клинопироксенов обнаружены клиноэнстатит, обычный для кимберлитов. Среди амфиболов керсугит не выявлен. Имеются различия и по акцессориям (большая хромистость хромшпинелидов, наличие многочисленных мелких кристаллов корунда и др.). Количество ксенолитов и их размерность явно уступают таковым в туфах последней фазы эксплозий диатремы “Ерах”. Состав ксенолитов отличается тем, что камptonиты и мончикиты не обнаруживаются, преобладают миндалекаменные базальты и пикробазальты Na-щелочности и повышенной глиноземистости, обнаружены ксенолиты гарцбургитов и других ультрамафитов, сильно карбонатизированных, таббро-пегматитов. Однако ксенолиты габбро редки, в отличие от многочисленных в туфах диатремы “Ерах”. Редки и ксенолиты севитов, при этом они мелкие, до 1-2 см. Среди туфов не встречены слоистые разности. В большинстве диатрем туфы принадлежат лишь одной, изредка двум фазам эксплозивной активности.

Таблица 4

Химический состав обособлений в туфах

N обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	H ₂ O	n.n.n.	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
97-6	28,29	1,98	4,64	7,09	1,4	0,19	26,53	4,7	0,41	0,95	1,41	20,24	2,1	0,28	100,21
97-2	28,53	1,98	9,9	8,08	1,96	0,22	21,84	6,2	0,69	1,31	1,78	14,96	2,2	0,6	100,25
97-0 ⁷	23,39	2,1	10,16	3,65	1,96	0,36	25,62	6,44	0,62	2,33	0,93	21,12	1,2	0,4	100,26
97-0 ¹⁵	25,2	2,1	10,77	3,96	1,68	0,27	22,61	7,38	0,46	3,1	0,41	20,59	1,1	0,9	100,53
97-0 ³¹	25,08	1,63	10,27	4,57	2,58	0,24	21,5	8,32	0,75	3,2	0,06	20,41	1,2	0,85	100,66
97-0 ³⁶	38,5	1,79	16,16	3,72	3,16	0,25	12,76	7,07	0,79	2,95	0,71	9,41	2,7	0,8	100,77
94-226 ^{*)}	38,04	3,18	15,99	6,49	1,4	0,09	7,77	7,64	0,46	4,21	4,71	7,04	0,35	3,0	100,37

*) Для сравнения приведен валовый состав туфа.

48

Таблица 5

Химический состав туфов щелочных лампрофиров и туф-карбонатитов диатремы “Верхняя” группы “Хосров”

N	N обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	H ₂ O	n.n.n.	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	94-85*	17,42	1,08	7,52	7,20	1,12	—	35,07	5,07	0,06	1,10	0,49	22,88	0,21	0,90	100,12
2	94-86	23,04	1,77	8,25	7,88	1,96	—	25,34	5,72	0,13	2,33	2,48	20,59	0,63	0,63	100,75
3	94-87	23,77	1,98	8,10	7,18	1,68	—	24,64	5,43	—	2,43	2,43	20,59	0,85	0,90	99,98
4	93-193*	24,40	1,27	9,00	2,80	2,86	0,1	28,70	5,37	0,24	4,85	2,10	17,36	0,3	0,3	99,65
5	93-197	50,50	0,7	13,2	2,60	7,92	0,1	6,30	9,98	не обн	0,15	3,69	—	4,7	0,18	100,02
6	43x	23,00	0,16	16,0	4,30	2,30	0,25	21,00	7,0	0,23	3,20	11,60	9,06	1,3	1,4	100,80
7	98-4	11,55	не обн	1,01	6,41	1,68	не обн	39,20	7,68	0,046	1,74	2,09	28,86	0,15	0,05	100,47
8	98-5	20,25	1,47	1,14	9,77	1,68	не обн	30,37	6,20	0,57	2,04	2,32	23,76	0,27	0,70	100,54

*) 93-193, 94-85 – туф-карбонатит.

Таблица 6

Химический состав туфов диатремы “Средняя” группа “Хосров”

N	N обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	H ₂ O	n.n.n	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	94-12	24,40	1,80	8,04	8,19	1,68	—	23,80	6,57	0,06	2,86	1,45	18,30	1,50	1,20	99,85
2	94-15	20,02	следы	8,10	7,07	1,96	—	28,21	4,63	0,11	2,16	4,55	21,82	0,63	0,90	100,16
3	94-21	17,72	1,08	7,52	7,20	1,12	следы	35,07	5,07	0,06	1,10	0,49	22,88	0,21	0,90	100,42
4	94-22	15,16	1,26	6,24	4,88	1,40	—	35,14	4,18	0,04	2,19	0,42	28,68	0,22	0,80	100,61
5	94-31	24,20	1,20	9,75	8,19	1,68	—	23,24	6,23	0,13	2,15	3,35	18,48	0,24	1,10	99,94
6	30x	23,0	1,15	14,4	3,2	2,0	0,14	24,0	6,1	0,11	2,7	13,0	9,95	0,3	0,75	100,80
7	93x	27,6	1,15	13,1	4,2	1,7	0,11	20,2	6,4	0,1	4,0	10,2	9,92	0,22	1,60	100,50
8	93-181	25,75	1,61	10,79	6,18	2,58	0,49	19,91	9,17	0,69	2,61	4,17	14,43	0,20	1,80	100,38
9	95-33+26д	25,37	1,28	8,26	7,19	2,58	0,21	20,0	7,07	0,52	5,33	2,21	17,95	0,75	1,85	100,57
10	95-34	33,76	1,79	9,71	9,55	3,16	0,17	11,56	8,08	0,69	5,40	1,67	11,26	0,75	3,00	100,55
11	95-35а	19,56	1,03	6,19	6,87	2,87	0,41	24,81	8,50	0,52	4,10	3,39	21,47	0,18	0,85	100,75
12	95-35б	20,10	1,05	6,98	6,18	2,58	0,42	24,52	8,68	0,46	4,58	3,41	20,24	0,18	1,10	100,48
13	95-14	30,04	2,28	10,33	7,64	3,08	0,19	16,45	0,27	0,46	3,27	10,11	13,90	0,42	1,40	99,84
14	95-15	25,78	1,95	3,33	12,2	1,96	0,19	21,56	8,91	0,52	3,95	0,50	17,95	0,42	0,53	99,75
15	95-16	39,18	2,97	14,47	10,7	1,96	0,15	5,67	9,31	0,52	4,53	0,44	7,21	0,54	2,90	100,55
16	95-17	27,11	2,10	5,20	9,99	1,68	0,09	21,56	8,22	0,50	3,14	1,08	17,77	0,73	1,10	100,27
17	99-53а	54,02	0,59	11,18	4,20	2,23	—	11,08	4,02	0,12	—	0,14	8,46	2,20	2,00	100,24
18	K-2	43,48	2,41	12,11	9,25	3,73	0,02	1,15	12,0	0,34	5,31	5,55	2,59	0,80	1,20	99,94
19	K-3	46,70	2,39	11,38	11,9	1,86	0,05	0,92	7,80	0,23	6,95	5,72	1,80	0,38	2,50	100,58
20	93-145	40,67	2,04	10,09	7,68	1,96	—	7,7	6,92	0,57	2,3	16,42	—	0,3	2,50	99,15
21	93-110	20,24	1,32	18,49	2,97	4,76	—	21,21	8,58	0,46	0,09	19,32	—	0,85	1,10	99,39
22	98-23*	29,51	0,11	1,68	5,23	0,72	не обн.	30,03	6,50	0,06	1,00	2,14	22,33	0,13	0,04	99,48

*) 98-23 – туф-карбонатит.

Таблица 7

Химический состав туфов диатремы "Восточная" группы "Хосров"																
N	N обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	H ₂ O	n.n.n.	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	94-222	32,42	2,70	12,99	6,16	2,24	0,24	12,67	8,61	0,52	4,80	4,39	10,00	0,55	1,80	100,09
2	94-223	29,52	2,58	9,10	8,17	2,24	0,21	16,03	9,20	0,57	3,31	4,23	13,55	0,90	0,82	100,43
3	94-224	39,50	3,72	16,52	6,78	1,68	0,12	4,83	8,53	0,34	4,16	5,36	4,48	0,37	3,60	99,99
4	94-226	38,04	3,18	15,99	6,49	1,40	0,09	7,77	7,64	0,46	4,21	4,71	7,04	0,35	3,00	100,37
5	11x	21,8	1,80	14,54	3,40	2,30	0,15	20,30	8,70	0,27	2,70	7,5	13,06	1,90	0,75	99,17
6	12x	29,4	1,80	19,1	4,10	2,30	0,14	17,50	0,9	0,23	2,60	8,0	10,93	1,90	0,9	99,80
7	A-2	51,07	1,49	9,26	10,74	2,01	0,08	1,15	7,64	0,23	6,35	5,31	1,84	0,40	3,00	100,57
8	19x	50,46	1,32	10,79	5,90	4,48	—	7,49	9,85	0,28	0,42	3,65	—	4,80	0,63	100,07
9	1c-(10,3)	37,01	0,11	14,90	6,17	3,73	—	13,40	6,80	0,47	—	0,44	14,40	1,00	1,90	100,33
10	1c-(11,8)	43,60	0,11	7,72	4,75	3,5	—	18,88	9,80	0,35	—	0,15	8,05	1,50	1,60	100,01
11	2c-(3,7)	45,00	0,09	12,50	5,84	4,65	—	10,15	8,20	0,4	—	0,35	9,90	2,50	0,45	100,03
12	2c-(4,7)	43,36	2,48	17,00	7,28	5,04	0,43	6,93	9,40	0,23	1,28	3,55	—	3,40	0,20	100,58
13	2c-(10,2)	36,60	0,13	12,34	4,00	3,02	—	21,60	6,10	0,18	—	0,21	13,90	1,20	0,75	100,03
14	2c-(14)	38,03	0,12	15,30	6,67	3,77	—	11,70	6,30	0,19	—	0,19	14,50	1,50	2,00	100,27
15	2c-(8,7)	26,03	2,31	7,73	7,55	2,80	0,24	20,02	10,20	0,46	2,11	—	19,10	1,50	0,50	100,55
16	2c-(11,1)	32,57	2,13	11,49	5,32	3,36	0,24	17,38	8,40	0,46	2,04	2,60	11,44	2,40	0,75	100,58
17	2c-(3)	40,78	1,47	13,62	9,08	1,96	0,19	6,99	10,20	0,16	2,76	—	9,64	2,00	1,10	99,95

Таблица 8

Среднее содержание тяжелых минералов щелочно-лампрофировых туфов диатрем "Ерах" и группы "Хосров"

Минералы	Диатрема "Ерах"				Диатремы группы "Хосров"					
	Северный сектор		Южный сектор		"Средняя"		"Верхняя"		"Восточная"	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Клинопироксены										
Ti-салит, Ti-фассаит	79,8	14,7	12,8	7,6	6,2	7,1	4,0	4,4	15,8	12,6
Диопсид	2,6	2,3	7,9	7,4	1,8	2,9	0	0	3,3	3,6
Сг-диопсид	0,1	0,2	0,5	—	0	0	0	0	0	0
Авгит и омфацит	0,6	1,1	7,1	5,3	0,4	0,4	0,5	0,4	2,7	3,9
Ортопироксены	0,4	0,7	0,8	0,9	0,5	1,4	0,3	0,3	1,0	1,6
Амфиболы										
Роговая обманка обыкновенная	0,05	0,2	0,6	0,9	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3
Базальтическая роговая обманка	0,1	0,2	0,04	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,3
Керсунит	0,6	1,0	8,5	7,3	0	0	0	0	0	0
Биотит	0,05	0,2	0,2	0,3	0,1	0,3	0	0	0,3	0,1
Апатит	0,05	0,2	0,8	1,3	1,1	1,6	0,2	0,2	0,3	0,5
Оксиды и гидроокислы железа	1,6	2,2	15,0	21,7	61,09	31,14	25,1	32,0	38,5	26,1
Магнетит	10,6	9,1	6,9	4,9	4,6	5,6	27,5	19,9	13,9	11,6
Хромшпинелиды	0,1	0,3	4,4	4,5	0,6	1,0	1,0	1,3	0,3	0,6
Корунд	0	0,	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,7
Гранат	0,1	0,2	0,	0,	0,05	0,1	0,5	1,2	0,1	0,2
Циркон	0,05	0,2	0,2	0,3	0,5	0,9	0,4	0,7	0,3	0,5
Выход тяжелой фракции	2,0	1,4	0,9	1,1	0,7	1,0	1,2	1,9	1,0	1,5

По данным изучения под микроскопом тяжелой фракции (0,25-0,1мм) в иммерсии.

 \bar{x} – среднее содержание, σ – отклонение.

2.1.1.5. Туфы-карбонатиты

Эти уникальные породы ассоциируют с туфами, но и макроскопически уже отличаются большей карбонатностью, до 50-60%, и включениями в цементе обрывков стекла полосчатой текстуры, типа фьямме. Размещены эти образования чаще по краям диатрем, их немало в диатреме “Верхняя”, есть, хотя и меньше, в западных выходах диатремы “Средняя”. Со вмещающими туфами отчетливые контакты обозначить трудно. Отличаются под микроскопом: присутствием текстур течения в обрывках стекла, многочисленными мельчайшими обособлениями окислов железа, мелкими выделениями таблитчатых директивно ориентированных кристаллов, вероятно, мелилита (судя по результатам иммерсионного изучения). В карбонатном цементе, кристаллическом с реликтами глобулярной структуры обнаруживается высокое содержание редких земель, щелочность туфов весьма низкая (табл.26), как и глиноземистость. В составе стекла по данным изучения в иммерсии преобладает мелкоагрегатное вещество, сходное с магнезиальными хлоритами. Высокое содержание в туфо-карбонатитах хрома, и нередко никеля – другой важный показатель, отличающий эти породы от вмещающих туфов. Происхождение туфо-карбонатитов требует дальнейшего изучения. Предполагается, что это реликты кратковременных в жерле лавовых озер, слагаемых расплавами-ликватами, достигшими поверхности без диспергирования, но вовлеченные в последующие взрывы в диатремах.

2.1.2. Ксенолиты в туфах

2.1.2.1. Ксенолиты в туфах диатремы “Ерах”

A. Родственные литокласти

Базаниты и оливиновые базальты имеют шлаковую, миндалекаменную текстуру, редко порфировую или афировую структуру с гиалопилитовой, пилотакситовой, вариолитовой, реже микроофитовой основной массой. Микроврапленники в них представлены хлорит-селадонитовыми псевдоморфозами по оливину, призматическими зернами сиреневато-серого Ti-клинопироксена зонального строения и мелкими столбиками апатита. Реже

отмечаются плагиоклаз, калишпат и керсугит. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, мелкими зернышками и скелетными кристаллами клинопироксена, оливина, магнетита, иголками апатита, погруженными в вулканическое стекло, замещенное хлоритом, палагонитом, серофитом. В шлаковых обломках структура вариолитовая, закалочная и стекло полностью преобразовано в опаковое вещество. Миндалины, слагающие до 30-35% поверхности шлифа, имеют зональное строение. Краевая кайма в них сложена изотропным, колломорфным палагонитом, за ней следует зона анальцима и кальцита, к центру развиваются радиально-лучистые сростки цеолитов или мелкочешуйчатый хлорит-палагонитовый агрегат.

По особенностям химического состава обломки базанитов псефитовой размерности отнесены к недосыщенным SiO_2 (43,1- 47,6%) нефелин-лейцит-нормативным породам умеренной глиноземистости ($\text{al} = 1,1-1,5$) и магнезиальности (#0,50-0,61), с резко выраженным калиевым уклоном ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 3,0-4,6$), умеренным или повышенным содержанием TiO_2 (1,2-1,8%), высоким содержанием P_2O_5 (0,6-1,3%).

Камpto-мончикиты. Встречаются в обломках и включениях, в гиалиновых туфах диатремы, подобно камptonитам они содержат плагиоклаз во вкрапленниках и в основной массе, и подобно мончикитам имеют в мезостазисе вулканическое стекло щелочного состава или анальцим и кристаллические фазы клинопироксена и керсугита. Камpto-мончикиты отличаются значительным разнообразием микроструктур (порфировые, афировые) с преобладанием тонкокристаллических, гиалокристаллических и вариолитовых типов основной массы. По составу минералов-вкрапленников выделяются оливин- Ti -клинопироксеновые, оливин-роговообманковые и монофировые оливиновые разности.

Оливин – Ti -клинопироксеновые камpto-мончикиты. Характеризуются порфировой структурой с высоким содержанием фенокристаллов (до 25% поверхности шлифа). Основная масса гиалокристаллическая, интергранулярная. Фенокристаллы клинопироксена – крупные призматические выделения с зональностью по прямой схеме: внутренние зоны имеют розовато-сиреневый цвет, внешние-густой сиреневато-серый цвет с сильным плеохроизмом. Оливин во вкрапленниках (10-15%) пре-

псевдоморфозами зеленоватого пластинчато-чешуйчатого иддингита. Основная масса сложена тонкими призмами и столбиками клинопироксена, лейстами основного плагиоклаза, опацитизированной роговой обманки и многочисленными игольчатыми кристаллами апатита. Промежуточное изотропное стекло в количественном отношении подчинено кристаллической фазе (2:5). Многочисленны обособления — оцелли, сложенные Ti-клинопироксен-керсунитовым агрегатом с гиалопилитовой структурой. Линии раздела оцеллей нечеткие с постепенными переходами к основной массе. В интерстициях и мелких миндалинах развиваются зеленоватые чешуйчатые агрегаты хлорита и радиально-лучистые выделения цеолитов.

Оlivин-рогообманковые кампто-мончикиты. Структура порфировая. Субфенокристаллы (8-10%) представлены оливином, полностью замещенным иддингитом и хлоритизированным амфиболом с опацитовой каймой. Структура основной массы вариолитовая, радиально-волокнистая, закалочного облика. Вариолитовые сростки сложены параллельно- или радиально-ориентированными “лучами” и длиннопризматическими индивидами плагиоклаза, клинопироксена и керсунита, в их промежутках заключено прозрачное изотропное стекло с многочисленными кристаллитами.

Оливиновые кампто-мончикиты. Состоят из вкрапленников оливина (15-20%) идиоморфных очертаний, замещенных иддингит-селадонитом. Основная масса сложена тончайшим войлочным агрегатом из иголок плагиоклаза, керсунита, апатита, скелетных форм магнетита, скрепленных буроватым стеклом, на прозрачных участках — анальцимом.

По химическому составу камптониты и кампто-мончикиты слагают единую группу, которая на классификационной диаграмме TAS занимает поле базанитов с высоким содержанием оливина. Содержание SiO_2 варьирует в пределах 40-46%, MgO — 6-11%, сумма щелочей — 3-6,3%. Это Ol-Ne — нормативные породы низкой-умеренной глиноземистости ($\text{al}'=0,78-1,2$), с высоким коэффициентом магнезиальности (#0,58-0,70), резко повышенным содержанием TiO_2 (2,8-3,5%) и P_2O_5 (0,3-1%).

Трахибазальты керсунитовые и керсунит — Ti-клинопироксеноевые. Переходные между щелочноземельными базальтами и камптонитами породы. Отличаются ведущей ролью плагиоклаза как во вкрапленниках, так и в

основной массе. Общее содержание фенокристаллов в них составляет 9-14%. Структура порфировая. Порфировые выделения и субфенокристаллы представлены длиннопризматическими индивидами плагиоклаза (5-7% поверхности шлифа), идиоморфными кристаллами керсугита (4-5%) и Ti-клинопироксена (до 2%). Основная масса имеет интерсеральную, иногда микродолеритовую структуру. Ее составляют лейсты и микролиты плагиоклаза и их сростки, столбчатые индивиды Ti-клинопироксена, в промежутках между которыми располагается буроватое изотропное стекло с многочисленными микролитами и иголками зеленовато-бурой роговой обманки и апатита. В микродолеритовых разностях промежуточное вулканическое стекло практически отсутствует и интерстиции заполнены радиально-лучистыми цеолитами и гидрослюдой, а также гребенчатыми, решетчатыми агрегатами вторичного магнетита. В мелких миндалинках развиваются изотропный, прозрачный анальцим и мелкокристаллический кальцит.

Породы на диаграмме TAS проектируются в поле трахибазальтов. Они содержат оливин-нефелин в норме, являясь недосыщенными SiO_2 (46,4%), обогащенными щелочами ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 6,3%) породами умеренной глиноземистости ($\text{al}'=1,0$), высокой магнезиальности (#0,68). Повышены также содержания TiO_2 (2,1%) и P_2O_5 (0,5%).

Фонотефриты керсугит-двуполевошпатовые. Встречаются редко. Микроструктура порфировая, содержание фенокристаллов – 8-10% поверхности шлифа. Главное отличие от керсугитовых фонотефритов силловых залежей состоит в появлении вкрапленников плагиоклаза и калишпата, которые количественно преобладают над керсугитом. Плагиоклаз (An_{40-45}) имеет таблитчатый или лейстовидный облик, образуя нередко радиально-лучистые сростки. Калишпат представлен призматическими и лейстовидными индивидами, обычно не сдвойниканными и заметно пелитизированными. Вокруг вкрапленников керсугита – идиоморфных крупных кристаллов буровато-коричневого цвета с резким плеохроизмом отмечается темно-зеленая кайма вторичной роговой обманки; более мелкие субфенокристаллы нацело ею замещены с выделением обильной рудной сипи. Апатит слагает мелкостолбчатые вкрапленники.

Основная масса имеет трахитоидную, трахитоидно-сферолитовую, иногда микробостонитовую структуру, состоит из призм и лейстов калишпата, нередко сросшихся в центрические агрегаты, и буроватого непрозрачного стекла. Иногда по стеклу развивается слабо двупреломляющий агрегат с многочисленными иглками апатита. Множество миндалевидных обособлений выполнено водяно-прозрачным анальцином с тонкой каемкой гидрослюды. Отмечаются частые прожилки цеолитов и мелкокристаллического кальцита. Порода слабо катаклизирована. Ее химический состав на диаграмме TAS соответствует фонотефритам, но отражает сдвиг к более основным разностям. Содержание SiO_2 в образцах варьирует от 48,0 до 50,9%, сумма щелочей составляет 7,7-9,9%, с резким калиевым уклоном ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,8-3,7$). Они имеют более высокую степень недосыщенности кремнеземом, содержат нефелин-лейцит-волластонит в норме, пересыщены глиноземом ($\text{al}'=2,6-3,4$), содержат низкое-умеренное количество магнезии (#0,22-0,57) и окиси титана ($\text{TiO}_2 = 0,02-0,58\%$).

Б. Ксенолиты неясного или предположительного происхождения

Анортозиты. Крупные (до 5 см в поперечнике) округлые обломки почти мономинеральных крупнокристаллических пород панидиоморфнозернистой структуры. Состав — таблитчатые и изометричные зерна основного плагиоклаза (An_{80-86} , 90-95%) и единичные призматические кристаллы светло-сиреневатого Ti-клинопироксена. Клинопироксен, кроме того, образует редкие мелкопризматические скопления в интерстициях. Изредка отмечаются идиоморфные кристаллы керсугита или реакционные каемки его вокруг зерен Ti-клинопироксена. Среди крупных кристаллов Ti-клинопироксена обнаруживаются “тени давления” — нечетко выраженные сероватые участки с решеткой распада и формированием тончайших игольчатых вростков ортопироксена (?) или рутила (?) вдоль системы спайности (110). Наблюдаются также катаклизированные разности, в которых проявляются крупные неправильные порфиробласти плагиоклаза с промежуточным тонкоперетертым материалом, состоящим из того же плагиоклаза. Местами порфиробласти цементируются крупнокристаллическим кальцитом.

По химизму анортозиты отвечают Не-нормативным недосыщенным лейкократовым составам с высоким индексом глиноземистости ($\text{al}'=2,5-3,2$).

Амфиболиты керсугитовые. Встречаются значительно реже анортозитов. Мономинеральные породы, сложенные короткопризматическими индивидами ярко-окрашенного буроватого или буро-розового керсугита с многочисленными идиоморфными включениями апатита и Ti-клинопироксена ранней генерации. Промежутки между кристаллами керсугита заняты ксеноморфными сильно пелитизированными выделениями плагиоклаза (не более 3%), реже мелкоагрегатными скоплениями клинопироксена. Вторичные минералы представлены неправильными пятнами мелкокристаллического кальцита.

Амфиболиты керсугит- Ti-клинопироксеновые. Отличаются более высоким содержанием идиоморфного короткопризматического Ti-клинопироксена (15-18%) ранней и поздней генераций.

Химический состав амфиболитов отвечает Ol-Ne – нормативным породам и на диаграмме TAS проектируется в поле базанитов, в целом приближаясь к составу породообразующей керсугитовой роговой обманки, характеризуется высоким содержанием TiO_2 (1,2-3,5%), MgO (#0,62-0,65%), CaO (11,2-13,3%), P_2O_5 (1,8-2,3%), низкой глиноземистостью ($al' = 0,59-0,84$) и преобладанием Na_2O в сумме щелочей.

Габбро керсугитовые и керсугит- Ti-клинопироксеновые. Распространенная разность ксенолитов, крупных округлых или полууглловатых. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая, с неравномерно-пятнистым распределением темноцветных минералов. Минеральный состав представлен керсугитом, основным плагиоклазом и Ti-клинопироксено; содержание клинопироксена в керсугитовых габбро – 4-5%, в керсугит- Ti-клинопироксеновых габбро – 15-20%. Керсугит представлен крупными призматическими выделениями с характерной буровато-коричневой, буровато-розовой окраской, с резким плеохроизмом. Они содержат многочисленные включения: идиоморфные призмы, столбики, иголки Ti-клинопироксена и апатита. Ti-клинопироксен двух генераций: ранняя – идиоморфные пойкилитовые включения в роговой обманке, и более поздняя – в виде скоплений мелкокристаллических кристаллов, окруженных нередко реакционной каймой из керсугита. Характерны сиреневатый, до серого, цвет и четкий плеохроизм. Плагиоклаз (An_{78-80}) – ксеноморфные и

мелкотаблитчатые слабо пелитизированные зерна, развит в промежутках между кристаллами керсугита и Ti-клинопироксена. Плагиоклаз заметно катализирован, иногда с переходом в роговиковый агрегат. Отмечаются крупные ксеномофные выделения магнетита, отороченные мелкокристаллическим кальцитом. По более высокому идиоморфизму темноцветных минералов относительно плагиоклаза и вариациям количественных содержаний минералов керсугитовые и керсугит- Ti-клинопироксеновые габбро представляют промежуточные разности между породами аккумулятивного генезиса — лейкократовыми аортозитами и меланократовыми амфиболитами.

По химическому составу керсугитовые и керсугит- Ti-клинопироксеновые габбро соответствуют полю базанитов на диаграмме TAS. Это Ne-Ol- нормативные недосыщенные породы с низкой глиноземистостью ($al' = 0,78-0,84$), высоким содержанием TiO_2 (1,26-3,51%), умеренной магнезиальностью (#0,57-0,60), преобладанием Na_2O над K_2O .

Габбро. Оливин-клинопироксен-плагиоклавовые. Встречаются сравнительно редко. Структура призматически-зернистая, местами офитовая, реже габбровая. Порода сложена оливином (7-9% поверхности шлифа), клинопироксеном (35-40%), плагиоклазом, редкими выделениями зеленовато-бурой роговой обманки (1-2%). Оливин сохранился в виде псевдоморф из пластинчатого иддингита, тонких чешуек бесцветной слюды и точечного агрегата магнетита. Клинопироксен образует слабо зеленоватые призматические кристаллы с пойкилитовыми включениями замещенного оливина. Плагиоклаз (Al_{60-62}) имеет длиннопризматический облик, слабо пелитизирован. Порода в разной степени катализирована до образования крупных порфиробластов клинопироксена и плагиоклаза, скрепленных цеолит-кальцитовым агрегатом.

Химический состав оливин-клинопироксен-плагиоклавовых габбро отвечает на диаграмме TAS насыщенным, оливин-нормативным базальтам умеренной глиноземистости ($al' = 1,0-1,1$), высокой магнезиальности (#0,68-0,72) и низкой титанистости ($TiO_2 = 0,35\%$).

Габбро и габбро-диориты плагиоклаз-клинопироксеновые. Наиболее распространенные ксенолиты окружной или угловатой формы (от 2,3 до 5-6 см

в поперечнике). Характеризуются крупнозернистым сложением, призматически-зернистой, офитовой, реже габбровой структурой.

Плагиоклаз (An_{50-64}) крупный (1,2-1,4мм), таблитчатый, в разной степени пелитизированный. Клинопироксен призматический, реже ксеноморфный бледно-зеленоватый с тонкой пинакоидальной спайностью, иногда с диаллаговой отдельностью. Многочисленны ксеноморфные выделения магнетита. Из вторичных минералов отмечен бледноокрашенный чешуйчатый хлорит, мелкоагрегатный кальцит и лучистые цеолиты.

Химический состав пород на диаграмме TAS соответствует полю базальтов. Это насыщенные, кварц-гиперстен-нормативные составы с высокой глиноземистостью ($al' = 1,5-1,6$), пониженным содержанием MgO (#0,27-0,52) и TiO_2 (0,1-0,6%).

Сиениты. Редкие мелкие (1-2 см в поперечнике) обломки розовато-серого цвета. Лейкократовые крупнокристаллические с пан-гипидиоморфозернистой, реже порфировидной структурой. Резко преобладает калиевый полевой шпат (85-90%), плагиоклаз составляет 8-11%, кварц- 2-4%, единичные зерна принадлежат эгирин-авгиту. В значительных количествах отмечен апатит. В порфировидных разностях порфировые выделения образованы ранними крупными (1,8-2,2мм) кристаллами плагиоклаза на фоне среднезернистого калишпатового агрегата. Калишпат призматический, таблитчатый или в виде изометричных выделений, интенсивно пелитизированный, особенно во внутренних зонах. Двойники редки, слабо выражено микропертитовое строение. Плагиоклаз – зонального строения. Внутренние зоны интенсивно пелитизированы, линии спайности пронизаны точечным опаковым агрегатом; краевые каймы обрастаются калишпатом. Кварц слагает ксеноморфные интерстициальные выделения или червеобразные вростки в зернах калишпата с появлением микропегматитовой структуры. Эгирин-авгит короткопризматического облика, зеленой окраски, с резким плеохроизмом и хорошо выраженной призматической спайностью. Многочислены игольчатые и тонкопризматические вростки апатита в полевых шпатах и эгирин-авгите.

Из новообразований широко развиты прожилки и интерстициальные обособления анальцима. По межзерновым промежуткам породу пронизывает

зеленоватое хлоритизированное стекло глобулярного сложения, образуя линейные участки или изометричные округлые обособления.

По химизму породы на диаграмме TAS соответствуют полю тефрофонолитов и характеризуются недосыщенным нефелин-нормативным составом, пересыщенностью глиноземом ($al^2=3,6$), резким калиевым уклоном ($K_2O/Na_2O=2,87$), низкой титанистостью ($Ti_2O - 0,28\%$) и кальциевостью ($CaO - 4,65\%$), повышенной ролью магнезии в составе темноцветных компонентов (#0,65).

По особенностям химического состава сиениты могут рассматриваться как промежуточные между фонотефритами и трахитами дифференциаты, генетически связанные с аккумуляцией кристаллов калиевого полевого шпата.

Таблица 9
Представительные химические составы вулканических пород, ксенолитов в туфах диатремы “Ерх”

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	45,41	46,24	35,62	36,46	38,21	38,67	39,03	39,59	40,70	42,24	43,10	47,64	48,55	50,85	51,07	51,74
TiO_2	1,54	1,61	2,55	2,66	5,24	2,55	2,10	1,61	2,18	2,30	1,84	1,91	0,39	0,58	1,50	1,46
Al_2O_3	21,27	22,91	12,02	14,49	9,81	13,32	11,71	13,78	13,46	14,21	14,14	11,88	15,36	20,58	19,69	21,11
Fe_2O_3	5,09	4,09	10,88	7,11	6,48	6,14	-	7,19	7,46	6,55	7,60	5,28	2,88	2,95	4,35	2,04
FeO	2,29	2,29	1,72	3,40	3,40	4,23	9,40	2,63	6,32	3,23	2,24	4,88	2,51	1,98	1,14	2,55
MnO	0,11	0,10	0,23	0,28	0,37	0,16	0,14	0,20	0,34	0,16	-	0,20	0,10	-	0,15	0,21
MgO	2,80	2,00	9,17	8,00	11,07	9,98	7,47	8,40	6,21	8,33	3,30	5,30	2,88	2,70	1,54	1,33
CaO	4,41	3,92	7,50	7,66	11,83	6,28	12,60	7,70	10,77	6,79	11,76	11,78	11,98	5,86	3,85	4,28
Na_2O	1,50	2,60	1,76	1,70	0,85	3,89	3,31	1,38	3,38	2,81	1,70	2,30	3,50	4,50	4,80	4,20
K_2O	2,80	2,70	2,72	3,10	1,10	1,58	1,78	2,56	0,56	2,06	5,20	2,30	6,20	3,20	5,20	5,50
P_2O_5	0,70	0,75	0,73	0,41	0,80	0,35	0,50	0,27	0,32	0,36	0,97	0,56	0,35	0,44	0,46	0,45
CO_2	-	-	5,50	7,04	6,82	2,00	-	3,75	3,25	0,90	4,18	5,00	4,51	4,40	1,76	1,40
H_2O	7,89	6,63	3,00	3,28	3,38	4,54	-	3,59	1,25	2,35	-	0,84	-	-	1,30	1,11
п.п.п.	4,76	4,82	5,79	4,99	0,03	6,68	11,77	6,56	4,32	7,09	2,19	0,15	0,99	1,95	3,41	2,96
Сумма	100,57	100,66	99,19	100,58	99,39	100,37	99,81	99,21	100,52	99,38	98,22	100,02	100,2	99,99	100,22	100,34
Продолжение																
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO_2	52,06	52,25	39,57	41,31	41,31	41,91	42,42	40,34	42,41	43,84	45,51	46,43	47,15	42,87	43,11	43,40
TiO_2	0,62	1,12	3,48	1,61	2,70	1,84	1,91	2,64	0,17	1,98	1,49	2,06	3,02	1,80	2,08	1,33
Al_2O_3	20,48	19,70	14,92	15,89	15,48	16,27	15,03	11,98	15,70	17,42	19,10	16,56	15,56	17,84	17,16	15,31
Fe_2O_3	3,46	2,76	6,88	3,21	7,13	6,73	6,10	10,69	8,07	4,90	6,26	5,63	9,99	9,77	4,50	4,98
FeO	1,72	2,58	5,68	6,08	3,78	3,12	3,33	3,73	3,93	3,92	2,87	3,74	3,50	1,14	5,63	6,89
MnO	0,09	0,11	0,22	0,10	0,19	0,14	0,28	0,25	-	0,12	0,31	0,26	0,18	0,36	0,19	0,26
MgO	1,70	2,22	10,72	8,21	6,53	7,74	9,72	11,04	5,90	7,95	4,19	7,18	4,29	4,52	5,26	5,22
CaO	3,64	4,69	10,57	13,02	11,93	9,04	9,45	9,88	11,50	8,12	10,79	5,37	8,81	9,80	9,38	11,20
Na_2O	5,40	4,20	1,00	1,40	1,47	2,26	4,81	1,20	1,80	2,90	2,30	4,06	3,64	3,70	4,88	4,20
K_2O	5,30	4,50	2,00	2,10	3,83	2,56	2,10	2,00	1,40	2,90	2,00	2,25	1,09	0,85	0,78	1,10
P_2O_5	0,41	0,57	0,32	0,38	1,00	0,45	0,85	0,57	0,09	0,92	0,46	0,51	0,90	0,57	1,18	0,57
CO_2	-	2,77	2,55	6,60	-	0,60	0,73	-	6,10	-	2,86	-	-	2,15	2,00	-
H_2O	1,20	0,79	2,24	-	-	3,20	1,60	2,56	0,30	0,94	1,14	1,58	0,85	1,50	-	1,05
п.п.п.	4,50	2,28	0,15	0,63	4,04	3,80	1,46	3,61	3,40	3,14	1,34	4,28	1,00	3,71	3,91	4,62
Сумма	100,58	100,54	100,30	100,54	99,39	99,66	99,79	100,49	100,77	99,05	100,62	99,91	99,98	100,58	100,06	100,13

Продолжение табл.9

	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
SiO ₂	43,45	42,47	42,70	35,90	41,22	46,57	46,60	47,88	50,84	52,03	54,11	56,02	11,17	5,06
TiO ₂	2,09	0,18	1,21	3,51	1,26	0,34	0,35	0,58	0,07	0,30	1,70	0,28	0,29	0,00
Al ₂ O ₃	16,03	26,09	14,88	18,10	17,85	17,53	17,39	21,79	17,86	18,12	15,55	18,60	5,45	2,91
Fe ₂ O ₃	4,94	4,00	2,16	10,66	7,70	2,36	2,53	5,30	6,48	3,95	8,82	1,72	7,68	0,26
FeO	6,03	1,43	11,49	3,44	6,32	5,44	5,76	3,95	4,67	1,43	1,68	1,28	0,57	4,80
MnO	0,40	0,05	0,25	0,12	0,11	-	0,12	-	0,15	-	0,20	0,12	0,05	0,00
MgO	4,69	2,78	11,67	7,35	7,32	9,38	8,33	4,80	1,40	5,80	0,50	2,13	3,14	15,03
CaO	10,29	16,24	11,20	12,86	14,70	12,24	11,31	7,26	10,26	13,39	11,06	4,65	39,35	30,01
Na ₂ O	4,15	2,60	2,40	2,00	1,70	2,40	2,80	2,60	2,50	1,90	3,00	3,00	0,25	0,14
K ₂ O	0,92	0,23	0,53	1,40	0,75	0,15	0,35	2,90	2,10	1,20	0,90	8,60	0,55	0,15
P ₂ O ₅	1,14	0,11	0,11	2,30	0,11	0,05	0,07	0,29	0,92	0,24	0,44	0,10	0,27	0,38
CO ₂	-	-	-	2,27	-	3,08	4,84	2,50	2,63	1,60	2,40	4,04	30,44	42,02
H ₂ O	0,67	0,47	0,27	0,42	0,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-
п.п.н.	4,95	4,03	1,30	-	1,30	0,74	0,07	0,10	0,41	0,10	0,15	0,09	1,52	0,21
Сумма	99,75	100,68	100,17	100,33	100,79	100,28	100,52	99,95	100,29	100,06	100,51	100,63	100,73	100,98

Примечание к таблице 9

Вулканические туфы:

I этап эксплозии: 1 – обр. 2-7, туф щелочных базальтов, I этап эксплозии; 2 – обр. 2-5, то же.

II этап эксплозии: 3 – обр. БЕ-74, витрокластический туф псамитовой размерности, ЮВ фланг диатремы; 4 – обр. БЕ-138, витрокластический туф псамитовой размерности, южный участок диатремы; 5 – обр. К-1/4, то же.

III этап эксплозии: 6 – обр. 1823, витрокластический туф алевро- псамитовой размерности, С3 участок диатремы; 7 – обр. 1172, литокластический туф оливиновых базанитов, скважина 14, глубина 25м, С3 участок диатремы; 8 – обр. БЕ-124, витрокластический туф псамитовой размерности, С3 участок диатремы; 9 – обр. БЕ-122, литокластический туф псамитовой размерности, С3 участок диатремы; 10 – обр. БЕ-128, витрокластический туф алевро- псамитовой размерности, С3 фланг диатремы; 11 – обр. 99-124, оливиновый базанит из обломка в туфах, там же; 12 – обр. 99-122, оливиновый базалт из обломка в туфах, там же.

Даечный комплекс I этапа эксплозии: 13 – обр. 99-110, керсунит-двуполевошпатовый фонотефрит из обломков в брекчиях, СВ участок диатремы; 14 – обр. 99-120, то же; 15 – обр. БЕ-143-2, керсунитовый фонотефрит из пластовой залежи, СВ участок диатремы; 16 – обр. БЕ-143, то же; 17 – обр. БЕ-143-1, то же; 18 – обр. Б-22, то же, северный фланг диатремы.

Даечный комплекс II и III этапов эксплозии: 19 – обр. БЕ-136, оливин - Ti клинопироксеновый камптонит из дайки, северный фланг диатремы; 20 – обр. 34-Е, то же из маломощной дайки на восточном фланге диатремы; 21 – обр. 90-470, то же, СВ фланг диатремы; 22 – обр. 90-508, то же, западный фланг диатремы; 23 – обр. БЕ-132, то же;

24 – обр. 86-846, оливин - Ti клинопироксеновый камптомончикит из дайки, южный фланг диатремы; 25 – обр. EL-2, оливин - Ti клинопироксен-керсунитовый камптомончикит из штока, ЮВ участок диатремы; 26 – обр. 90-14, керсунит - Ti клинопироксеновый камптомончикит из экструзии, СВ участок диатремы; 27 – обр. Б-17, то же.

28 – обр. БЕ-94, керсунит - Ti клинопироксеновый трахибазальт, западный фланг диатремы; 29 – обр. 90-501, оливин - Ti клинопироксен-плагиоклазовый трахибазальт, северный сегмент диатремы.

30 – обр. Д-2, керсунит - Ti клинопироксеновый мончикит из полукольцевой дайки, северный участок диатремы; 31 – обр. 90-499, то же; 32 – обр. Б-20, то же; 33 – обр. БЕ-76, то же, ЮЗ ветвь полукольцевой дайки.

Ксенолиты и включения в туфах С3 и северного участков диатремы: 34 – обр. БЕ-50, анортозит из крупного окатанного обломка; 35 – обр. Б-14, керсунитовый амфиболит, включение размером 3x4 см; 36 – обр. БЕ-51, керсунит - Ti клинопироксеновый амфиболит; 37 – обр. Б-30а, керсунит - Ti клинопироксеновое габбро, округлое включение в туфах; 38 – обр. 27-Е, оливин - Ti – клинопироксеновое габбро, округлое включение; 39 – обр. 25-Е, оливин - Ti клинопироксеновое габбро из угловатого обломка в брекчиях; 40 – обр. 99-118, плагиоклаз-клинопироксеновое габбро из крупного угловатого обломка; 41 – обр. 99-107, то же; 42 – обр. 99-119, то же; 43 – обр. 99-105, плагиоклаз -клинопироксеновый габбро-диорит из угловатого обломка в туфах; 44 – обр. 17-Е, сиенит из угловатого обломка (2x3 см) в туфах.

45 – обр. 88-128, кальцитовый карбонатит (севит) из ксенолита в туфах, южный сегмент диатремы; 46 – обр. 96-61-2, доломитовый карбонатит из штока, южный сегмент диатремы.

Трахиты. Содержат невысокое количество порфировых выделений плагиоклаза и калишпата (6-7%); в них преобладают афировые микроструктуры. Основная масса трахитовая, трахитово-сферолитовая, центрическая, сложена радиальными сростками тонких игольчатых и призматических выделений калишпата. Промежутки между ними содержат раскристаллизованный слабодвупреломляющий полевошпатовый агрегат.

Афировые разности имеют бостонитовую основную массу, состоящую из призматических, лейстовидных выделений калишпата, реже плагиоклаза, между которыми расположены редкие короткие столбки и мелкие призмы густоокрашенного эгирина с характерным плеохроизмом. Вокруг зерен эгирина, замещая их, разрастаются тонкочешуйчатые, сферолитовые агрегаты ярко-бурой гилрослюды, слагающие промежуточную массу.

По химическому составу трахиты – лейкократовые, пересыщенные глиноземом ($al' = 1,6-2,3$) и щелочами ($Na_2O + K_2O = 10-11\%$) породы калинатриевого уклона ($K_2O/Na_2O = 0,8-1,4$) с невысоким содержанием нормативного кварца (до 10%). По соотношению Al_2O_3 и ΣFeO относятся на классификационном графике Макдональда (1974) к комендитовому типу.

Карбонатиты кальцитовые (севиты). Встречаются в южном секторе диатремы “Ерах”. Это табачно-желтые обломки (до 3-5 см). На ю-в диатремы в эндоконтакте выступает крупная (10x8x20 м) краевая брекчия. Состоит из овальных до 25 см крепких автолитов (до 20% от общей массы), размещенных в рыхлой массе более железистой пузыристо-опаловой и карбонатной. Автолиты часто имеют концентрически-зональное строение. Количество слоев насчитывается от 2 до 5, при этом в среднем светло-зеленом “силикатном” слое (1-3 см) преобладают серпентин, моноклинный пироксен, хромшпинелиды. Внешний слой и матрикс “силикатного” слоя представлены табачно-желтым кальцитом аллотриоморфнозернистым, средне – крупнозернистым, чаще с прожилками вторичного карбоната и гидроокислов железа. Ядро крупных автолитов состоит из пластинчатого серпентина по оливину, и подчиненного количества клинопироксена и никотита.

Таблица 10

Химический состав автолитов кальцитовых карбонатитов из диатремы “Ерах”

N	NN	Компоненты													Сумма	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	H ₂ O	n.p.n.	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	
1	EL-1	30,40	не обн.	1,83	10,98	0,56	0,06	27,00	6,21	0,09	1,60	1,23	20,24	0,30	0,05	100,55
2	EL-1(k)	7,62	0,09	2,72	6,78	0,56	0,06	44,24	2,12	0,09	0,60	2,25	32,91	0,20	0,35	100,59
3	EL-k	50,17	не обн.	2,91	8,50	0,28	0,06	16,17	7,08	0,11	1,05	1,39	12,40	0,35	0,05	100,52

EL-1 – “силикатный” слой, EL-1(k) – карбонатный слой, EL-k – ядро автолита.

Таблица 11

Химический состав минералов автолитов кальцитовых карбонатитов (севитов) диатремы “Ерах”

Минералы Окислы	Диопсид	Диопсид	Cr-диопсид	Пикотит	Пикотит	Пикотит	Тальк	Амфибол	Фуксит	Мусковит	Ti-биотит	Cr-биотит	Гидробиотит	
SiO ₂	53,30	52,45	48,93	1,35	-	0,72	54,44	48,82	58,92	52,54	38,46	56,92	58,46	
TiO ₂	0,08	0,08	-	0,40	0,10	0,08	0,09	0,43	0,58	0,36	5,72	0,52	-	
Al ₂ O ₃	3,94	3,73	3,57	33,49	44,05	49,73	3,37	18,51	12,86	31,68	18,92	12,14	11,89	
FeO	2,53	2,76	4,02	16,54	12,60	10,01	5,97	11,63	7,42	1,78	10,15	6,62	13,19	
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
MgO	19,2	16,43	13,96	15,26	20,01	20,56	34,37	11,08	6,72	2,57	17,15	12,14	6,78	
CaO	20,31	23,63	28,12	0,53	0,12	0,08	0,82	3,20	1,58	0,06	0,29	1,56	-	
Na ₂ O	-	-	0,01	0,27	0,90	-	-	0,62	0,24	0,36	1,33	0,58	-	
K ₂ O	-	-	-	0,92	-	-	-	0,45	4,79	10,63	7,92	5,56	8,13	
Cr ₂ O ₃	0,73	0,92	1,39	31,24	22,22	18,82	0,94	5,26	6,89	0,02	0,06	3,96	1,55	
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
CoO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание: анализ микрозондом “Comebach” лаборатории Музея истории природы, Вена.

Минеральный состав ядра автолита представлен в тяжелой фракции нерастворимого (в 10% HCl) остатка (25-35%), диопсидом, реже Cr-диопсидом и пикотитом (15-30%). Имеются автолиты, сложенные преимущественно кальцитом без признаков зонального строения. Содержание в них хромшпинелидов (в тяжелой фракции) достигает 60%. Магнетит составляет 1%, гидроокислы железа – 10-40%. Выход тяжелой фракции разных слоев колеблется значительно, от 3,5 до 32%. Помимо отмеченных минералов в резко подчиненном количестве выявлены роговая обманка – обыкновенная, базальтическая и слюды (биотиты и др.). Составы клинопироксенов размещаются в поле более магнезиальных диопсидов. Содержание в Cr-диопсиде Cr_2O_3 достигает 1,39 вес %. Странциевый изотопный состав Cr-диопсида $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70403\pm0,00018$ имеет мантийную характеристику. Хромшпинелиды представлены пикотитом, сравнительно с пикотитами во вмещающих ксенолитах туфах они имеют повышенное содержание MgO и Al_2O_3 , равное или несколько меньшее – Cr_2O_3 . Среди других минералов севитов определяются: реликты магнезиального оливина, серпентин, титанистый и хромистый биотит, фуксит. Легкая фракция нерастворимого остатка автолитов состоит из серпентина – 18-90% и вулканического стекла – 7-40%. В некоторых автолитах в составе ядра обнаруживается кварц (до 83-85%).

Особо отметим выявление в клинопироксене реликта амфибола жедритового состава – признак магматического замещения ультраосновной породы.

Радиологический (K/Ar) возраст прожилков tremolita в автолитах севитов определен в 147 млн лет. Возраст севитов определяется и тем, что над ними залегает линза органогенно-обломочных известняков, сходных с осадками малых и нулевых скоростей накопления глубоководных бассейнов. В ней обнаружены многочисленные остатки аммонитов позднего келловея до берриаса включительно (Кванталиани, 2000, Сатиан и др., 1989). Следовательно, возраст севитов древнее, чем конец средней юры, и скорее относится к началу среднеюрского времени.

2.1.2.2. Ксенолиты диатрем группы “Хосров”

Ксенолиты диатрем группы “Хосров” разнообразнее и среди них немало ксенолитов – в туфах диатремы “Верхняя” и “Средняя” – крупных до 2-3м обломков карбонатизированных гипербазитов с асBESTовыми прожилками. Крупный ксенолит гарцбургита отмечен в одном из выходов туфов диатремы “Средняя”. Составы ультрабазитов и средних магматических ксенолитов приведены в таблице 12. Наиболее распространены мелкие, до 2-4см ксенолиты миндалекаменных Crh-Pl базальтов щелочной и субщелочной серий. Имеются единичные ксенолиты трахитов. Пикробазальты, базаниты, вариолиты преобладают среди ксенолитов в туфах диатремы “Восточная”. Они выявлены в кернах двух мелких (до 15м) поисковых скважин. Очень редки в туфах ксенолиты габбро. Обычны мелкие, до 0,5-1,5см ксенолиты кальцио-карбонагитов с хромдиопсидом.

Ксенолиты осадочных пород представлены крупными блоками (до 2-3м) розоватых известняков триасового облика (диатрема “Верхняя”) желтовато-серых среднезернистых известняков. Ксенолиты радиоляритов и сланцев не были встречены. Сравнительно с диатремой “Ерах” общего количества ксенолитов здесь меньше.

Таблица 12

Химический состав ксенолитов магматических пород в туфах диатрем “Верхняя” и “Средняя”

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
	96-63	96-64	98-6 _a	98-22	98-6	98-7	98-33	98-35
SiO ₂	33,40	62,34	17,65	47,47	14,13	48,52	40,75	43,47
TiO ₂	0,001	0,60	0,24	0,15	0,09	0,15	0,09	0,76
Al ₂ O ₃	2,92	13,44	0,51	26,06	0,38	16,95	7,29	19,16
Fe ₂ O ₃	5,33	3,31	8,69	2,81	8,49	5,76	5,24	4,86
FeO	0,29	2,58	1,40	0,84	1,40	2,80	2,59	5,45
MnO	не обн.	0,16	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	-	0,29
CaO	12,90	3,34	29,47	16,07	34,24	8,61	2,66	10,22
MgO	30,25	6,01	13,70	1,06	11,12	9,0	28,80	4,19
Влага	-	-	1,93	0,22	1,03	0,36	-	-
n.n.n.	0,76	0,92	2,83	0,22	2,98	2,68	7,92	1,50
Co ₂	14,08	0,66	23,23	3,34	26,40	1,58	4,62	7,70
P ₂ O ₅	0,09	0,16	0,06	0,34	0,115	0,06	0,09	0,13
Na ₂ O	0,05	4,10	0,08	1,20	0,10	1,30	0,08	2,10
K ₂ O	0,03	1,50	не обн.	0,18	не обн.	2,80	0,05	0,1
Сумма	100,10	99,12	99,79	99,96	100,48	100,57	100,18	99,93

Продолжение табл. 12

Окислы	9	10	11	12	13	14	15	16
	98-36	98-34	98-38 _a	99-53 _b	99-53 _b	99-36	96-60	96-67
SiO ₂	41,35	42,08	42,44	38,99	40,02	46,83	44,84	40,08
TiO ₂	0,45	0,82	0,56	0,74	0,62	1,60	1,02	0,4
Al ₂ O ₃	20,34	16,47	22,13	12,95	19,12	21,6	14,04	15,62
Fe ₂ O ₃	5,26	11,90	6,30	6,81	6,37	7,59	11,90	10,0
FeO	1,82	1,42	1,01	2,71	2,38	3,44	6,61	6,46
MnO	0,13	0,25	0,11	-	-	0,37	0,11	0,02
CaO	12,83	11,85	12,40	16,71	11,60	6,79	10,2	13,01
MgO	2,08	1,70	1,40	3,62	4,40	5,12	7,02	8,25
Влага	-	-	-	-	-	-	-	-
n.n.n.	0,57	0,11	0,11	2,61	1,64	-	-	0,37
Co ₂	10,44	8,30	8,86	9,02	7,48	3,88	2,42	3,54
P ₂ O ₅	0,12	0,19	0,08	0,93	1,02	0,23	0,13	0,12
Na ₂ O	3,40	4,30	3,80	2,10	2,90	2,20	1,90	2,20
K ₂ O	1,10	0,37	0,80	2,80	2,60	0,25	0,18	0,20
Сумма	99,89	99,76	100	99,99	100,15	99,9	100,37	100,27

1. Ультрамафит (гарцбургит). 2. Трахит. 3. Карбонатизированный ультрабазит. 4. Базальт. 5. Карбонатизированный ультрабазит. 6. Габбро. 7. Серпентинизированный ультрабазит. 8-16. Пикробазальт и базальт.

Таблица 13

Химический состав ксенолитов базальтов в туфах диатрем "Восточная"

Окислы	H-1	H-3	H-5	H-10	H-11	H-12	H-13
SiO ₂	49,63	45,45	44,70	44,92	45,07	49,22	46,93
TiO ₂	1,70	1,77	2,87	2,30	2,30	1,86	1,70
Al ₂ O ₃	17,16	17,06	17,97	16,82	15,78	16,19	15,83
Fe ₂ O ₃	5,15	5,82	6,30	5,69	6,11	6,98	7,09
FeO	5,45	2,87	2,58	3,16	2,87	4,88	3,16
MnO	0,07	0,14	0,20	0,14	0,18	0,08	0,18
CaO	3,92	3,36	7,84	4,48	5,04	3,99	5,53
MgO	6,80	9,20	7,20	9,20	9,60	7,34	7,20
Влага	1,29	3,25	3,00	2,90	3,29	1,14	2,66
n.n.n.	4,33	5,72	4,80	4,82	4,63	4,16	1,98
Co ₂	0,35	1,76	0,61	2,20	2,02	0,88	4,48
P ₂ O ₅	0,04	0,13	0,18	0,11	0,09	0,04	0,06
Na ₂ O	3,40	3,20	1,60	3,00	2,30	3,30	3,10
K ₂ O	0,48	0,95	0,56	0,95	1,10	0,50	0,83
Сумма	99,77	100,68	100,41	100,69	100,38	100,56	100,73

2.1.3. Дайки, штоки и силлы

2.1.3.1. Диатрема “Ерах”

Мончикиты керсугит- Ti-клинопироксеновые. Структура породы порфировая, серийно-порфировая. Порфировые выделения (~ 7-12%): керсугит, титанистый клинопироксен, апатит; основная масса гиалокристаллическая.

Фенокристаллы керсугита двух генераций: ранняя – крупные (0,3-0,5мм) призмы с обратной зональностью, выраженной более темноокрашенным буровато-коричневым ядром и светлой зеленовато-буровой краевой каемкой. Характерна интенсивная резорбированность внутренних зон, вплоть до полной коррозии и образования футлярообразных реликтов. В результате распада образуется тонкокристаллический клинопироксен-магнетитовый агрегат с палагонитом в промежутках. Коррозионная граница внутри этих кристаллов четкая, извилистая, за ней следует тонкая оторочка светлоокрашенного керсугита второго поколения. Новообразованный клинопироксен индивидуализирован, образует изометричные или резко удлиненные зерна с пойкилитовыми включениями мелких кубических кристалликов магнетита, распределенных или равномерно, или вдоль длинной оси включающего индивида, образуя линейную или решетчатую структуру распада, которая наследует спайность первичного керсугита. Вторая генерация фенокристаллов керсугита равновесна с расплавом и представлена свежими, розовато-бурыми выделениями длиннопризматического габитуса.

Порфировые выделения клинопироксена также двух генераций: ранняя представлена крупными призматическими кристаллами, с сотовым обликом внутренних зон. Они сильно резорбированы мелкими стекловатыми включениями. Отмечается четкая зональность по обратной схеме – центральные ядра имеют интенсивную окраску и плеохроируют от темно-фиолетового с зеленоватым оттенком по Ng до бледно-фиолетового, сиреневого по Nr. Краевые зоны слабо окрашены в зеленовато-серый цвет или бесцветны. Клинопироксен второго поколения представлен свежими зеленоватыми призматическими формами. Зональность фенокристаллов керсугита и клинопироксена наиболее резко проявлена в закалочных зонах даек.

Апатит – идиоморфный, реже оваловидный, относится к субфенокристаллам (0,3-0,7мм в длину). Апатит образует также изометричные или тонкопризматические включения во вкрашенниках керсугита и

клинопироксена. Нередки мелкие восьми-шестиугольные формы, псевдоморфозы водяно-прозрачного анальцима по первичному фельдшпатоиду. Они четко оконтурены игольчатыми кристалликами клинопироксена и керситита основной массы.

Гиалокристаллическая основная масса породы сложена мелкими лейстами и игольчатыми кристаллами клинопироксена и керситита, скрепленных изотропным бесцветным или слабо буроватым вулканическим стеклом, переполненным тончайшими кристаллитами. Количество соотношение кристаллической и стекловатой фаз в базисе примерно 5:3. При резком сокращении количества стекла структура переходит в интергранулярную. В закалочных зонах наблюдаются многочисленные сростки лейстов клинопироксена, образующих лучистые, звездчатые, решетчатые, параллельно-игольчатые агрегаты. Основная масса имеет нередко пятнистое сложение и содержит "оцелли" – обособления свежего прозрачного стекла с нечеткими контурами. В них стекло заметно преобладает над кристаллической фазой; последняя представлена игольчатыми и гребенчатыми скелетными кристаллами керситита и тончайшими кристаллами. В виде мелких пятен развит водянопрозрачный анальцим.

Миндалины (3-8%) обычно округлой шарообразной формы. Они зонального строения и последовательно сложены палагонитом, цеолитами и анальцимом, кальцитом. Палагонит мономинеральных выполнений миндалин колломорфной, фестончато-послойной структуры с тонким чередованием изотропных и сферолитовых полос. Анальцим в миндалинах образует прозрачные широкие зоны с аномальным двупреломлением и клиновидными двойниками. Радиально-лучистые агрегаты цеолитов слагают внутренние зоны миндалин, нередко развиваются также по вулканическому стеклу основной массы. Наиболее поздние крупные монокристаллы кальцита сочетаются с веерообразно гаснущими агрегатами и сферокристаллами.

По химическому составу керсит-клинопироксеновые мончикиты группируются компактно. Содержание SiO_2 варьирует в узких пределах – 42,0-43,5%, MgO – от 4,60 до 6%, сумма щелочей – от 5,3 до 6,5% при резком преобладании Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,16-0,26$, реже до 0,85). Отличительная особенность – резко повышенное содержание TiO_2 (1,8-2,8%) и P_2O_5 (0,6-1,2%). Это оливин-нефелин нормативные породы с умеренной глиноземистостью ($\text{al}'=0,9-1,2$), умеренно-высокой магнезиальностью ($=0,51-0,71$). На диаграмме TAS эти составы отвечают полю базанитов.

Камптониты оливин- *Ti*-**клинопироксеновые.** Структура породы серийно-порфировая. Фенокристаллы: оливин (10-12%), клинопироксен (35-40%), небольшое количество плагиоклаза (до 4%). Общее содержание вкрапленников превышает 50% поверхности шлифа, преобладая над базисом. Базис имеет мелко-среднекристаллическую, призматически зернистую структуру.

Фенокристаллы клинопироксена представлены идиоморфными призматическими выделениями двух поколений. Первая генерация отличается крупными размерами (0,5-0,9мм), резко выраженной обратной зональностью по типу мозаично-блоковой или “песочных часов”. Окраска внутренних однородных зон густо-сиреневая, краевых каемок — бледно-розоватая до бесцветной. Характерны включения мелких призм и иголок апатита, ориентированных вдоль границ отдельных зон. Вторая генерация клинопироксена образует более мелкие призмы бледно-сиреневатого или розоватого цвета. Они имеют однородное строение и постепенными переходами связаны с лейстами в основной массе. Реликты вкрапленников оливина сохранили идиоморфные очертания, полностью замещенные бледно-зеленоватым или буроватым иддингситом в виде гомоосевых, волокнисто-чешуйчатых псевдоморфоз. Субфенокристаллы основного плагиоклаза (A_{65-68}) удлиненно-призматического листовидного облика, со слабо выраженной зональностью.

Основная масса сложена призмами и лейстами плагиоклаза и бледноокрашенного клинопироксена. С нарастанием степени идиоморфизма плагиоклаза относительно клинопироксена структура переходит в микроофитовую. Отмечаются также переходы к интерсертальной или интергранулярной структурам. Наряду с плагиоклазом и клинопироксеном основную массу слагают тонкие призмы керсунита, игольчатый апатит и магнетит в изометрических мелких зернах. Отмечаются, кроме того, идиоморфные кристаллики разложенного оливина. В тонкокристаллических разностях сохраняются закалочные структуры: лейсты и микролиты плагиоклаза собраны в лучистые метельчатые сростки и часто расщеплены на концах, тонкие индивиды и скелетные кристаллы клинопироксена и амфиболя образуют крестообразные, лучистые и звездчатые сростки, магнетита —

гребенчатые и решетчатые агрегаты. Интерстициальные промежутки в основной массе заполнены цеолитами, анальцимом и волокнисто-чешуйчатым иддингситом. Тот же минеральный агрегат выполняет округлые или ветвящиеся миндалины, центральные зоны которых обычно сложены крупнокристаллическим кальцитом. Оцелли встречаются сравнительно редко. Они не имеют четких линий раздела от базиса и представлены буроватым, полупрозрачным вулканическим стеклом и скелетными кристалликами зеленоватого амфибала и магнетита. Внутри оцеллей в свою очередь наблюдаются мелкие миндалинки, заполненные кальцитом в форме веерообразно погасающих сферокристаллов.

Камптониты оливин- Ti -клинопироксен-керсугитовые. В породах содержание реликтов порфировых вкрапленников оливина достигает 15-16%, клинопироксен составляет до 25-30%, керсугит – 5%, структура серийно-порфировая, основная масса интерсертальная. По оливину развит зеленоватобурый хлорит-иддингситовый агрегат петельчатого строения. Титанистый клинопироксен короткопризматический, собранный нередко в гемеропорфировые сростки. Ранние выделения отличаются более крупными размерами (до 0,9-1,2мм) и прямой зональностью со сменой окраски от розовато-сиреневой в ядре до густой фиолетово-сиреневой по периферии. Границы зон подчеркиваются ориентированным расположением стекловатых включений и зернышек магнетита.

Субфенокристаллы позднего клинопироксена имеют лейстовидный облик, темно-сиреневую окраску, слабую зональность в краевых каемках. Фенокристаллы керсугита крупные, длиннопризматические, темно-бурого цвета, окаймленные опацитовой каймой. Зональность проявлена слабо; внутренние зоны кристаллов частично резорбированы.

Основная масса апоинтерсертальная, сложена лейстами плагиоклаза и клинопироксена и их сростками, тонкопризматическим керсугитом, мелкими пластинками и чешуйками биотита вокруг скоплений зерен магнетита. Вулканическое стекло замещается крипто-тонкочешуйчатым хлоритом, гидрослюдой, радиально-лучистыми агрегатами цеолитов, в них наблюдаются многочисленные тонкие кристаллики апатита. Миндалины сравнительно редки и полиминерального хлорит-цеолит-анальцим-кальцитового состава.

Фонотефриты керсунитовые. Порода имеет розовато-серой окраски, тацитовой текстуры за счет обособления осветленных округлых участков и жилок. Микроструктура порфировая. Фенокристаллы (8-10%): керсунит и апатит, реже отмечаются биотит и псевдоморфозы по фельдшпатоиду (лейциту?). Основная масса гиалопилитовой, гиалоофитовой, пилотакситовой или трахитоидной структуры.

Преобладающие порфировые вкрапленники керсунита двух генераций: первая — крупные призматические кристаллы с резко выраженной прямой зональностью и более интенсивно окрашенной краевой каймой, вторая — удлиненные тонкопризматические субфенокристаллы однородного строения, которые постепенными переходами связаны с лейстовидными и игольчатыми индивидами в основной массе. Плеохроизм от густого бурого по Ng до светлого, желтовато-бурого по Np; в субфенокристаллах и лейстах несколько усиливается розовый оттенок. Апатит вкрапленников короткопризматический, столбчатый, размером 0,4-0,6мм. Биотит сравнительно редок, пластинчатые выделения с тонкой опацитовой каймой. Псевдоморфозы по первичному фельдшпатоиду (лейциту?) кубического габитуса с четкими квадратными, восьмиугольными очертаниями, иногда несколько оплавленными. Они огибаются каемками параллельно ориентированных иголок керсунита и выполнены зонально расположенными агрегатами анальцима и цеолитов. Тонкая краевая кайма псевдоморфоз сложена водяно-прозрачным изотропным анальцимом, за ней следует широкая зона среднезернистого “гранулярного” анальцима со слабым двупреломлением и клиновидными двойниками. Эта зона сменяется радиально-лучистыми цеолитами, внутреннее же ядро, как правило, вновь сложено мелко-среднекристаллическим анальцимом с аномальным двупреломлением. Основная масса сложена буро-желтоватым вулканическим стеклом, переполненным тончайшими лейстами и микролитами плагиоклаза (An_{30-37}), калишпата, игольчатым керсунитом, апатитом и неопределенными кристаллитами. Микролиты и лейсты плагиоклаза собраны нередко в метельчатые, звездчатые или спиральные агрегаты. Наблюдается и параллельное ориентированное расположение кристаллических индивидов плагиоклаза, калишпата и керсунита с появлением пилотакситовой структуры.

С сокращением количества промежуточного стекла и возрастанием размеров лейстов и микролитов структура переходит в трахитоидную. В крупных лейстах плагиоклаза устанавливается зональность по обратной схеме: внутреннее ядро сложено калишпатом, внешние каймы — плагиоклазом. Стекло основной массы нередко замещается цеолитами с образованием лучистых, сноповидных или лапчатых агрегатов.

В буровато-желтой стекловатой массе неравномерно размещаются округлые и овальные лейкократовые обособления — оцелли и разрастания интерстициальных промежутков, придающие микроструктуре такситовый, пятнистый облик. Границы обособлений нечеткие, иногда обозначенные ориентированным расположением микролитов плагиоклаза и керсита. По минеральному составу обособления делятся на мономинеральные анальцимовые и сложные, анальцим-цеолитовые и анальцим-цеолит-гидрослюдистые. Как и в псевдоморфозах по фельдшпатоиду, в обособлениях эти агрегаты распределены зонально: краевая кайма водяно-прозрачного, изотропного анальцима сменяется зоной мелкокристаллического “гранулярного” анальцима с аномальным двупреломлением и далее — радиально-лучистыми сростками цеолитов и узкой каймой бледно-зеленоватой гидрослюды в виде цепочки сферолитов и крупных чешуек; в центре вновь отмечаются крупнозернистые агрегаты анальцима с низким двупреломлением и клиновидными двойниками.

Порода содержит многочисленные округлые миндалины, выполненные крупными сферокристаллами или зернистыми агрегатами кальцита. Близкие минеральные составы псевдоморфоз по первичному фельдшпатоиду и лейкократовых обособлений указывают на автометаморфические процессы в условиях высокой активности щелочей (Na_2O) и флюидной фазы и отложение после растворения первичных вкрапленников фельдшпатоида. На более поздней, гидротермальной стадии усиливается активность углекислоты, что приводит к отложению в миндалинах кальцита.

Химический состав фонотефритов на классификационной диаграмме TAS отвечает соответствующему полю с единичными отклонениями к границе полей трахиандезитов и тефрофонолитов. Содержание SiO_2 составляет в них 51-52%, сумма щелочей варьирует от 7,9 до 10,7%. Выражен калиевый уклон

($K_2O/Na_2O = 1-1,3$). Это лейкократовые, пересыщенные глиноземом ($a^{1'}=2,6-3,8$) породы с низкой магнезиальностью и кальциевостью, умеренной титанистостью и повышенным содержанием P_2O_5 .

2.1.3.2. Дайки диатрем группы "Хосров"

Постижение даек согласное линейной морфологии большинства диатрем. Кольцевые дайки, подобные диатреме "Ерах", не встречены, есть редкие дайки, похожие на "скобы". Северные, северо-восточные фланги диатрем ограничены более крупными дайками, чаще дайки развиты с одного фланга. По составу это оливиновые пикробазальты щелочные и субщелочные, реже базальты Сpx-Pl-порфировые, с интерсертальной, или частично вариолитовой структурой основной массы. В диатреме "Восточная" в обнажении они брекчиевые структуры, а на глубине, по данным бурения, аналогичного состава дайки массивные, цельные. Показательна их высокая глиноземистость, натриевая щелочность (табл.14). Камптониты обнаружены не были. На северном краю диатрем группы "Средняя" – вблизи мелких выходов в верховье левобережной прирусловой части долины р.Манкук несколько параллельных даек габбро-диабазового состава простираются на с-с-з согласно с разломами, контролирующими размещение диатрем. Дайки мощностью до 2-4 м радиологически (K/Ar) датируются поздней юрой. Вероятно, они были внедрены до формирования диатрем.

Таблица 14

Химический состав даек в диатреме "Восточная"

Оксиды	1	н ⁵ 2	н ⁵ 3	н ⁵ 4
	99-34	2000-ф/3	2000-ф/14,4	2000-ф/15
SiO_2	45,06	44,47	43,00	44,28
TiO_2	1,35	1,05	0,56	0,97
Al_2O_3	22,5	17,99	18,92	18,98
Fe_2O_3	6,97	9,02	6,82	8,22
FeO	4,0	1,89	4,02	4,08
MnO	0,37			
CaO	5,95	7,12	7,05	3,97

Продолжение табл. 14

Окислы	1	2	3	4
	99-34	2000-Ф/3	2000-Ф/14,4	2000-Ф/15
MgO	6,24	7,25	9,10	9,95
Влага	0,52	-	-	-
n.p.n.	-	1,62	0,02	0,05
Co ₂	4,67	6,28	6,94	6,08
P ₂ O ₅	0,23	0,09 3,00	0,09	0,19
Na ₂ O	2,40	3,00	3,50	3,00
K ₂ O	0,20	0,13	0,13	0,13
Сумма	100,46	99,91	100,15	99,9

1. Базальт. 2-4. Пикробазальты из скв. 1 и 2.

2.2. Минералогия

2.2.1. Минералогия туфов щелочных лампрофиров

В формировании туфов диатрем сложно сочетаются седиментационные, магматогенные, взрывные процессы, и совмещенные методы литологии при изучении магматических пород представляются нам более результативными. Так, пробы весом до 0,5 кг отбирались для рядового литологоминералогического анализа: разделения на гранулометрические фракции, а затем и по удельному весу на тяжелую и легкую фракции в бромоформе; минералы изучались под микроскопом в иммерсионных жидкостях.

Наряду с этим, отбирались контрольные валовые, крупные и средние пробы из обнажений и укрупненные – из керна поисковых скважин колонкового бурения. Разделение пород в воде завершалось в винтовом сепараторе с последующим обособлением фракции 0,5-0,1 мм и с обособлением магнитной, электромагнитной и неэлектромагнитной фракций. Анализы проводились в лаборатории литологии ИГН и в лаборатории при фирме “Сакарлит”. Химическое изучение минералов проводилось на микрозонде в Институте экспериментальной минералогии (Москва, Черноголовка) и в Музее истории природы, г. Вена (Австрия).

Породообразующими в туфах являются вулканические стекла и карбонатный цемент. Кристаллы в туфах составляют до 3-4%.

В составе туфов диатремы “Ерак” клинопироксены слагают подавляющую массу тяжелой фракции во всех секторах диатремы при том различии, что клинопироксенов больше в северном и восточном секторах и заметно меньше – в южном секторе. Это распределение коррелируется с суммарным выходом тяжелой фракции – наибольшим в северном секторе и наименьшим в южной. Соотношение титанистого клинопироксена к диопсиду явно понижено в южном секторе.

Ортопироксены единичны и в минералогии лампрофиров они относятся к ксенокристам (Rock, 1987). Амфиболы также распределены неравномерно. Обыкновенные и базальтические роговые обманки редки в тяжелой фракции и какие-либо закономерности в их распределении трудно выявить. Очевидно обогащение керсугитом туфов восточной части северной половины, вблизи наиболее ранних эксплозий щелочно-базальтово-фонотефритового состава, содержащих керсугит. Возможно, была и контаминация керсугитом тефры последующих взрывов. Интересны повышенное количество и частая встречаемость апатита в южном секторе, отсутствие – на востоке северного сектора. Магнетита, напротив, больше в туфах северного сектора и заметно меньше – в южном секторе. Хромшпинелиды показательны для туфов южного сектора. Рубин в туфах диатрем “Ерак” редок и чаще отмечен лейкосапфир. Очевидно пространственное сонахождение туфов ранних эксплозий вблизи центральных тел кальцитовых карбонатитов, ксенолиты которых они содержат (хромдиопсид, имеющий мантийные соотношения изотопов стронция). В этих же туфах больше карбонатного цемента, какая-то часть которого явно магматогенная, судя по высоким содержаниям РЭЗ в карбонате цемента. В туфах северного сектора и особенно на его востоке, где пробурены поисковые скважины, анальцим и цеолиты слагают значительную часть контактного и порового цемента туфов. Что касается состава легкой фракции, то наибольшее содержание вулканического стекла замечено в поздних продуктах эксплозий, где отмечены и ксенокристы плагиоклаза.

Таблица 15

Средние химические составы (в вес %) главных минералов в щелочных лампрофирах (Rock, 1987)

Окислы	Клино-пироксены	Амфиболы	Биотит-флогопит	Анальцим	Калишпат	Ильменит	Щелочной лампрофир (среднее)
SiO ₂	46,9±3,1	39,1+2,0	36,0+2,3	54,1+1,68	-	-	41,9+3,6
TiO ₂	2,8+1,4	5,1+1,4	5,5+2,2	0,02+0,01	-	-	3,6+1,1
Al ₂ O ₃	6,1+2,7	13,4+1,8	14,4+1,9	23,4+1,5	-	-	13,7+2,7
FeO	8,7+4,8	13,2+4,0	15,5+6,7	0,12+0,08	0,24(0,06-0,71)	-	5,3+2,8 Fe ₂ O ₃ 6,5+2,0 FeO
MgO	12,1+3,0	11,4+2,6	14,4+4,5	0,02	-	0,31; 1,86	7,2+3,0
CaO	21,8+4,2	11,8+1,3	0,01-2,43	0,67+0,69	-	-	10,6+2,4
MnO	0,16+0,09	0,22+0,15	0,23+0,1	-	-	0,59; 3,00	0,26+0,09
Na ₂ O	0,01-13,87	2,5+0,7	0,4+0,3	11,9+1,7	2,9(0,12-10,4)	-	3,2+1,3
K ₂ O	-	1,4+0,5	8,7+0,7	0,4+0,7	11,8(0,35-16,5)	-	2,3+1,1
100Mg/(Mg+F ²)	72,2+15,61	62,6+13,40	61,7+17,1	-	-	-	64,5+9,6
100Mg/(Mg+Fe)	71,5+15,6	60,6+12,6	61,7+17,1	-	-	-	60,9+9,2

При шлиховом обогащении крупных валовых проб в составе туфов определяются минералы группы корунда (лейкосапфир, редко слабо окрашенный рубин, сапфир), самородное золото и серебро, олово. Таков в общих чертах состав щелочно-лампрофировых туфов диатремы “Ерах”.

Переходя к минеральному составу туфов группы “Хосров”, отметим их общее сходство, но и ряд отличительных признаков: их более щелочно-ультраосновной состав (мончикитовый с переходом к ультрамафитовым лампрофирам). Выход тяжелых минералов во всех диатремах группы “Хосров” ниже, чем для диатремы “Ерах”. Среди клинопироксенов, как показывает химический анализ, преобладает титанистый фассаит. Амфиболы в общем редки, исключая туфы западных мелких диатрем группы “Средняя”. Керсугит определен не был. Единичные зерна апатита были встречены во всех диатремах, но в повышенном количестве – лишь в наиболее северной из группы “Средняя”, где выявлены и признаки фенитизации.

Наибольший интерес представляют высокие содержания рубина, сапфира и лейкосапфира в диатреме “Восточная”. Эта особенность минералогии выявляется при специализированном отборе проб из обнажений и кернов скважин. Обратим внимание на то, что лейкосапфир был встречен в образцах туфов многих диатрем группы “Хосров”, рубин, кроме “Восточной”, в повышенном количестве – лишь в диатреме “Верхняя”, но этот вывод все же остается недостаточно подтвержденным. Более подробно акцессорные минералы изучены в туфах диатремы “Восточная”.

Минеральный состав электромагнитной фракции: клинопироксены, редкие амфиболы, хромшпинель, окислы и гидроокислы железа, единичные зерна апатита, биотита и граната – ассоциация довольно обычная для минералогического состава туфов.

В неэлектромагнитной фракции были определены: барит (единичные зерна до 80-100 зерен), апатит (от единичных зерен до 40-50, с возрастанием числа с глубиной отбора), единичные зерна рутила, лейкоксена, повышенное количество рубина, сапфира и лейкосапфира (от нескольких до 80 зерен (знаков)). Кроме того, определены единичные зерна самородного золота, серебра, олова, меди, а также сфалерита и халькопирита.

Таблица 16

Минеральный состав туфов и даек диатрем щелочных лампрофиров и пегматитового дайка "Ерак" и группы "Хосров"

Породообразующие минералы и минералоиды	Второстепенные минералы	Аксессорные минералы
Вулканическое стекло, олигоклаз, анортоклаз, магнезиальный кальцит	Магнетит, гематит, гидроокислы железа, апатит Оlivин, замещенный Sp Клинопироксены: титанистый салит, титансалит, титанистый фассаит, диопсид, авгит, хромдиопсид, клиноэнstatит, омфацит Ортопироксены: гиперстен Амфиболы: роговая обманка об., базальтическая роговая обманка, керсугит, актинолит, тремолит, антофиллит. Серпентин Слюды: биотит, титанистый флогопит, биотит, фуксит*, барит+целестин, анальцим, цеолит(Na), хлорит, монтмориллонит, смектит	Хромшпинелиды и хромит Группа корунда (рубин, сапфир, лейкосапфир), анатаз, рутил, гранат, муассанит, мелилит, флюорит, эпидот, кварц, опал, хальцедон, нефелин*, лейцит* Самородные: золото, серебро, олово, медь Коэсит(?), графит

*) Минералы, диагностированные только в дайках.

2.2.1.1. Породообразующие и второстепенные минералы (и минералоиды)

Вулканические стекла туфов щелочных лампрофиров.

Составы вулканического стекла в гологиалиновых туфах щелочных лампрофиров – ключ к пониманию исходной магмы туфов. Очевидно быстрый подъем магмы предопределил весьма слабую кристаллизацию расплава. Форма обломков стекла, более или менее изометрична, со сглаженными углами вызвана абразией обломков при диспергировании расплава взрывом, формировании и впоследствии – при встрясках водонасыщенной тефры последующими взрывами и сейсмическими толчками. Размерность обломков вулканического стекла колеблется от алевритовой до крупнопсаммитовой, а в хосровских диатремах – даже до псаммо-гравийной. Отметим наибольшее разнообразие гранулометрии туфов диатрем группы “Хосров”. Вторая особенность туфов – цементация вулканического стекла магматогенным и лишь отчасти инфильтрационным карбонатом кальция и магнезиальным кальцитом, местами с реликтами глобулярной структуры и высокими содержаниями РЗЭ и других элементов, не свойственных осадочным карбонатам. Низкая кальциевость стекла – признак ликвационной природы щелочно-лампрофировых туфов при ликвации на макроуровне на силикатную и карбонатную магмы. Глобулярные обособления в стеклах размером от первых десятков микрон до нескольких сотен микрон – это очевидные признаки микроликвации в силикатном ликвате. На это же указывают различия состава матрицы стекла и размещенных в ней глобулей (табл.17).

В характеристике вулканического стекла обозначаются две задачи. Первая – оценить различия составов матрицы и глобулей, K, Fe, Mg и других элементов при микроликвации; вторая задача – в выяснении различия составов стекла (и глобулей) диатремы “Ерак” и группы диатрем “Хосров”. Кристаллы и ксенокристы в стекле составляют лишь до 4% от состава туфов, но их информативность высокая. Рассмотрены они отдельно. Составы стекол и глобулей, а также вмещающих их туфов отображены на диаграммах (рис.17-21 и табл.17).

Таблица 17

Химический состав вулканического стекла, глобулей в вулканическом стекле в туфах и дайках щелочных лампрофиров из диатрем группы “Хосров” и “Ерх”

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	61,24	57,95	34,81	55,00	42,27	59,01	53,11	48,00	58,30	49,45	46,36	38,38	51,57	51,4
TiO ₂	1,07	0,67	1,76	0,61	0,64	0,146	2,56	1,82	2,88	0,62	2,10	0,36	0,79	0,31
Al ₂ O ₃	22,60	16,60	13,23	16,7	15,65	17,09	18,84	17,66	17,02	17,19	16,85	14,60	19,54	19,1
FeO	4,24	10,49	3,43	10,02	9,39	9,11	9,32	10,67	7,62	10,44	9,44	10,72	8,91	9,73
MnO	0,22	0,13	0,072	0,22	0,40	0,022	0,229	0,05	0,05	0,060	0,32	0,199	0,00	0,13
MgO	3,91	6,44	6,2	9,6	11,36	7,10	11,83	15,80	6,89	20,44	14,68	19,40	10,56	16,10
CaO	1,66	1,02	22,94	0,92	16,85	0,91	1,02	2,32	1,76	1,13	7,53	15,99	1,51	0,82
Na ₂ O	4,23	0,57	3,55	0,75	3,27	0,34	0,00	1,12	0,00	0,00	0,59	0,00	1,18	0,2
K ₂ O	0,82	6,13	0,06	6,18	0,15	5,82	3,15	2,34	5,39	0,189	2,11	0,25	5,92	1,93
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,063	0,05	0,05	0,079	0,142	0,00	0,038	0,02	0,00
BaO	—	—	0,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	0,092	0,00	0,17	0,00	0,192	0,00	0,00	—	0,12
CoO	—	—	—	—	—	0,270	0,092	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	—	0,16
P ₂ O ₅	—	—	13,95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Продолжение табл. 17

Оксиды	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	50,82	54,25	45,13	56,80	56,36	54,60	57,5	56,74	53,07	54,99	53,82	54,50	42,43	63,9
TiO ₂	0,382	1,05	0,48	0,54	0,50	0,38	0,53	0,51	0,37	0,35	0,47	0,70	7,58	0,43
Al ₂ O ₃	17,59	16,74	17,76	16,15	16,25	16,66	15,68	16,95	15,98	16,29	16,64	16,92	14,54	18,8
FeO	11,25	10,94	12,9	10,81	11,10	11,03	9,98	11,33	9,93	9,99	10,50	10,99	6,55	2,00
MnO	0,127	0,14	0,64	0,15	—	0,20	0,29	—	—	0,11	—	0,21	12,57	0,00
MgO	15,42	8,33	14,86	7,8	8,86	7,51	9,52	6,83	13,41	9,56	9,77	7,68	2,48	0,00
CaO	1,08	1,00	5,74	0,7	1,09	0,82	0,90	0,8	1,63	0,83	0,90	0,81	10,07	1,59
Na ₂ O	0,25	0,63	2,42	0,68	0,21	1,44	—	0,17	1,17	1,03	1,25	0,94	1,23	5,75
K ₂ O	2,62	6,89	0,07	6,37	5,61	7,22	5,50	6,67	4,35	6,28	6,40	7,03	1,94	7,42
Cr ₂ O ₃	0,21	—	—	—	—	0,02	—	—	0,05	0,05	—	0,06	0,00	0,11
BaO	—	—	—	—	—	0,09	—	—	—	0,25	0,10	—	—	—
NiO	0,242	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,058	0,052
CoO	0,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,51	0,016
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09	—	—	—
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Продолжение табл.17

Окислы	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	57,30	54,87	61,95	61,04	58,22	52,90	48,59	52,12	49,11	33,72	40,80
TiO ₂	3,81	0,14	2,60	2,10	3,92	6,27	0,51	0,34	1,60	15,07	4,70
Al ₂ O ₃	18,40	20,12	18,30	18,74	20,90	17,24	19,08	16,16	22,40	7,35	14,30
FeO	5,71	13,30	1,33	2,92	1,84	8,08	14,25	11,23	9,60	12,75	15,30
MnO	0,30	0,07	0,00	0,00	0,12	0,00	0,13	0,13	0,19	0,12	0,00
MgO	2,43	4,88	0,00	0,04	0,21	2,27	9,99	13,45	2,61	15,15	23,40
CaO	3,21	1,85	4,94	3,90	6,02	5,33	1,72	0,80	7,50	15,40	1,50
Na ₂ O	5,53	0,00	8,28	5,24	7,23	4,02	1,47	1,00	5,25	0,35	0,00
K ₂ O	3,20	4,50	2,54	5,70	0,72	3,75	4,26	4,77	1,60	0,09	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,12	0,00	0,06	0,00	0,14	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	0,08	0,15	0,00	0,05	0,82	0,00	—	—	—	—	—
CoO	0,02	0,00	0,06	0,21	0,03	0,00	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

1-5 – стекло из туфов диатремы “Хосров”, обр. – 2132. 6-15 – стекло из туфов диатремы “Хосров”, обр. – К-87. 16-26 – глобулы в стекле из туфов диатремы “Хосров”, обр. – 2132. 27-34 – стекло из туфов диатремы “Ерак”, обр. – Б-10. 35-36 – глобулы в стекле из туфов диатремы “Ерак”, обр. – Б-104. 37-39 – стекло из даек диатремы “Ерак”, обр. – 152, 147, 139.

Анализы выполнены по микроанализаторе “Сотебах” (ИЭМ РАН) при ускоряющем напряжении 15 кВ, поле поглощенных электронов 26-30 μ A и размер фонда 1-2 мкм. Эталонами служили: на Na – альбит, K, Al, Si – ортоклаз, Mg – диопсид, Fe – оливин, Ti, Ca – сферен. Использован энергодисперсионный спектрометр. Разрешением 170 эВ на линии K и Mn. Точность локального микроанализа \pm 1-3 отн. % при содержании элементов более 3 абс. %, \pm 5-10 отн. % при содержании менее 1 абс. %.

По сумме двуокислов натрия и калия стекла диатремы “Ерах” обогащены, сравнительно с хосровскими, напротив, по отношению же K_2O/Na_2O , хосровские стекла более калиевые. И в ерахской, и в хосровских диатремах составы стекла в туфах отличаются от глобулей: в составе глобулей хосровских диатрем отчетливее выражена тенденция обогащения щелочами. Магнезиальность стекла туфов диатрем группы “Хосров” заметно выше, чем в туфах диатремы “Ерах”, и глобулы по отношению к матрице стекла обогащены железом.

Значительны различия в количестве в стеклах кремнезема: большой разнос его количества характерен для вулканических стекол диатремы “Ерах”. Глобулы относительно матрицы содержат больше двуокиси кремния. В первом приближении составы стекол диатрем группы “Хосров” более близки к мончикитам.

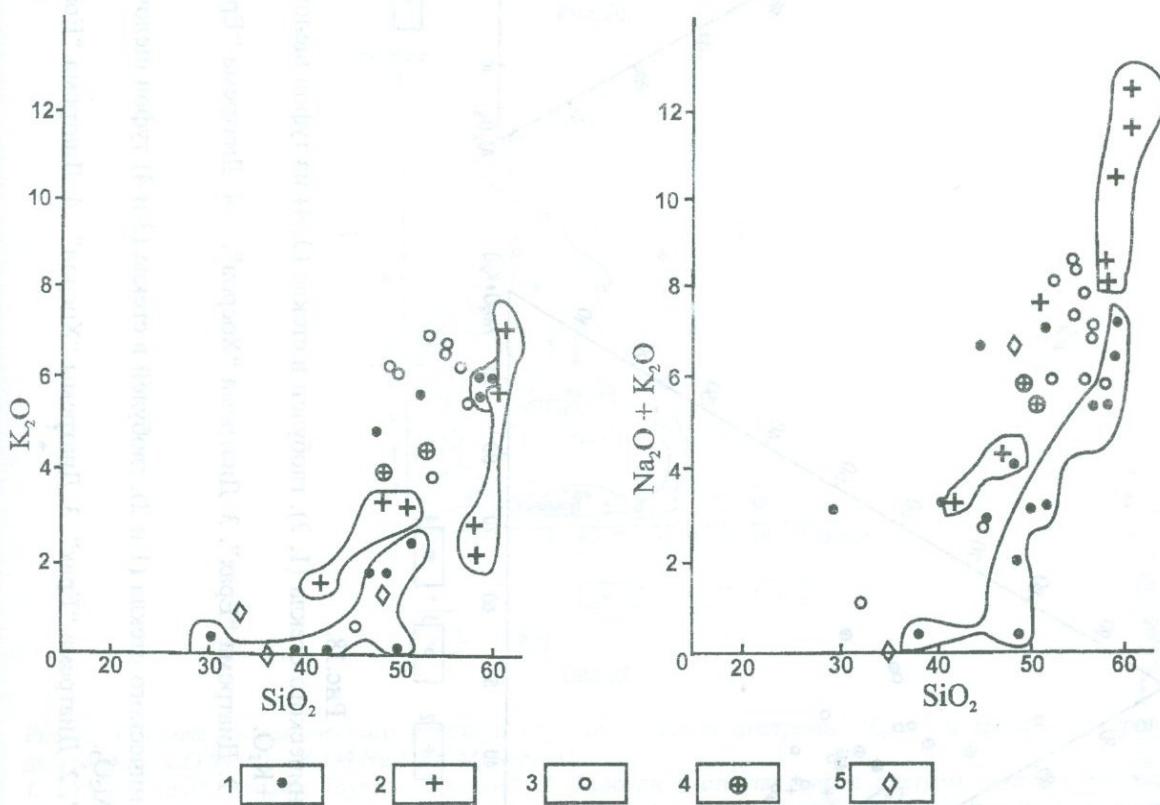


Рис.17. Дискриминационная диаграмма K_2O-SiO_2 , $K_2O+Na_2O-SiO_2$ для стекла.

1. Стекло из туфов диатрем группы “Хосров”. 2. Стекло из туфов диатремы “Ерах”. 3. Глобулы в стекле туфов диатрем группы “Хосров”. 4. Глобулы в стекле туфов диатремы “Ерах”. 5. Стекло из дайки диатремы “Ерах”.

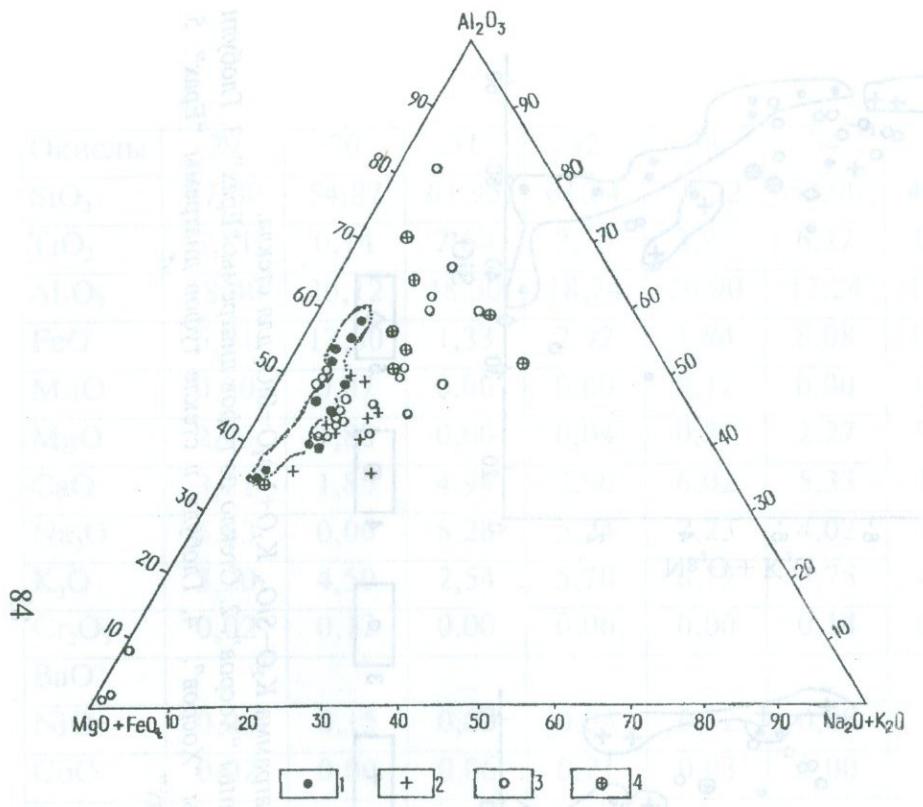


Рис.18.

Рис.18. Составы вулканического стекла (1, 2), глобулей в стекле (3, 4) из туфов щелочных лампрофиров на диаграмме $\text{MgO}+\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$.

1. Диатрема “Хосров”. 2. Диатрема “Ерах”. 3. Диатрема “Хосров”. 4. Диатрема “Ерах”. 5. Составы стекла даек (мончикита) из диатремы “Ерах”.

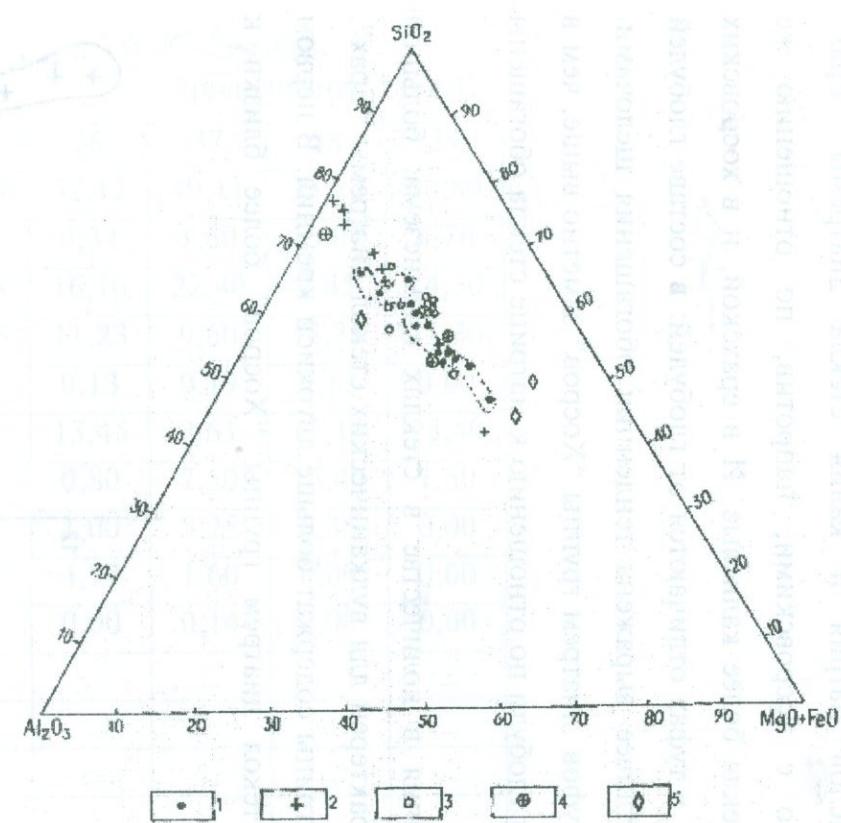


Рис.19.

Рис.19. Составы вулканического стекла (1 и 2), глобулей в стекле (3 и 4) туфов щелочных лампрофиров на диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{MgO}+\text{FeO})-\text{Al}_2\text{O}_3$.

1. Диатремы “Хосров”. 2. Диатрема “Ерах”. 3. Диатремы “Хосров”. 4. Диатрема “Ерах”. 5. Составы стекла даек мончикита диатремы “Ерах”.

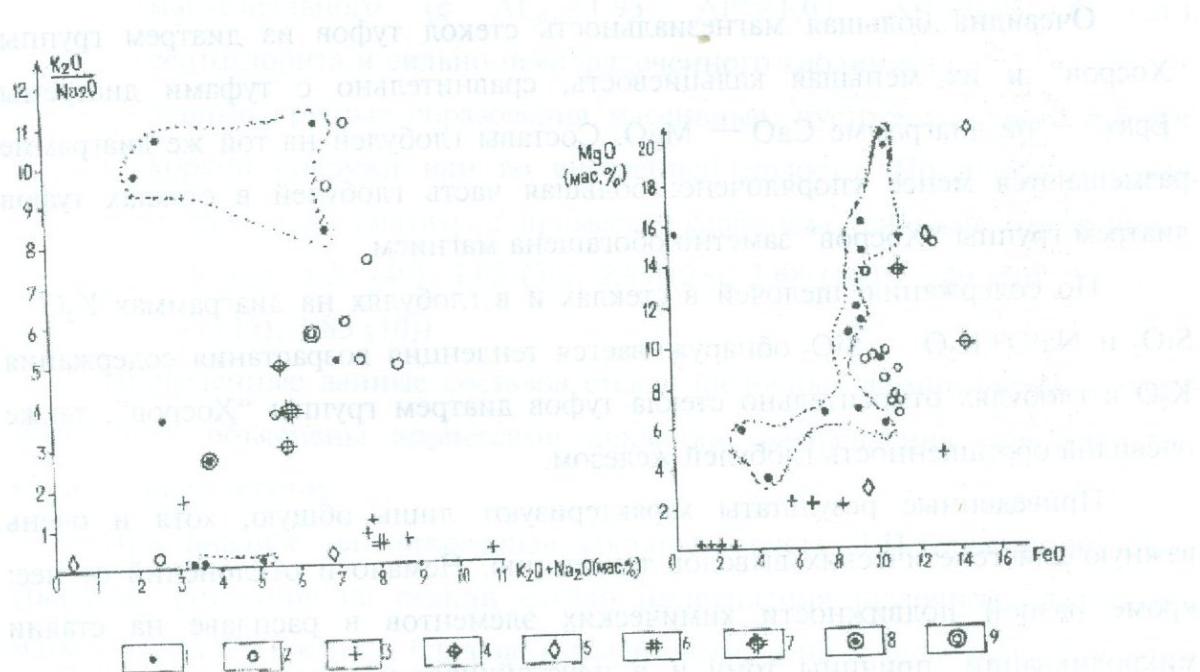


Рис.20.

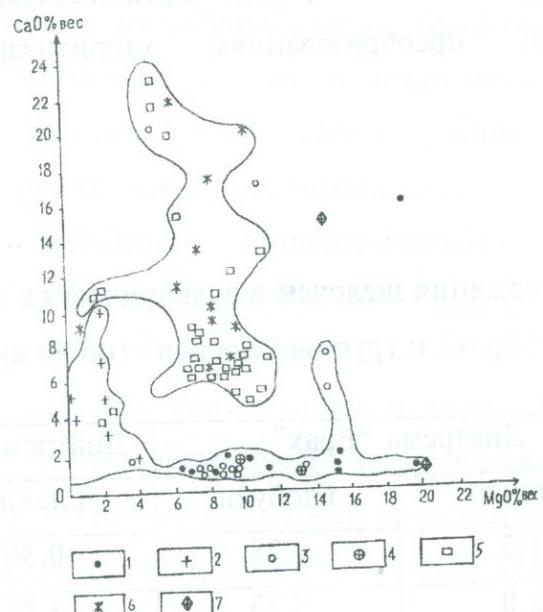


Рис.21.

Рис.20. Составы вулканического стекла и глобулей в туфах диатремы "Ерах" и группы "Хосров" на диаграммах K_2O/Na_2O –(K_2O+Na_2O) и $MgO \rightarrow FeO$. 1. Стекла туфов диатрем группы "Хосров". 2. Глобули в стеклах туфов диатрем группы "Хосров". 3. Стекла туфов диатремы "Ерах". 4. Глобули в стеклах туфов диатремы "Ерах". 5. Стекло из даек, диатрема Стекла туфов диатремы "Ерах". 6. Среднее для составов стекла туфов диатремы "Ерах". 7. Среднее для составов глобулей в "Ерах". 8. Среднее для состава стекла туфов диатрем группы "Хосров". 9. Среднее для составов глобулей в стеклах туфов диатрем группы "Хосров".

Среднее для составов глобулей в стеклах туфов диатрем группы "Хосров".

Рис.21. Составы стекла и глобулей туфов диатрем на диаграмме $CaO - MgO$. 1. Стекло туфов диатрем группы "Хосров". 2. Стекло туфов диатремы "Ерах". 3. Глобули в стекле. Диатрема "Ерах". 4. Туфы щелочных лампрофиров с цеолитовым цементом, диатрема "Ерах", скв. N5. 6. Туфы щелочных лампрофиров, диатрема "Восточная" из группы "Хосров", скв. N1-2. 7. Стекло даек мончикитов, диатрема "Ерах".

Очевидна большая магнезиальность стекол туфов из диатремы группы “Хосров” и их меньшая кальциевость, сравнительно с туфами диатремы “Ерах” – на диаграмме $\text{CaO} - \text{MgO}$. Составы глобулей на той же диаграмме размещаются менее упорядочено: большая часть глобулей в стеклах туфов диатремы группы “Хосров” заметно обогащена магнием.

По содержанию щелочей в стеклах и в глобулях на диаграммах K_2O SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ SiO_2 обнаруживается тенденция возрастания содержания K_2O в глобулях относительно стекла туфов диатремы группы “Хосров”, также очевидна обогащенность глобулей железом.

Приведенные результаты характеризуют лишь общую, хотя и очень важную для генетических выводов тенденцию. Немало и отклонений от нее: кроме разной подвижности химических элементов в расплаве на стадии микроликвации, причины тому и в неустойчивости условий смесимости в расплаве, в контаминации стеклами предшествующих эксплозий, в постседиментационных преобразованиях: хлоритизации, цеолитизации, карбонатизации.

Таблица 18

Средние содержания щелочей в вулканических стеклах и глобулях диатремы “Ерах” и группы “Хосров” (по 40 анализам)

Щелочи	Диатрема “Ерах”		Диатремы группы “Хосров”	
	Стекло	Глобули	Стекло	Глобули
$\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$	1,3	0,28	0,36	0,158
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	8,0	5,73	3,82	6,57

Минеральный состав глобулей в стекле изучался под микроскопом, микрозондовым анализом, рентгенографически и ИК-спектрометрией в лаборатории МГУ и ИГН. Среди них отмечены различия:

- зеленые округлые, часто с коркой почти белого мягкого вещества: на дифрактограмме – сильные отражения I/n (I) 14,25 (100), 7,00 (100), 4,75 (100), 3,04 (100), 2,85 (10) – минеральная смесь хлорита

магнезиального (с $Al_{общ}=1,93$, $Al^{IV}=1,03$, $Al^{VI}=0,93$ ф. ед.), септохлорита и сильно неупорядоченного каолинита; — черные круглые образования массивные, пустотелые, часто с белой коркой снаружи или во внутренней полости. По дифрактограмме отнесены к гематиту с примесью карбоната (сильные отражения — 3,39 (40), 3,30 (40), 3,05 (30), 2,99 (25), 2,68 (100), 2,49 (50), 2,19 (15), 2,09 (15), 1,83 (10)).

Приведенные данные составов стекла щелочных лампрофировых туфов могут быть объяснены процессами ликвации, расщепления расплавов под воздействием летучих.

При анализе на микрозонде составов стекла Л.П.Плюсниной* было обращено внимание на редкий случай расщепления щелочной базальтовой магмы на Na-Са составы, близкие к толеитовым, и на K-щелочные. При этом замечено, что глобули меньшей размерности, до 20-25 мм имеют K-щелочной состав стекла, выявлены и питающие каналы (фидеры) такого же состава. Толеитовый состав, помимо матрикса, имеют и крупные глобулы — сферы. На диаграмме SiO_2-K_2O составы стекла туфов группы "Хосров" ближе к базанитовым, и из прочих известных проявлений — базанитам Испании. Большие сферы обнаруживают концентрическое зональное строение. Вариации составов стекла обнаруживаются не только в поле одного крупного глобуля (сферы), но также и в зависимости от измененности стекла — хлоритизации, карбонатизации. Рентгеноструктурным анализатором (Дрон-2) удается выделить смектит-смешаннослоистые образования: чередование монтмориллонитовых и хлоритовых прослоев (отражения: $\phi h = 12,997 \text{ \AA}^{\circ}$ ($I - 25$); $7,15 \text{ \AA}^{\circ}$ ($I - 10$); $4,48 \text{ \AA}^{\circ}$ ($I - 100$); $3,52 \text{ \AA}^{\circ}$ ($I - 70$); $2,78 \text{ \AA}^{\circ}$ ($I - 20$); $2,58-2,54 \text{ \AA}^{\circ}$ ($I - 30$); $2,58 \text{ \AA}^{\circ}$ ($I - 20$)); при этом, мелкие глобулы — K-щелочного стекла оказываются наименее измененными.

* Л.П.Плюсниной (ИЭМ, Москва) выполнено наибольшее число микрозондовых анализов, используемых в работе, а также сделаны ряд ценных выводов по этим вопросам.

Следует также отметить, что в мелких глобулях замечены концентрации не только Mg, K, иногда Ti, а также и железа, бария, фосфора. Такие глобули (барит-гематитовые) были выявлены микроанализатором. Это соответствует представлениям об обогащении остаточного магматического расплава рудными компонентами (Маракушев, 1987).

Ликвационная природа кальцитового цемента подтверждается высоким содержанием в карбонатном цементе РЗЭ, наличием промежуточных разностей: туфо-карбонатитов с флюидальной текстурой стекла и высоким валовым количеством в породе хрома, колломорфными и глобулярными реликтовыми структурами карбоната под микроскопом.

Интересны данные изотопного анализа $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ туфов. После обработки слабой соляной кислотой и отделения карбонатов, значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ снижается, приближаясь к мантийным отметкам (подробнее см. в разделе о возрасте туфов). Видимо, в составе карбоната имеется, кроме магматического, фреатический и иной карбонат с высокими отношениями изотопов стронция, но количество и того, и другого не поддаются объективной оценке.

Клинопироксены

В гологиалиновых туфах щелочно-лампрофировой серии суммарное количество клинопироксенов не превышает 3-4%. Это субфенокристаллы, редко фенокристаллы, а также мелкие призматические зерна. Часть из них имеет структурную общность с вмещающим их стеклом, другие же размещены как бы вне поля стекла, иногда в цементе и, все же, не могут быть достоверно ксенокристами. Средние содержания клинопироксенов и других минералов тяжелой фракции туфов приведены в табл.7.

Известны трудность диагностики минералов этой группы под микроскопом. Потому микрозондовый анализ остается наиболее надежным в диагностике клинопироксенов.

Таблица 19

Химические составы клинопироксенов из туфов щелочных лампрофиров, даек и ксенолитов

68

Окислы	Сpx из туфов диатремы "Ерах"			Сpx из туфов диатрем группы "Хосров"						Сpx из даек камптонитов и мончикитов диатремы "Ерах"						Сpx из автолита (севита) диатремы "Ерах"		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	42,03	46,72	47,74	46,98	42,37	51,86	43,36	43,73	47,22	50,74	43,51	42,41	47,85	44,03	45,14	53,25	52,45	48,93
TiO ₂	4,76	0,90	0,91	1,83	2,57	0	1,9	2,77	2,39	0,91	3,25	4,57	2,12	3,4	3,03	0,08	0,08	-
Al ₂ O ₃	11,38	10,13	8,33	7,26	8,75	2,99	8,63	10,18	7,37	4,93	12,72	11,64	6,45	10,25	9,64	3,93	3,73	3,57
FeO	7,38	9,63	8,97	5,41	5,87	2,32	5,6	7,12	6,00	7,7	5,79	7,64	8,09	8,8	5,35	2,53	2,76	4,02
MnO	0,00	0,05	-	0,26	0,08	0	0,44	0	0	0,11	0,02	0,18	0,05	0,41	0,13	-	-	-
MgO	10,61	12,63	14,23	12,14	12,46	16,36	13,39	10,41	10,97	16,6	11,84	11	12,89	11,46	12,90	19,2	16,43	13,96
CaO	21,24	16,98	18,42	24,61	25,17	24,48	25,15	24,53	24,79	18	21,54	22,28	22,36	21,65	21,86	20,28	23,63	28,12
Na ₂ O	2,47	2,80	1,4	0,54	1,44	0,35	1,18	0,34	0,29	0,89	1,04	0	0	0	1,92	-	-	0,01
K ₂ O	0,13	0,16	0	0,19	0,38	0,08	0,02	0,16	0	0,12	0,06	0,19	0,09	-	0,03	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,78	0,91	1,56	0,33	0,76	0,97	-	0,23	0,09	0,1	-	-	0,73	0,92	1,39
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	3,7	4,6	5,7	6,5	4,8	17,3	5	4,3	6,4	10,3	3,4	3,6	7,4	4,3	4,7	13,5	14,1	13,7
mg	71,5	79,8	83,3	80	79,1	92,6	81	72,2	76,5	80,3	79,3	72,4	73,5	70	80,9	93	91,4	85,6

1. обр.N139-1 – титанистый салит. 2. обр.N29^a – авгит. 3. обр.N29 – эндиопсид. 4-9 – титанистые фассаиты, шлих N1. 10. обр.N69 – Ti-авгит. 11. обр.N136 – Ti-фассаит. 12. обр.N136 – титанистый фассаит. 13. обр.N152 – Ti-фассаит. 14. обр.N152 – Ti-салит. 15. обр.N147 – Ti-фассаит. 16, 17. диопсид ксенолитов. 18. Сг-диопсид из ксенолита.

На классификационной трапеции (рис.22) обособляются поля составов титанистых салитов и кальциевых клинопироксенов (титанистых фассаитов, судя и по содержанию двуокиси титана). Среди салитов (по границе содержания TiO_2 в 3%) различимы титансалиты и титанистые салиты, но трудно утверждать об их относительном количестве в туфах. Так или иначе, титанистые клинопироксены типичны для щелочно-лампрофировой серии (Rock, 1987).

Титансалиты и титанистые салиты преимущественно распространены в туфах диатремы “Ерах”, а титанистые фассаиты – в диатремах группы “Хосров”. И в тех, и в других определяются также авгит (низкотитанистый), диопсид и переходные разности к хромдиопсиду.

Клинопироксены туфов имеют свежий облик и не обнаруживают зонального строения (под микроскопом по изменению окраски), они слабо изменены и не имеют признаков оплавления, тогда как среди клинопироксенов даек камптонитов и мончикитов преобладает зональный Ti -фассаит (см. раздел “Петрография”). Отметим также обнаружение микрозондовым анализатором высокомагнезиального клинопироксена, слабо окрашенного в светло-желтые тона, обладающего малым, до 20° углом погасания, который отнесен к редкой разновидности – к клиноэнстатиту: (вес %) SiO_2 – 49,84 (50,01), TiO_2 – 0,06 (0,15), Al_2O_3 – 0,87 (0,56), FeO – 6,59 (7,75), CaO – 0,43 (0,41), MgO – 41,52 (40,26), MnO – 0,24 (0,62), Na_2O – 0,00 (0,00), K_2O – 0,32 (0,16), Cr_2O_3 – 0,13 (0,02). В скобках – результат анализа второго кристалла.

Судя по экспериментальным данным и расчетным значениям, вхождение натрия в пироксен усиливается с ростом давления, титана же – падает (Рябчиков, 2003). Клинопироксены туфов диатремы “Ерах” чаще имеют меньшие значения TiO_2/Na_2O сравнительно с клинопироксенами из даек и большинством составов клинопироксенов туфов диатрем группы “Хосров”.

Интересны и находки, хотя и редкие, натровых разностей клинопироксенов с содержаниями Na_2O граничных ($>1,5\%$, Уилкинсон, 1976); они представляют омфацит ($Al^{IV}/Al^{VI}=1,85-1,97$).

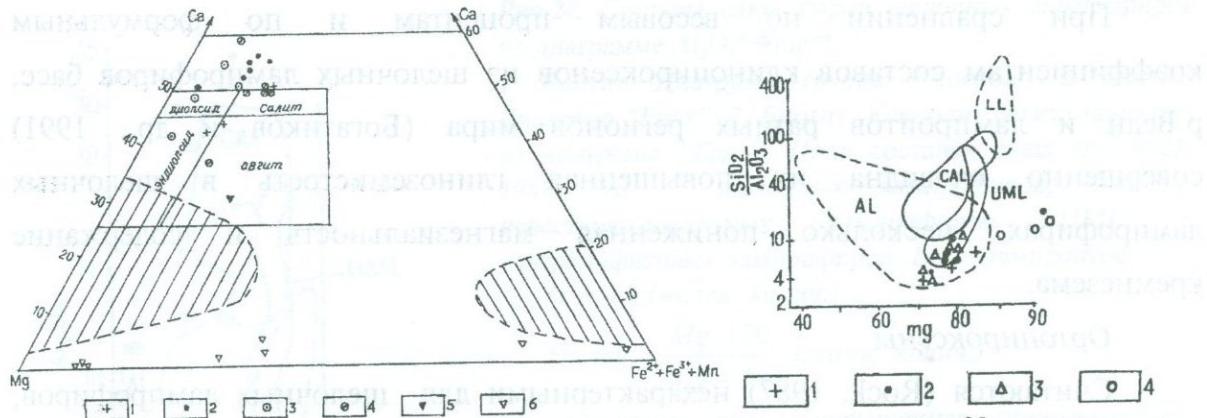


Рис.22.

Рис.22. Составы клинопироксенов щелочных лампрофиров на диаграмме $Ca - Mg - (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$ в атомных количествах.

1-4. Клинопироксены. 1. Туфы диатремы “Ерах”. 2. Туфы диатрем группы “Хосров”. 3. Автолиты севита (ксенолит) из диатремы “Ерах”. 4. Дайки камптонита и мончикаита диатремы “Ерах”. 5. Ромбические пироксены туфов диатремы “Ерах”. 6. Клиноэнstatиты из туфов диатремы “Восточная” группы “Хосров”.

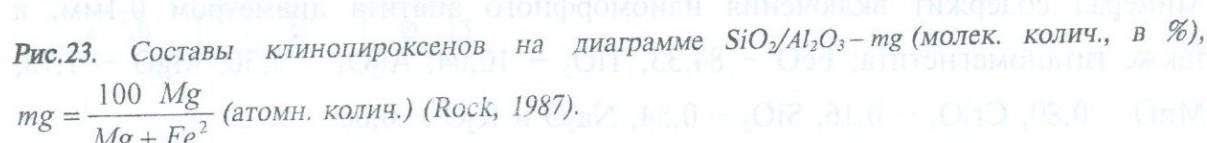


Рис.23.

Рис.23. Составы клинопироксенов на диаграмме $SiO_2/Al_2O_3 - mg$ (молек. колич., в %), $mg = \frac{100 \text{ } Mg}{Mg + Fe^2}$ (атомн. колич.) (Rock, 1987).

1. Из туфов диатремы “Ерах”. 2. Из туфов диатрем “Хосров”. 3. Из даек диатремы “Ерах”. 4. Из автолитов севитов (ксенолитов) диатремы “Ерах”.
 Al – поле щелочных лампрофиров (здесь и далее по Rock, 1987), CAL – известково-щелочные лампрофирсы, UML – ультрамафитовые лампрофирсы, LL – лампроиты.

Возможно, родственные щелочным лампрофировым туфам ксенокристы хромдиопсидов отличаются от хромдиопсидов из ксенолита севита в трубке “Ерах”. Источник их не был единый. Отнесение омфацита и клиноэнstatита к ксенокристам спорно: ксенолиты эклогитов и парагенез с эклогитовым гранатом пока не обнаружены.

Итак, по преобладающим титанистым клинопироксенам ряда диопсид-геденбергит туфы диатрем сходны с щелочно-лампрофировой ветвью лампрофиров номенклатуры М.Рока (Rock, 1987). Клинопироксены изученных туфов отличаются от клинопироксенов лампроитов при оценке их формульных единиц, еще более – от клинопироксенов кимберлитов (Богатиков и др., 1991, Уилкинсон, 1976).

При сравнении по весовым процентам и по формульным коэффициентам составов клинопироксенов из щелочных лампрофиров басс. р. Веди и лампроитов разных регионов мира (Богатиков и др., 1991) совершенно очевидна их повышенная глиноземистость в щелочных лампрофирах, несколько пониженная магнезиальность и содержание кремнезема.

Ортопироксены

Считаются (Rock, 1987) нехарактерными для щелочных лампрофиров, парагенезис с клинопироксенами более типичен для ультрамафитовых лампрофиров. Ортопироксены не постоянный компонент минерального состава туфов диатрем. Среди них выявлен микрозондовым анализатором гиперстен состава: SiO_2 – 53,96 (мас. %), TiO_2 – 0,22, Al_2O_3 – 0,50, FeO – 22,19, MnO – 0,61, MgO – 21,12, CaO – 1,40, Na_2O – 0,00, K_2O – 0,00. Минерал содержит включения идиоморфного апатита диаметром 0,1мм, а также титаномагнетита: FeO – 84,33, TiO_2 – 10,04, Al_2O_3 – 2,30, MgO – 1,78, MnO – 0,80, Cr_2O_3 – 0,16, SiO_2 – 0,54, Na_2O и K_2O – 0,00.

Амфиболы

Керсугит имеет наибольшее развитие в туфах диатремы “Ерак”. В туфах группы “Хосров” керсугит не выявлен. Керсугит из туфов диатремы “Ерак” имеет следующий состав (в %-ах): Na_2O – 3,45, MgO – 13,61, Al_2O_3 – 15,02, SiO_2 – 40,63, K_2O – 1,49, CaO – 11,57, TiO_2 – 5,24, FeO – 8,88, MnO – 0,11; сходен с составами амфиболов щелочных лампрофиров (Rock, 1987). Содержание обыкновенной и базальтической роговых обманок (определения в иммерсии) низкое, наибольшее количество отмечено в туфах диатремы “Верхняя”, не обнаружены они в диатреме “Восточная”.

Биотит

Встречаются единичные кристаллы биотита. Имеются 2 анализа (рис.24), из них следует, что биотит из туфов диатремы “Восточная” сравнительно с диатремой “Ерак” при сходной глиноземистости, соответствующей щелочным лампрофирам более, магнезиальный и железистый.

Рис.24. Составы слюд тuffов щелочных лампрофиров на диаграмме $Al_2O_3 \rightarrow mg$.

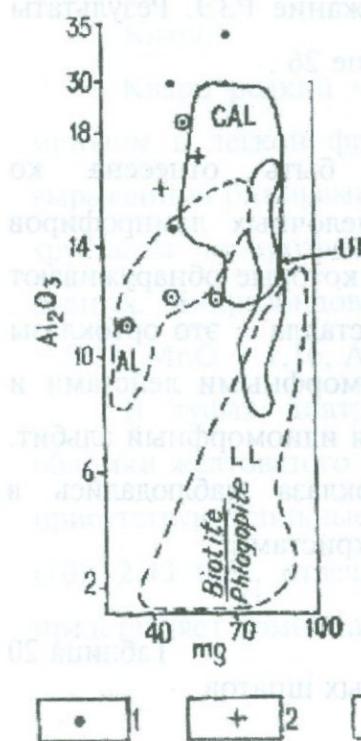
1. Биотит. Диатремы группы "Хосров". 2. Биотит. Диатрема "Ерах". 3. Биотит. Ксенолит севита (автолит) из диатремы "Ерах". Поля составов слюд (по Rock, 1987): Al – щелочных лампрофиров, CAL – известково-щелочных лампрофиров, UML – ультрамафитовых лампрофиров, LL – лампроитов.

*) Al_2O_3 (молек. колич.)

$$**) mg = \frac{Mg}{Mg + Fe} \text{ (атомн. колич.)}$$

На диаграмме видна повышенная глиноземистость биотита (в мас. %) $SiO_2-45,99(55,58)$, $Al_2O_3-15,63(16,59)$, $TiO_2-1,07(0,09)$, $FeO-19,37(9,74)$, $MgO-12,85(7,98)$, $MnO-0,50(0,02)$, $CaO-3,69(0,008)$, $Na_2O-0,18(1,56)$, $K_2O-0,72(8,42)$.

Примечание: в скобках состав биотита из туфов диатремы "Ерах".



Магнетит

Наибольшее количество магнетита отмечается в туфах поздних эрупций диатремы "Ерах" и в туфах диатрем "Верхняя" и "Восточная" группы "Хосров". По результатам бурения кернов поисковых скважин количество магнитной фракции не обнаруживает каких-либо закономерностей распределения и зависит, видимо, от локальных факторов. Отмечается "всплеск" содержаний магнетита в туфах вблизи корневой части диатремы "Восточная".

Кальцит

Карбонатный состав цемента туфов свойственен продуктам ранних взрывов диатремы "Ерах" (южный сектор) и большинству туфов группы "Хосров". Под микроскопом в прозрачных шлифах выделяются несколько морфологических и, видимо, генетических видов (см. раздел "Петрография"). Очевидна наложенность на магматогенного карбонат поздних процессов растворения и перекристаллизации. Реликты глобулярной и сферической структур магматогенного карбоната удается наблюдать в ряде шлифов. Более объективные признаки получены при рентгено-спектральном анализе

карбоната (ИЭМ, Москва), выявившем высокое содержание РЗЭ. Результаты микрозондового анализа карбонатов приведены в таблице 26.

Полевые шпаты

Группа полевых шпатов скорее должна быть отнесена ко второстепенным, но не к акцессорным. В туфах щелочных лампрофиров различаются кристаллы калишпатов в матрице стекла, которые обнаруживают химическое сходство с составом стекла вдоль края кристалла — это ортоклазы и редко анортоклазы. Калишпаты представлены идиоморфными лейстами и мелкими вкраплениями в стекле. Изредка определяется идиоморфный альбит. Крупные идиоморфные кристаллы кислого плагиоклаза наблюдались в карбонатном цементе и, скорее, они относятся к ксенокристам.

Таблица 20

Химический состав фенокристаллов полевых шпатов
в туфах диатремы “Ерах”

N	1	2	3	4	5	6	7*
N обр.	Б-10-5	Б-10-15	Б-10-14	Б-10-Т	Б-10-18	Б-10-4	Б-10-16
SiO ₂	68,34	55,11	61,93	63,79	63,69	64,49	57,70
TiO ₂	0,47	1,05	0,17	0,37	0,04	0,02	3,88
Al ₂ O ₃	21,52	23,87	20,01	18,72	19,17	18,04	17,79
FeO	1,04	2,10	1,30	0,77	0,31	0,32	3,96
MnO	0,01	0,07	-	0,00	0,00	0,00	0,14
MgO	0,0	0,46	0,00	0,00	0,00	0,14	1,09
CaO	2,69	9,29	4,02	0,90	1,86	0,00	6,05
Na ₂ O	3,92	4,76	2,2	1,19	0,48	0,16	6,39
K ₂ O	1,98	3,12	10,28	14,10	14,23	16,68	3,00
CoO	-	0,07	0,00	-	0,1	0,09	-
NiO			0,09	0,1	0,0	0,04	-
Cr ₂ O ₃	0,03	0,10	0,00	0,06	0,12	0,02	0,00
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

*) N1 — K-Na Pl — таблитчатый. N2 — кристалл анортоклаза. N3-6 — фенокристы ортоклаза в стекле. N7 — стекло рядом с вкрапленником ортоклаза.

Кварц

Кварц редкий минерал в туфах. Определяется минерал иммерсионным методом в легкой фракции. Это мелкие, до 0,15-0,2мм зерна, с отчетливо выраженной бипирамидой, изредка это осколки кристаллов, сходные с горным хрусталем по прозрачности и блеску. Встречаются в них мелкие включения рудных. Микрозондовым анализом выявлены в кварце примеси: (мас. %) TiO_2 – 0,18, MnO – 1,16, Al_2O_3 – 0,69, MgO – 0,15.

В туфах диатремы “Средняя” (группы “Хосров”) были выделены обломки желтоватого кварца, нередко кубического облика. На дифрактограмме присутствуют сильные отражения 4,17 (20); 4,07 (30); 3,28 (100); 2,69 (10); 2,55 (10); 2,43 (15), отвечающие α -кварцу с примесью кристобалита, ИК-спектр представляет комбинацию спектров кварца, калишпата, возможно коэсита (?).

2.2.1.2. Аксессорные минералы

Хромшпинелиды

Хромшпинелиды составляют в тяжелой фракции туфов от 0,1 до 4,4%, преимущественно в интервале от 0,3 до 1%. Наиболее высокие его содержания, до 4,4% отмечены в туфах щелочных лампрофиров ранней стадии эксплозии (южный сектор диатремы “Ерх”), где они ассоциируют с хромдиопсидом, корундом, апатитом, цирконом. В туфах диатрем группы “Хосров” наибольшие средние содержания хромшпинелидов в тяжелой фракции не превышают 1% (табл.8). Однако составы хромшпинелидов оказываются более хромистыми и магнезиальными. На дискриминационных диаграммах (рис.25,26, табл.21) они отличаются от хромшпинелидов ультрамафитов офиолитовой серии и севитов-ксенолитов в диатремах. Составы хромшпинелидов могут быть объяснимы различиями уровней размещения исходных расплавов. Вместе с тем, нельзя отрицать присутствие в туфах и ксенокристов за счет дезинтеграции мантийных ультрабазитов и севитов. Вопросы эти должны быть в дальнейшем уточнены. В первом приближении можно говорить о первичной более высокой хромистости хромшпинелидов из туфов диатремы группы “Хосров” сравнительно с хромшпинелидами из туфов диатремы “Ерх”.

Таблица 21

Составы хромшпинелидов (и ильменитов) из щелочно-лампрофировых туфов

Окислы N	Хромшпинелиды из туфов диатремы группы "Хосров"					Хромшпинелиды из туфов диатремы "Ерах"					Хромшпинелиды из автолитов севита диатремы "Ерах"				Ильмениты из туфов диатремы группы "Хосров"	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
SiO ₂	0,16	0,25	0,20	0,14	0,00	0,11	0,04	0,06	0,15	1,35	-	0,72	0,08	0,24		
TiO ₂	1,38	0,66	0,32	0,65	0,41	1,17	0,60	1,02	2,05	0,40	0,10	0,08	39,79	53,05		
Al ₂ O ₃	20,60	29,65	29,78	26,76	26,69	33,70	33,96	33,7	26,34	33,49	44,05	49,73	0,45	0,07		
FeO	38,42	18,08	17,71	15,88	15,38	25,3	24,5	25,97	29,94	16,55	12,60	10,01	52,13	44,87		
MnO	0,02	0,60	0,00	0,20	0,51	0,25	0,30	0,26	0,28	-	-	-	1,10	1,24		
CaO	0,00	0,18	0,18	0,05	0,15	0,00	0,00	0,01	0,01	0,53	0,12	0,08	0,36	0,00		
MgO	9,50	13,62	14,43	13,03	12,75	13,20	12,9	12,98	12,26	15,26	20,03	20,57	3,69	0,20		
Na ₂ O	2,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	0,11	0,26	0,90	-	2,40	0,17		
K ₂ O	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,91	-	-	0,00	0,11		
Cr ₂ O ₃	27,16	36,96	37,17	43,29	44,11	26,1	27,4	25,8	28,7	31,25	22,20	18,81	0,00	0,05		
NiO	-	-	-	-	-	0,16	0,19	0,20	0,16	-	-	-	-	-		
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

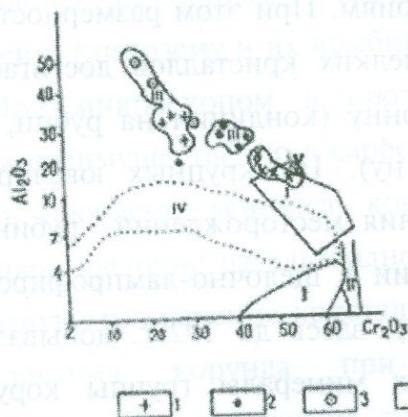


Рис.25.

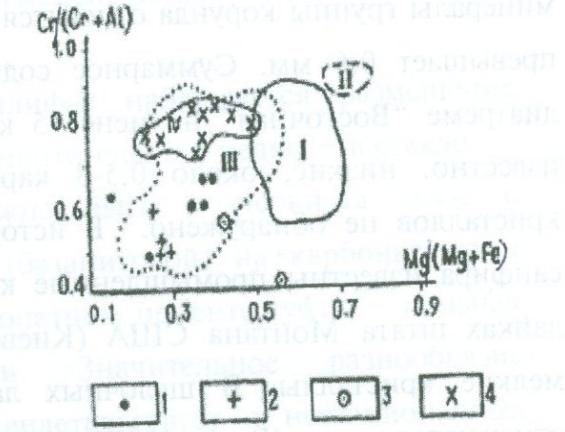


Рис.26.

Рис.25. Диаграмма Cr_2O_3 - Al_2O_3 хромшпинелидов в туфах диатремы “Ерах” и группы “Хосров”.

Поля фигурных точек шпинелидов. I – лампроитов Австралии (Джейкс и др., 1989), II – включений в алмазах, III – диатрем лампрофиров Вединской олиолитовой зоны, IV – щелочно-ультраосновных пород Камчатки (Селивестров и др., 1994), V – ультрамафитов олиолитовой серии Армении (Геворкян, 2003).

Рис.26. Составы хромшпинелидов на диаграмме $\text{Cr}:(\text{Cr}+\text{Al}) \rightarrow \text{Mg}:(\text{Mg}+\text{Fe})$. 1. Туфы диатремы группы “Хосров”. 2. Туфы диатремы “Ерах”. 3. Автолит (ксенолит) севита в составах хромшпинелид: I – лампроитов Австралии (Джейкс и др., 1989). II – включения в алмазах. III – лампроитоподобные породы Камчатки (Селивестров и др., 1994).

Ильменит

Один из редких минералов. Магнезиальность (0,2%) и повышенное количество MnO (1,24%) одного из проанализированных зерен трубки “Ерах” (табл.20) соответствуют ильменитам щелочных лампрофиров (Rock, 1987). Состав второго зерна ильменита (в %-ах): MgO – 3,69, TiO_2 – 39,79, MnO – 1,1, FeO – 52,13. Данных пока недостаточно для выводов. Содержание MgO в ильменитах щелочных лампрофиров ряда регионов варьирует значительно (Rock, 1987), возрастая в ультрамафитовых лампрофирах (до 5,1-7,7%).

Рубин, сапфир, лейкосапфир

Минералы группы корунда выявлены в туфах щелочных лампрофиров, в ксенолитах кальциокарбонатов, выявлены они и в фенитизированных туфах фонотефритового и трахитового состава. Недостаточно изучены в этом отношении дайки камптонитов и мончикитов. Во всех породах диатрем

минералы группы корунда относятся к акцессориям. При этом размерность не превышает 0,6 мм. Суммарное содержание мелких кристаллов достигает в диатреме “Восточная” не менее 5 карат на тонну (кондиции на рубин, как известно, низкие, около 0,5-3 карат на тонну). Но крупных ювелирных кристаллов не обнаружено. В истории изучения месторождений рубина и сапфира известны промышленные концентрации в щелочно-лампрофировых дайках штата Монтана США (Киевенко, 1980), здесь до 1929г. добывались мелкие кристаллы. В щелочных лампрофирах минералы группы корунда отмечаются часто (Rock, 1987). Рубин диатремы “Восточная” диагностирован микрозондом и по оптическим свойствам. Это мелкие (0,2-0,4мм) обрывки кристаллов, без следов оплавления, характерны редкость включений (рудных и др.), лиловый оттенок красного, разной интенсивности. Наряду с хромом, в них имеется примесь титана. Интенсивность цветовой окраски рубинов очень разная.

Оптические константы и данные по твердости соответствуют характеристике рубина. Высокая прозрачность и лиловый цвет этой разности, сходной с разностью “голубиная кровь”, определяет перспективы находок ювелирных кристаллов. В рубине и сапфире наблюдаются мельчайшие газо-жидкие и рудные включения. В составе рубина из окрашивающих глинозем ($\text{Al}_2\text{O}_3=98,38\%$) примесей определены (микрозондовым анализом) Cr_2O_3 – 0,56%, TiO_2 – 0,23%, и FeO – 0,41%, также выявлены CaO – 0,04% и Na_2O – 0,37%, вероятно, которые относятся к включениям. Определены “нулевые” количества Si, Mg, K, Mn.

Для сапфиров характерны зеленоватые оттенки, кроме того, есть и желтые железнистые сапфиры, в единичных кристаллах имеются переходы одного минерала в другой. Есть и очень редкие сапфиры голубоватые цвета с зеленым оттенком. Лейкосапфиры встречаются почти во всех диатремах; размеры их могут достигать 0,7 и даже 0,8 мм, это также обрывки кристаллов. Целые кристаллы рубина встречаются изредка, но они очень мелкие, не более 0,2мм.

Вновь отметим две особенности: преобладание мелких обрывков кристаллов угловатой формы, оскольчатых, без признаков оплавления, большое разнообразие цветовой окраски и рубина, и сапфира, что

определяется различным содержанием пигментирующих микроэлементов-примесей к глинозему и их комбинациями.

Под микроскопом в прозрачных шлифах наблюдается размещение корунда преимущественно в карбонатном цементе туфов и редко – в стекле.

В проблеме генезиса корунда должна быть подчеркнута связь с ликвацией щелочно-базальтоидной магмы (базанитовой) на карбонатную и силикатную; размещение кристаллов в карбонатном цементе туфов – признак формирования корунда при ликвации. Значительное разнообразие пигментирующих химических элементов свидетельствует о нестационарных условиях в магматическом очаге. Оскольчатая форма кристаллов обязана, скорее, взрывам при достижении воздымающимися расплавами верхов континентальной коры. Магматические очаги исходной базанитовой магмы по данным стронциевой изотопии и по ассоциациям минералов были на уровне шпинелевых перidotитов верхней мантии.

Надо полагать, что расщепление изначальной магмы происходило в верхней части магматических очагов, где скапливались летучие, способствовавшие ликвации. Прорыв расплавом мантийного перекрытия, затем и коры по зонам проницаемости завершился быстрым его подъемом. Предполагается, что скорости подъема нарастают от уровня мантии до низов коры, со значительным ускорением в верхах коры при повышении проницаемости и за счет наращивания газовой фазы проникновением фреатических вод (Милашев, 1984). Завершается этот процесс взрывом, дробящем расплав, не успевший раскристаллизоваться. Следует предполагать, что уже на начальной стадии макроликвации возможна десилификация силикатных “капель” в карбонатном ликвате на верхнем уровне магматической камеры, и далее – при медленном подъеме расплавов верхней мантии, сопровождаемом кристаллизацией глинозема. Карбонатный ликват хотя и не уступает по текучести силикатному, формирует в последующем цемент туфов, где преимущественно и сосредоточены кристаллы (обрывки кристаллов) рубина, сапфира и лейкосапфира. Очевидна возможность формирования этих минералов и в ликвационных обособлениях карбоната в массе силикатного расплава, и при взаимодействии этих двух разных по составу ликватов при их подъеме, при снижении Р и Т, по

пневматолитическому сценарию на глубинах ниже уровня проникновения фреатических вод. Выше него при резком возрастании давления и взрывах происходило дробление крупных кристаллов рубина и сапфира, как известно, более хрупких, сравнительно с гранатом, клинопироксенами, хотя среди последних также немало обрывков кристаллов.

Гранат

В тяжелой фракции туфов обнаруживаются лишь единичные зерна граната. Эта разновидность гранатов бесцветная, либо светло-желтая, с высоким показателем преломления, из-за чего кристаллы обладают сильным блеском. Обычны пентагон-додекаэдры граната размером в 0,2-0,3 мм, реже до 1-2 мм.

Из рубиноносных туфов диатремы “Восточная” гранат имеет состав (в %-ах): $\text{Na}_2\text{O} = 0$, $\text{MgO} = 2,61$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20,29$, $\text{SiO}_2 = 36,84$, $\text{K}_2\text{O} = 0,03$, $\text{CaO} = 2,97$, $\text{TiO}_2 = 0,06$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0$, $\text{MnO} = 1,47$, $\text{FeO} = 35,72$. В зерне выявлены включения кварца, рутила. Итак, гранат более глиноземистый (и железистый), с заметно низким содержанием кальция. По составу он наиболее близок к альмандину. Подобные гранаты встречаются и в отложениях надофиолитового “чехла”.

Внешне схожие кристаллы гранатов были обнаружены и в серпентинитокластах меланжа на ю-з Ерахской антиклинали. Они хорошо ограненные, гладкогранные, острореберные с низкой твердостью и хрупкие. Их рентгенодиагностика (лаборатория ЦНИГРИ, Москва) такова: основные отражения на дифракционной карте [3,03/8/, 2,71/10/, 1,611/10/] показали, что этот гранат-андрадит, сходный с гранатом-спутником алмазов в лампроитах Австралии. Микрозондом в составе граната определены (в %-ах): $\text{Na}_2\text{O} = 0$, $\text{MgO} = 1,76$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2,13$, $\text{SiO}_2 = 31,61$, $\text{K}_2\text{O} = 0,23$, $\text{CaO} = 35,57$, $\text{TiO}_2 = 0,41$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,35$, $\text{MnO} = 0$, $\text{FeO} = 25,81$.

2.2.2. К геохимии туфов щелочно-лампрофировых диатрем

Относительно лучше изучена геохимия туфов щелочно-лампрофирового состава, слагающих главную массу выполнения диатрем. Отметим их сходство по макроэлементам семейства железа: Cr, Ni, Co, Cu со средними значениями

для щелочных лампрофиров (Rock, 1987). Очевидны низкие содержания ванадия и циркония, более значительные отклонения для Sr и Ba, хотя отношение Sr/Ba остаются выше чаше 1.

Отметим различие в содержаниях макроэлементов туфов диатремы “Ерах” и диатремы группы “Хосров” (табл.22).

Таблица 22

Средние содержания (в г/тонну) малых химических элементов в щелочно-лампрофировых туфах диатремы “Ерах” и группы “Хосров” (“Верхняя”, “Средняя” и “Восточная”)

Элементы	“Ерах”		“Верхняя”		Туф-карбонатит из диатремы “Верхняя”		“Средняя”	“Восточная”	Средние содержания для щелочных лампрофиров
	\bar{x}	(σ)	\bar{x}	(σ)	\bar{x}	(σ)			
V	150 (0,016)		170 (0,011)		120(0,01)		100 (0,009)	170 (0,014)	341±123
Cr	280 (0,05)		770 (0,095)		2100(0,03)		100 (0,008)	380 (0,08)	162±375
Ni	150 (0,042)		120 (0,14)		3200(0)		80 (0,007)	390 (0,07)	88±122
Co	50 (0,007)		50 (0,004)		100(0)		40 (0,01)	70 (0,009)	44±23
Cu	34 (0,004)		82 (0,004)		12(0,0012)		50 (0,005)	35 (0,003)	57±54
Sr	2300 (0,02)		210 (0,009)		220(0,002)		370 (0,05)	3870 (0,521)	1089±505
Ba	420 (0,05)		130 (0,005)		90(0,009)		120 (0,02)	1090 (0,25)	1064±571
Zr	180 (0,013)		110 (0,005)		28(0,003)		120 (0,009)	150 (0,011)	344±127
Nb	44 (0,005)		180 (0)		0(0)		40 (0,007)	26 (0,007)	102±55
n	64		26		2		21	32	

n – число анализов, \bar{x} – среднее содержание, σ – среднее отклонение

Средние содержания для щелочных лампрофиров приведены по (Rock, 1987).

Микроэлементы изучались спектроскопом ДФС-13 на уровне приближенного количественного метода, с контролем прочими единичными анализами, более прецизионными (табл.23,24). Обращают внимание значительные вариации содержаний по хрому и никелю (диатрема “Верхняя”), частые выявления ниобия, что подтверждено и химическим анализом.

Таблица 23

Содержание малых химических элементов в туфах
диатремы "Восточная" и "Средняя" группы "Хосров"

N	N обр.	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Sn
1	A-1	40	10	15	35	10	15	100	$1,9 \cdot 10^{-4}$
2	A-2	35	20	10	40	28	8	95	$1,0 \cdot 10^{-4}$
3	A-3а	25	20	10	55	17	10	200	$1,0 \cdot 10^{-4}$
4	A-8	45	15	10	40	11	10	150	$1,5 \cdot 10^{-4}$
5	K-1а	20	15	15	45	14	10	100	$1,0 \cdot 10^{-4}$
6	K-2	25	10	12	55	8	20	90	$1,5 \cdot 10^{-4}$
7	K-3	40	30	8	45	8	16	190	$1,0 \cdot 10^{-4}$
8	K-4	20	12	5	40	10	14	150	$1,0 \cdot 10^{-4}$

Результат рентгено-спектрального анализа (ГЕОХИ, Москва).

A-1, A-2, A-3а, A-8 – туфы щелочных лампрофиров диатремы "Восточная" группы "Хосров".

K-1а, K-2, K-3, K-4 – туфы щелочных лампрофиров диатремы "Средняя" группы "Хосров".

Таблица 24

Состав малых элементов туфов и дайки щелочных
лампрофиров диатремы "Ерак"

Порода	Cu	Co	Ni	Cr	Ba	Sr	Rb	Zr	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
Туф	64	50	57,2	47,2	128	125	23	0,021	6,8	0,01
Туф	48	39	53,5	380	269	132	25	0,021	6,8	0,01
Дайка камптонита	19	9	12	184	397	153	76	0,011	2,4	<0,8

^{*)}Атомно-адсорбционный анализ, в г/т, Zr, Nb₂O₅ – в вес %, Ta₂O₅ –
данные химического анализа.

Лаборатория МГУ, Москва.

По микроэлементам туфы диатрем группы "Хосров" более обогащены хромом и никелем, а диатремы "Ерак" – кобальтом, стронцием и цирконием. В дайках диатремы "Ерак" гораздо выше содержания РЗЭ, чем в туфах всех диатрем. Единичные нейтронно-активационные данные содержания в туфах РЗЭ (табл.25) предполагают преобладание легких; распределение РЗЭ в туфах сложное, но значение карбонатной составляющей все же более очевидно. Карбонатный цемент больше содержит магматогенного карбоната в туфах диатрем группы "Хосров". Соответственно в них могут быть выявлены и концентрации РЗЭ, особенно средних РЗЭ, тогда как легкие, надо полагать, более показательны туфам диатремы "Ерак".

Более подробно рассмотрим содержания редкоземельных элементов в вулканических породах диатремы "Ерак".

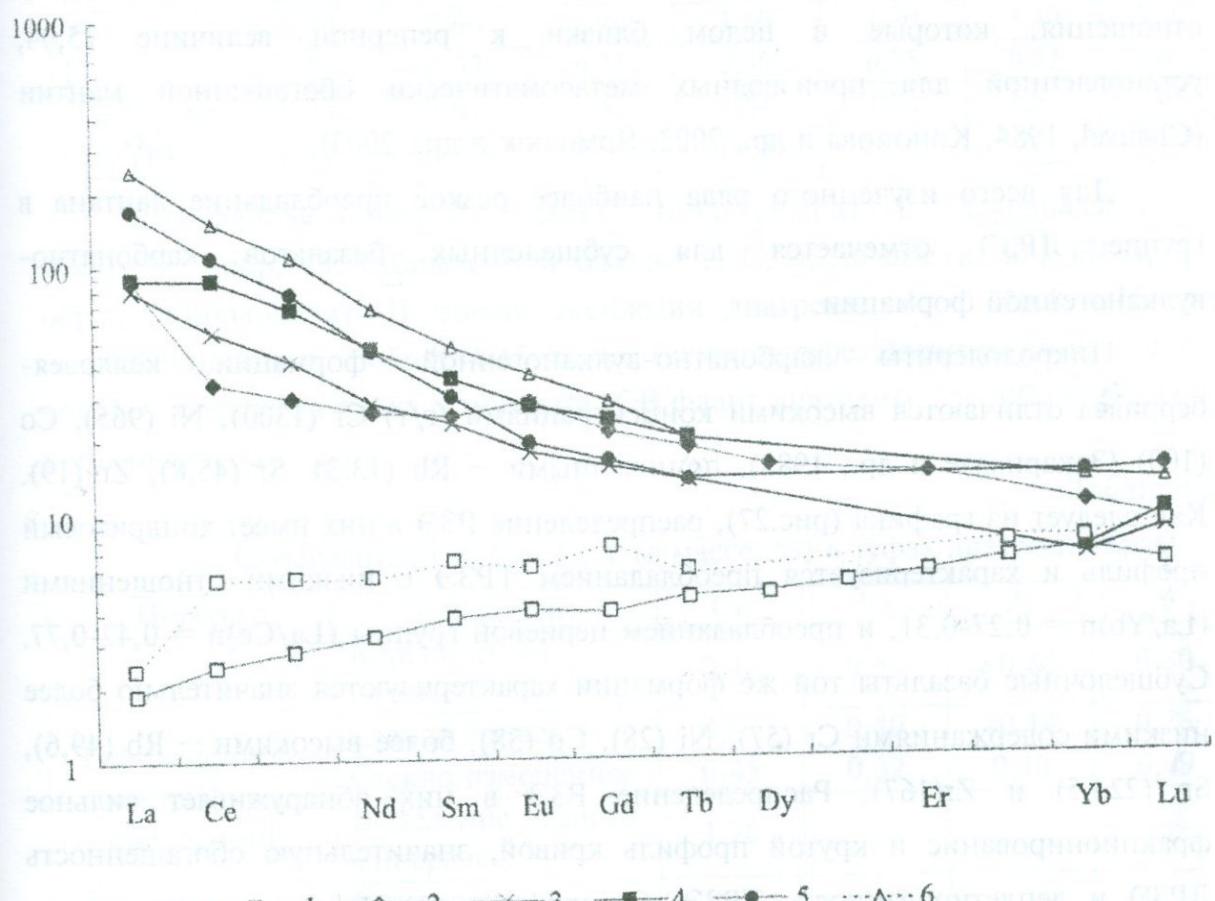


Рис.27. Распределение содержаний РЗЭ в вулканических породах диатремы "Ерак" и вмещающей толщи (отнесено к таковым в хондритах).

1. Пикродолериты. 2. Щелочные базальты. 3. Гологиалиновый туф второго этапа эксплозий. 4. Стекло в гологиалиновом туфе второго этапа. 5. Мончикиты, 6. Комптониты.

Гологиалиновые лампрофировые туфы второго этапа эксплозии диатремы и вулканическое стекло в них имеют сходный спектр распределения РЗЭ с четко выраженным обогащением ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ. Наклон кривых этих образцов сравнительно пологий, величина $(La/Yb)_n$ варьирует в пределах 12,5-13,07, $(La/Ce) = 1,0-1,5$. Тем они заметно отличаются от лампроитов (Богатиков и др., 1991). Мончикиты и камптониты даечного комплекса диатремы в наибольшей степени обогащены ЛРЗЭ и отличаются крутым наклоном кривых распределения, которые к концу несколько выполаживаются. Отношения $(La/Yb)_n$ в них возрастают до 12,25-18,53, возрастают также $(La/Ce)_n$ отношения (1,57-1,65).

Таким образом, в направлении от гологиалиновых лампрофировых туфов к лампрофировому даечному комплексу возрастают La/Ce и La/Yb отношения, которые в целом близки к реперной величине 15,04, установленной для производных метасоматически обогащенной мантии (Chauvel, 1984, Кононова и др., 2002, Ярмолюк и др., 2003).

Для всего изученного ряда наиболее резкое преобладание лантана в группе ЛРЗЭ отмечается для субщелочных базальтов карбонатно-вулканогенной формации.

Пикродолериты карбонатно-вулканогенной формации келловей-берриаса отличаются высокими концентрациями (г/т) Cr (1300), Ni (965), Co (100) (Закариадзе и др., 1983), пониженными – Rb (13,3), Sr (45,8), Zr (19). Как следует из графика (рис.27), распределение РЗЭ в них имеет хондритовый профиль и характеризуется преобладанием ТРЗЭ с низкими отношениями $(La/Yb)_n = 0,27-0,31$, и преобладанием цериевой группы $(La/Ce)_n = 0,42-0,77$. Субщелочные базальты той же формации характеризуются значительно более низкими содержаниями Cr (57), Ni (28), Co (38), более высокими – Rb (49,6), Sr (223,5) и Zr(167). Распределение РЗЭ в них обнаруживает сильное фракционирование и крутой профиль кривой, значительную обогащенность ЛРЗЭ и деплетированность ТРЗЭ. Содержание последних к концу плавно убывает. Отношение $(La/Yb)_n$ возрастает в щелочных базальтах до 8,33, $(La/Ce) = 2,61$, т.е. усиливается роль лантановой группы. Пикродолериты по низким La/Ce и La/Yb отношениям приближаются к параметрам примитивной мантии $(La/Yb)_n = 1$.

Таблица 25

Состав РЗЭ вулканических пород диатремы "Ерах"

	1	2	3	4	5	6	7
La	0,82	39,00	1,05	36,00	40,00	75,00	110,00
Ce	2,70	38,00	6,34	62,00	100,00	122,00	170,00
Nd	2,60	21,00	4,60	23,00	38,00	37,00	55,00
Sm	0,97	6,40	1,68	5,90	9,00	7,60	12,00
Eu	0,39	2,70	0,58	1,70	2,60	1,85	3,50
Gd	1,30	7,00	2,46				
Tb	0,27	1,10	0,34	0,80	1,20	0,80	1,20
Dy	1,80	6,00					
Ho	0,43	1,30					
Er	1,40	3,50					
Tu	0,22	0,45		0,30	0,31	0,40	0,60
Yb	1,72	2,60	1,90	1,60	1,70	3,40	3,30
Lu	0,22	0,33	0,33	0,30	0,35	0,53	0,47
(La/Ce) n	0,77	2,61	0,42	1,48	1,02	1,57	1,65
(La/Yb) n	0,27	8,33	0,31	12,5	13,07	12,25	18,53

Вмещающая толща: 1 – обр.13, пикродолерит (Г.С.Закариадзе и др., 1983); 2 – обр.713, субщелочной базальт (Г.С.Закариадзе и др., 1983); 3 – обр.1, пикродолерит. II стадия эксплозии диатремы: 4 – обр.К-4/15, туф гологиалиновый; 5 – обр.К-4/15, то же, стекло в туфе. Даечный комплекс: 6 – обр.Д-1, кольцевая дайка мончикита, СВ фланг диатремы; 7 – обр.Б-17, дайка камптонита, там же.

Таблица 26

Содержания Ce, La, Zr, Y (в массе, %) в туфах диатремы Ерах

Порода	Компонент	Ce	La	Zr	Y
Туф щелочного лампрофира, обр. N 5-10	Карбонатный цемент	0,40	0,35	0,10	0,30
	Стекло свежее	0,80	0,40	~0,14	0,38
	Стекло измененное	0,45	0,32	0,10	0,09
	Выделение рудного минерала	1,20	–	–	–
	Фенокристалл полевого шпата	0,40	0,30	0,05	0,09

*Анализ микрозондовый; эталоном на La использован LaPO_4 , $\text{Y}-\text{K}_2\text{YF}_5$, Zr-ZrSiO_4 , Ce-CePO₄. Условие съемки – ускоряющее напряжение поля 20 кВ, время счета: Ce – 10 сек, La – 10 сек, Zr – 30 сек, Y – 20 сек.

Лаборатория ИЭМ. Черноголовка, Моск. обл., аналитик Л.П.Плюснина.

2.2.3. Вторичные преобразования вещества диатрем

Со времени возникновения и на последующих этапах геологического развития кора региона диатремы испытала многократные воздействия и механического характера (деформации, разрывы), а также и эпигенетическое преобразование вещества и разновременные гидротермальные воздействия на осадки-породы. Преобразование вещества диатрем следует ожидать значительнее в “слепых” диатремах, глубоко погребенных. В тех же диатремах, которые приурочены к приподнятым на постофиолитовом этапе блокам коры, уровень преобразования вещества, судя по минералогии туфов, соответствует начальной стадии эпигенеза. С глубиной растробов, по данным бурения, заметно усиливается дробление, трещиноватость. Первопричины тому разные, включая и камуфляжные взрывы. Сказалась и складчатость – южная вергентность смещения масс коры. Особенно подверженная деформациям слабо уплотненная тефра могла смещаться вплоть до срывов растробов относительно корневой трещины. На дофиолитовом и раннем постофиолитовом этапах внедрение штоков и даек сопровождалось гидротермальной пропаркой туфов.

Сейсмические встряски водонасыщенной тефры диатрем, когда они были перекрыты морским бассейном и возникали условия проникновения морских вод, также должны были сказаться на масштабности деформации, особенно разрывного типа. Значительные перепады гипсометрии диатрем возникли преимущественно на орогенном этапе блоковых поднятий коры, особенно в северо-восточной, Пригегамской части. Из обнаженных туфов диатрем легко выносится цементирующий карбонат и вся туфовая масса легко размывается временными водными потоками, формируется резко расчлененный рельеф диатрем.

Таблица 27

Химический состав хлоритов и хлоритизированного стекла
из диатремы группы “Хосров” и “Ерах”

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	2132	2132-1	2132-2	2132-12	K-87-1p'	K-87-1p	K-87-1p-12	K-87-1p-5	104
SiO ₂	34,83	48,05	40,65	39,40	50,8	48,06	50,35	51,50	55,70
TiO ₂	1,76	3,22	0,28	0,08	0,12	0,35	0,18	1,09	1,38
Al ₂ O ₃	13,24	14,00	15,80	15,28	18,64	18,24	17,30	18,20	22,50
FeO	3,43	9,25	19,77	19,55	10,02	10,8	10,70	11,30	3,66
MnO	0,07	0,03	0,72	0,74	0,02	0,07	0,1	0,12	0,00
MgO	6,17	19,6	20,69	24,52	18,36	20,04	17,81	13,10	4,67
CaO	22,95	2,44	1,47	0,42	1,42	0,84	0,96	0,96	3,13
Na ₂ O	3,55	2,05	0,52	0,01	0,19	0,19	0,00	0,18	8,13
K ₂ O	0,06	1,21	0,1	0,00	0,37	0,93	2,45	3,45	0,83
NiO	-	-	-	-	0,00	0,35	0,15	0,10	-
P ₂ O ₅	13,94	0,15	-	-	-	-	-	-	-
CoO	-	-	-	-	0,00	0,05	0,00	0,00	-
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	-	-	0,06	0,08	0,00	0,00	-
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Продолжение

Окислы	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	104-8	118	118-x2	139-1	139	Б-10	Б-10-9	147	69
SiO ₂	43,70	45,52	51,42	40,26	39,98	40,58	45,09	45,10	38,12
TiO ₂	1,75	1,23	0,48	0,66	4,66	0,09	0,11	2,43	-
Al ₂ O ₃	20,30	15,40	15,87	14,74	14,02	20,03	20,43	13,09	17,42
FeO	14,5	12,83	12,20	19,69	15,05	28,39	23,74	11,95	27,67
MnO	0,19	0,14	0,1	0,27	0,34	0,56	0,00	0,02	0,32
MgO	11,14	20,6	12,62	22,51	22,98	7,70	7,61	23,76	16,44
CaO	3,52	1,18	1,17	1,04	1,48	1,73	1,9	1,51	-
Na ₂ O	4,82	1,27	0,74	0,92	1,40	0,43	0,00	1,63	-
K ₂ O	0,08	1,83	5,40	0,00	0,09	0,45	0,7	0,51	-
NiO	-	-	-	-	-	0,02	0,07	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CoO	-	-	-	-	-	0,00	0,16	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0,03	0,18	-	0,03
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

1-8 – из диатремы “Хосров”. 9-18 – из диатремы “Ерах”.

1. Стекло в мезостатисе. 2. Хлорит+альбит в мезостазисе. 3. Хлорит в мезостатисе. 4. Хлорит по фенокристу. 5. Хлорит, псевдоморфоза. 6. Хлоритизированное стекло (край стекла). 7. Хлоритизированное стекло, край стекла. 8. Хлоритизированное стекло. 9. Хлорит+альбит в мезостазисе. 10. Хлорит в мезостазисе. 11. Хлорит. 12. К-смектит. 13. Хлорит по стеклу. 14. Хлорит по стеклу. 15. Хлорит (хлоритизированное стекло). 16. Хлоритизированное стекло. 17. Хлорит по стеклу дайки. 18. Хлорит.

Породообразующее вулканическое стекло на поверхности оглинено, а с глубиною хлоритизировано, карбонатизировано, ожелезнено неравномерно по трещинам. Эти преобразования в фации раннего эпигенеза осложнены наложенной гидротермальной цеолитизацией.

В одних и тех же образцах туфов сонаходящиеся хлоритизированные и более свежие по облику обломки вулканического стекла, очевидно, представляют продукты разных стадий эксплозий. При общей тенденции вовлечение каждой последующей эксплозией вещества предшествующих происходит разрушение ранних продуктов и смешение с новыми. Часть этого материала, как видно, распространилась и вне диатрем.

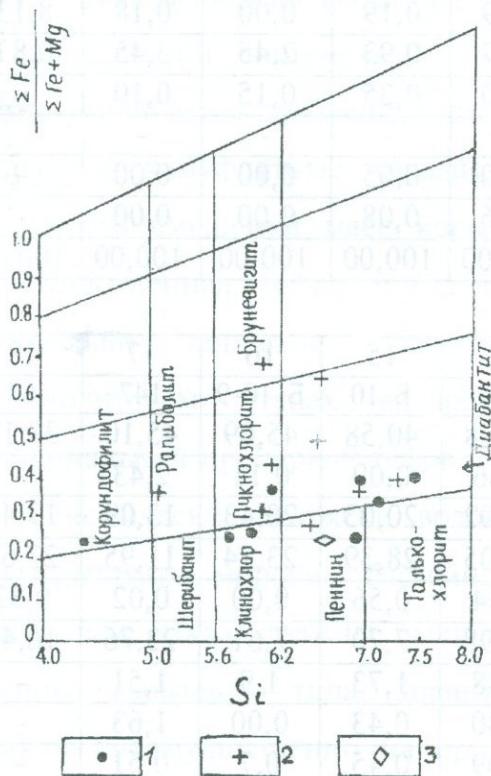


Рис.28

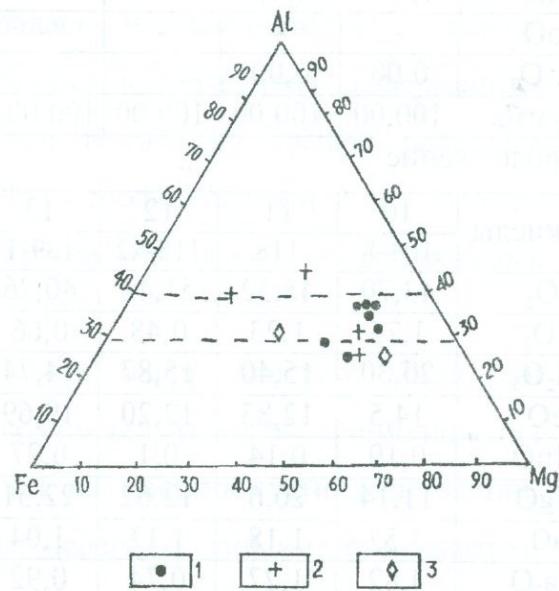


Рис.29

Рис.28. Составы хлоритов туфов и даек диатрем на диаграмме $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} - \text{Si}$

(в форм. ед., расчет на 28 O).

1. Хлорит из туфов диатрем группы "Хосров". 2. Хлорит из туфов диатремы "Ерак". 3. Хлорит из дайки щелочных лампрофиров диатремы "Ерак".

Рис.29. Составы хлоритов щелочно-лампрофировых туфов и даек диатрем на диаграмме $\text{Fe} - \text{Al} - \text{Mg}$ (в атомн. колич., %).

1. Хлорит из туфов диатрем группы "Хосров". 2. Хлорит из туфов диатремы "Ерак". 3. Хлорит из дайки щелочных лампрофиров диатремы "Ерак".

Пунктирами очерчены границы полей хлоритов.

Хлоритизация — один из характерных видов изменений стекла.

Отмечаются обособленные зерна хлорита и агрегаты — новообразования по стеклу. Исследованы они под микроскопом и микрозондовым анализатором в сочетании с единичными рентгеноструктурными определениями. Эти микрочешуйчатые волокнистые и пластинчатые образования по химическому составу относятся к группе железистомагнезиальных и магнезиальных хлоритов. Замещение в них Mg на Fe можно предполагать в любых пропорциях. Отношение $Fe:(Fe+Mg)$ изменяется от 0,23 до 1 (в единственном образце из диатремы “Ерак” оно равно 1,10). Судя по низкому суммарному содержанию Fe, хлориты не окисленные. Классификация минеральных видов хлоритов (Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. 1966) основана на соотношении суммарного железа в формульной единице к количеству ионов Si на формульную единицу. Хлориты туфов диатрем группы “Хосров” располагаются в поле клинохлора, пеннина, диабантита и изредка — в поле пикнохлорита. Хлориты туфов диатрем “Ерак” в поле: диабантит-пикнохлорит-рипидолит (рис.28).

На диаграмме Al-Fe-Mg (рис.29) составы хлоритов туфов диатрем группы “Хосров” локализуются преимущественно в поле собственно хлоритов, а хлориты туфов диатремы “Ерак” располагаются выше и ниже его. Тенденция смещения составов хлоритов туфов диатрем группы “Хосров” к магнезиальному в целом соответствует повышенной магнезиальности составов вулканического стекла. Хотя нельзя не отметить значительные вариации составов стекла (данные микрозондового анализа) в разных точках даже одного зерна. Очевидно, что новообразования хлоритов предопределены и неоднородностью составов стекла и особенно наличием глобулей (микроликватов) и зачаточных центров раскристаллизации. В целом хлоритизация ассоциирует с развитием смектитов и монтмориллонита по стеклу, характеризуя раннюю стадию эпигенеза.

2.2.3.1. О фенитизации туфов

Фенитизация туфов тефритов и трахитов отмечена вдоль эндоконтакта диатрем, относимых к “Средней” (рис.9). Это кристалло-литокластические и

Таблица 28

Химический состав фенитизированных туфов диатремы “Средняя” группы “Хосров”

N	N обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	влага	nnn	P ₂ O ₅	CO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	11a	37,93	0,25	7,15	5,91	1,72	0,17	21,62	2,63	1,14	1,11	0,23	18,48	0,37	2,00	100,71
2	61	41,16	1,9	12,44	9,21	1,72	0,07	7,21	6,90	4,13	3,00	0,69	6,86	0,34	4,70	100,33
3	70	48,47	0,82	12,91	17,59	0,86	0,19	2,52	2,75	1,99	3,05	0,34	1,58	3,30	4,10	100,47
4	63	51,79	0,39	12,51	3,95	2,01	0,11	11,55	2,18	0,35	1,06	0,06	8,71	3,90	1,60	100,17
5	18	62,82	0,46	10,20	12,51	1,72	0,01	1,54	1,84	2,44	3,14	0,46	не обн.	0,34	3,30	100,78
6	64	72,05	0,31	8,29	7,50	1,32	следы	0,85	3,17	0,12	1,00	0,05	не обн.	1,50	4,66	100,82

Лаборатория ИГН НАН РА.

Таблица 29

Содержание редких элементов в фенитизированных туфах диатремы “Средняя”

N	N обр.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Гм	Ib	Lu	I	Rb	Sr	Th	Ta	Nb	Hf	Zr
1	63	45,3	150	66,7	14,0	2,8	12,2	2,31	1,36	8,6	1,4	62,4	25,8	62,4	9,3	1,67	94,6	3,91	607,2
2	61	32,0	221	80,3	16,9	3,43	18,2	3,43	1,69	10,6	1,5	86,2	33,4	52,8	14,4	2,31	145,8	7,76	979,5

*) La-Ta – нейтронно-активационный анализ (Zr, Hf, Nb – рентгено-радиометрический анализ) ИГ и СОР АН,
аналитик Ю.Г.Шипицын.

литокластические туфы и средне-тонко-слоистые, они прорваны туфами щелочных лампрофиров, характеризуя раннюю стадию формирования диатрем.

В тяжелой фракции фенитов в иммерсии под микроскопом определены, помимо эгирина, также биотит, мелилит, оливин (форстерит), циркон, апатит, изредка муассанит, пирохлор (?), единичные зерна жадеита, а также целестин и барит, магнетит. Суммарная карбонатность фенитов также колеблется значительно, от 8,5 до 43,8%.

В фенитах спектральным анализом (ДФС-13) выявлены: Nb – 0,042 – 0,053%, Sn – 0,001 – 0,002%, Zn – 0,013 – 0,042% - 0,075, при этом низкие содержания Cr, Co, Ni. Спектральным анализом в тяжелой фракции фенитов определены: Zr – 0,12%, Hf – 0,014%, Nb – 0,032%, Ta – 0,024%, Sn – 0,002%, Ba – 0,2%.

Относение туфов к фенитам подкрепляется, помимо наличия эгирина, высокими содержаниями РЗЭ, Nb и Zr, а также высоким отношением La/Yb (табл.29).

Значительные колебания содержания породообразующих химических элементов, в их числе и малоподвижных: глинозема и окиси титана свидетельствуют о разной интенсивности проявления фенитизации и зависимости от исходного состава и структуры туфов, подверженности щелочному метасоматозу. Обращают внимание реликты в литокластах директивных структур (трахитоидность), весьма низкое содержание окислов магния, низкая титанистость. Это более ранний продукт эксплозий, чем лампрофировые туфы, которые их секут, и они могут быть сопоставлены с туфами щелочно-базальтово-фонотефритового состава в строении диатремы “Ерах”. Интересно, что эти ранние эксплазивные продукты не содержат ксенолитов – признак повышенной проницаемости коры. Фенитизация (K/Ar – 115 млн лет) обязана внедрению щелочных расплавов (?) (ксенолиты щелочных сиенитов выявлены в диатреме “Ерах”). Щелочная магма, вызвавшая фенитизацию, видимо, синхронна трахитам (бостонитами) района диатремы “Ерах”. Они датируются в 120-130 млн лет (K/Ar определения).

2.2.4. О радиологическом возрасте диатрем

Rb-Sr изотропный состав определялся для главных типов пород карбонатно-вулканогенной формации келловея-берриаса, вмещающей Ерахскую диатрему, для слагающих диатрему вулканических пород и минералов-вкрашенников в них, а также для ксенолитов (автолитов) интрузивного облика в туфах диатремы. По полученным аналитическим данным (табл.30) определены изохроны возраста пород всей изученной выборки и вычислены величины $Esr(T)$ относительно модельного резервуара. Изохроны построены полиномиальным методом наименьших квадратов, значения возрастов и первичные изотропные отношения установлены для 68% доверительной вероятности ($\pm\sigma$).

Отчетливо выделяются 3 возрастные группы, которые в первом приближении согласуются с выполненными K-Ar датировками (табл.30) в пределах 151-141 млн лет и 114-102 млн лет, при этом допускается возможное аргоновое омоложение.

В первую возрастную группу входят главные типы пород бимодальной карбонатно-вулканогенной формации, вмещающей диатрему. Изохронный возраст определялся по 7 образцам (рис.30), из коих пробы 6, 7 и 8 представляют мономинеральные фракции хром-диопсида из ксенолита севита и сосуществующей пары керсунит-плагиоклаз из ксенолитов габбро. Изохона отвечает возрасту $T=172\pm6$ млн лет с первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равным $0,70377\pm0,00010$, MSWD=0,823. В этой группе отклонение устанавливается для образца аортозита из ксенолитов, имеющего высокое содержание Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,70584. Величины атомных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пород вмещающей толщи варьируют в пределах 0,70548-0,71302, возрастая в направлении от пикродолеритов к трахитам. В эти пределы укладываются величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для ксенолита аортозита. Ксенолиты амфиболита и пара: плагиоклаз-керсунит из ксенолита габбро имеют низкие, мантийные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70391-0,70416). Мегакристы хром-диопсида также характеризуются низкой величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70402).

Вулканические породы диатремы составляют вторую и третью возрастные группы. Вторая группа объединяет туфы щелочных базальтов,

фонотефритов и залегающих в них пластовых залежей керсунитовых фонотефритов, соответствующих начальным взрывам. Изохроны построены по трем точкам, возраст отвечает 173 ± 22 млн лет при первичном $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношении $0,70379 \pm 0,00016$, MSWD=0,113 (рис.30). Величина атомных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в фонотефrite составляет 0,70624, заметно убывая в мономинеральных фракциях керсунита из тех же фонотефритов и туфов (0,70397).

Статистический анализ приведенных двух изохрон показывает, что для 95% доверительной вероятности нельзя говорить о значимых различиях Rb-Sr изотопных возрастов, т.е. они практически одновозрастны. Это дает основание вычислить общее значение Rb-Sr возраста и первичное отношение для них: $T=172 \pm 3$ млн лет при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70378 \pm 0,00008$, MSWD=0,521, а также величину $\text{Esr}(T)=-7,53$.

К третьей возрастной группе отнесены вулканические породы второго и третьего этапов формирования диатремы. Изохрона основана на 4 точках, она фиксирует значительный возрастной интервал и соответствует $T=106 \pm 4$ млн лет с первичным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением $0,70406 \pm 0,00013$, MSWD=0,066, величина $\text{Esr}(T)$ возрастает до -4,56.

В этой возрастной группе по аномально высокому содержанию Sr и аномальному изотопному составу ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70500$) обособляются Ti- clinopiroksen-керсунитовые мончикиты (обр. Б-20 и 482) и порфировые вкрапленники клинопироксена в них (обр. 152), а также гологиалиновые туфы с карбонатным цементом (обр. 44-Е). В этих образцах, после удаления из породы карбоната 2N раствором HCl (табл.31), в растворенной части (обр. 482) определяется около 37% Sr и 2,60% Na₂O (за счет удаления анальцима из стекловатого базиса). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в нерастворимом остатке уменьшилось до $0,70424 \pm 0,00024$. Подобные же соотношения устанавливаются и в образце туфа (44-Е), для которого также показательно высокое значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. После же удаления карбонатного цемента 2N раствором HCl отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ снизилось до 0,70443. Предполагается коровая контаминация карбонатной компоненты. Кальцит севитов-ксенолитов в диатреме "Ерах" и магнезиокарбонатиты в карбонатно-вулканогенной формации также обнаруживают высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7064-0,7071$ (табл.31), которые превышают мантийные значения, характеризующие вулканические породы диатремы.

Таблица 30

К-Аг изотопно-аналитические данные магматических пород
и минералов-вкрапленников диатремы "Ерах"

№ обр.	Порода	Место отбора	К в %	$\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}$	Возраст	
					интервал	средний
	Туф лито-витрокластический щелочно-лампрофировый	Верховые басс.р. Веди				
A-2	(из витрокластики)	Диатрема "Восточная"	2,59	17,20 16,75 16,74	93,1 90,1 90,0	$91,4 \pm 1,2$
K-2	-//-	Диатрема "Средняя"	0,94	6,07 6,13 6,21	90,1 91,9 92,9	$91,6 \pm 1$
K-3	-//-	Диатрема "Средняя"	2,11	13,70 11,90 14,70	91,3 90,0 97,6	$90,0 \pm 6$
	Туфы лито-витро-кристаллокластические фоно-тефритовые и трахитовые, фенитизированные	Верховые басс.р. Веди диатрема "Средняя", северный выход (прирусовой, р. Манкук)				
86-3т		-//-	1,98	14,74 15,12 16,32 16,40	104,3 106,9 115,5 116,9	$110,7 \pm 5$
61	-//-	-//	3,40	25,27 24,95 25,8	104,10 102,86 106,1	104 ± 1
64	-//-	-//	3,99	34,43 38,2	120,33 133,0	$126,5 \pm 6$
86-1т	-//-	-//	3,23	28,05 27,94	121,13 117,75	$119 \pm 1,7$
88-261	Туф лито-витрокластический щелочно-лампрофировый (из витрокластики)	Диатрема "Ерах", среднее течение р. Веди	2,36	19,05 17,98 19,36 18,29	112,74 106,60 108,86 108,54	$109 \pm 2,4$
88-А-157	Ксенолиты базанитов в туфах Краевая брекчия	Диатрема "Ерах" ю-в фланг	0,80	8,44 8,02	146,70 139,80	$142,3 \pm 3,1$

Продолжение табл.30

№ обр	Порода	Место отбора	Кв %	Ar^{40} г/г 10^{-9}	Возраст	
					интервал	интервал
Б-158	-/-	-/-	0,34	9,06 8,11	149,55 134,44	$142,0 \pm 7,5$
Б-159	-/-	-/-	0,37	3,88 3,81	145,9 143,2	$144,6 \pm 1$
88-128Т	Прожилок тремолита в автолите кальцио-карбонатита	-/-	0,90	9,18 9,53	141,5 146,6	$142,8 \pm 2,5$
90-470	Щелочной, керсититовый базальт	-/-	2,64	26,78 27,09	140,66 142,25	$141,5 \pm 0,9$
90-472	Щелочной базальт	-/-	2,50	20,53 20,36	114,68 113,88	$114,3 \pm 0,5$
Б-26	Базальт роговообманковый	-/-	0,50	6,05 6,00	152,1 151,0	$151,5 \pm 0,5$
Б-12	Базальт щелочной керсититовый	-/-	1,78	19,87 18,74 19,29	154,5 146,0 150,3	$150,3 \pm 0,3$
88-66	Базальт щелочной	-/-	2,67	19,52 19,40	102,53 102,37	$102,4 \pm 1$
Б-27	Габбро меланократовое	-/-	1,20	12,58 12,72 13,83 12,80	145,4 146,9 159,7 147,7	150 ± 5
Б-27а	Габбро меланократовое	-/-	0,65	6,87 7,15 7,93	146,4 152,0 155,7	$151,3 \pm 3,4$
90-499	Кампто-мончикит	Дайки в диатреме "Ерак" (наиболее близкая к центру)	0,80	5,55 5,53	97,48 97,32	$97,4 \pm 0,1$

Примечание: таблица составлена по данным Багдасарян Г.П., Варданян А.В., Сатиан М. А. (1989).

Из результатов Rb-Sr определений следует – формирование карбонатно-вулканогенной формации келловея-берриаса и эксплозивных туфов первого этапа Ерахской диатремы происходило почти одновременно (172-173+5 млн лет) и полученные цифры первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,70377-0,70379\pm0,0001$) отвечают мантийным значениям. Величина Esr(T) для этой возрастной группы (-7,53) соответствует реперным значениям деплетированной мантии; между формированием туфов второго этапа диатремы и внедрением лампрофирового даечного комплекса (106 ± 4 млн лет) с мантийным первичным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением ($0,704059\pm0,00013$) обозначается значительный геохронологический интервал. В этой возрастной группе величина Esr(T) возрастает до -4,2, приближаясь к параметрам метасоматически обогащенной мантии.

Таблица 31

Rb-Sr изотопно-аналитические данные магматических пород
и минералов-вкрапленников диатремы “Ерах”

№ п.п.	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	13,31	45,26	0,29	0,841	$0,70548\pm0,00035$
		46,3			
2	49,65	223,52	0,22	0,643	$0,70555\pm0,00021$
3	87,85	67,58	1,29	3,739	$0,70528\pm0,00021$
		68,62			$0,71301\pm0,00035$
4	8,16	410,97	0,019	0,055	$0,70634\pm0,00028$
		426,59			$0,70534\pm0,00014$
5	7,03	140,64	0,049	0,142	$0,70391\pm0,00020$
		145,29			$0,70394\pm0,00014$
6	1,59	39,37	0,04	0,12	$0,70402\pm0,00028$
		37,61			
7	13,21	630,6	0,021	0,061	$0,70416\pm0,00035$
					$0,70413\pm0,00028$
8	5,58	2057,04	0,0027	0,0078	$0,70380\pm0,00028$
		2051,67			$0,70394\pm0,00028$
9	101,8	324,79	0,31	0,903	$0,70597\pm0,00021$
		325,82			$0,70650\pm0,00028$
10	21,15	935,1	0,023	0,066	$0,70416\pm0,00032$
		904,72			$0,70384\pm0,00019$
11	16,22	583,86	0,027	0,079	$0,70406\pm0,00021$
		602,15			$0,70380\pm0,00028$
12	71,64	36,19	1,947	5,633	$0,71254\pm0,00017$
		37,39			

Продолжение табл.30

№ п.п.	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	Rb/Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
13	8,23	750,85	0,011	0,032	$0,70577 \pm 0,00023$
	8,26	763,05			$0,70583 \pm 0,00022$
14	13,63	114,5	0,12	0,344	$0,70454 \pm 0,00028$
15	56,04	848,61	0,068	0,197	$0,70417 \pm 0,00021$
	57,38	816,37			$0,70441 \pm 0,00014$
16	26,34	2926,75	0,009	0,027	$0,70512 \pm 0,00007$
	27,24	2888,29			$0,70488 \pm 0,00007$
17	27,75	2995,56	0,009	0,027	$0,70498 \pm 0,00028$
18	28,92	342,25	0,0823	0,238	$0,70448 \pm 0,00024$
		360,75			
19	17,55	1942,75	0,0089	0,026	$0,70505 \pm 0,00018$
	16,98	1940,06			$0,70509 \pm 0,00021$
					$0,70494 \pm 0,00030$
20	5,05	178,15	0,028	0,081	$0,70649 \pm 0,00015$
	4,91	176,4			$0,70638 \pm 0,00014$
21	8,72	109,23	0,081		$0,70709 \pm 0,00020$
	8,97	109,02			$0,70715 \pm 0,00023$
22	24,47	1756,74	0,014	0,04	$0,70424 \pm 0,00021$
23	-	-	-	-	$0,70501 \pm 0,00027$
24	-	-	-	-	$0,70443 \pm 0,00028$
25	-	-	-	-	$0,70583 \pm 0,00028$

Примечание к таблице

Карбонатно-вулканогенная формация: 1 – обр. 96-49, оливиновый пикродолерит, поток Манкук; 2 – обр. БЕ-94, керсугитовый трахибазальт; 3 – обр. БЕ-102, трахит (бостонит) из субвулканического тела; 4 – обр. БЕ-50(01), анортозит из крупного ксенолита в туфах диатремы; 5 – обр. Б-14, керсугитовый амфиболит из ксенолита в туфах диатремы; 6 – обр. 2000-28, кристаллы хром-диопсида из включений в ксенолите севита в туфах диатремы; 7 – обр. Б-30а, керсугит из керсугит-клинопироксенового габбро, ксенолита в туфах диатремы; 8 – обр. Б-30п, плагиоклаз из того же ксенолита.

I этап эксплозии: 9 – обр. 143, керсугитовый фонотефрит из пластовой залежи, СВ фланг диатремы; 10 – обр. 147б, керсугит из керсугитового фонотефрита, там же; 11 – обр. 2000-к, керсугит из туфов щелочных базальтов-фонотефритов, там же.

II этап эксплозии: 12 – обр. К-4/15, вулканическое стекло из лампрофировых туфов, южная часть Ерахской диатремы.

III этап эксплозии: 13 – обр. 44-Е, гологиалиновый лампрофировый туф с карбонатным цементом, С-С3 фланг диатремы; 14 – обр. 44-П, клинопироксен из вкрапленников в гологиалиновых туфах, там же.

Даечный комплекс: 15 – обр. 34-Е, оливин-клинопироксеновый камптонит из дайки, СВ фланг диатремы; 16 – обр. Б-20, керсугит-клинопироксеновый мончикит из кольцевой дайки, С3 фланг диатремы; 17 – обр. 482, то же; 18 – обр. EL-2, оливин-клинопироксен-керсугитовый кампто-мончикит из штока, центральная часть диатремы; 19 – обр. 152 (Д-1п), клинопироксен из вкрапленников в керсугит-клинопироксеновом мончиките, кольцевая дайка.

Карбонатиты: 20 – обр. 2000-Л, кальцит из ксенолита севита, ЮВ фланг диатремы; 21 – обр. 2000-7 (А), «черный» карбонатит, верховые р. Веди, правый берег.

Дополнение – образцы, обработанные в 2% растворе HCl: 22 – обр. 482, клинопироксен-керсугитовый мончикит, нерастворенная часть образца; 23 – обр. 482, то же, растворенная часть образца; 24 – обр. 44-Е, гологиалиновый туф, нерастворенная часть образца; 25 – обр. 44-Е, то же, растворенная часть образца.

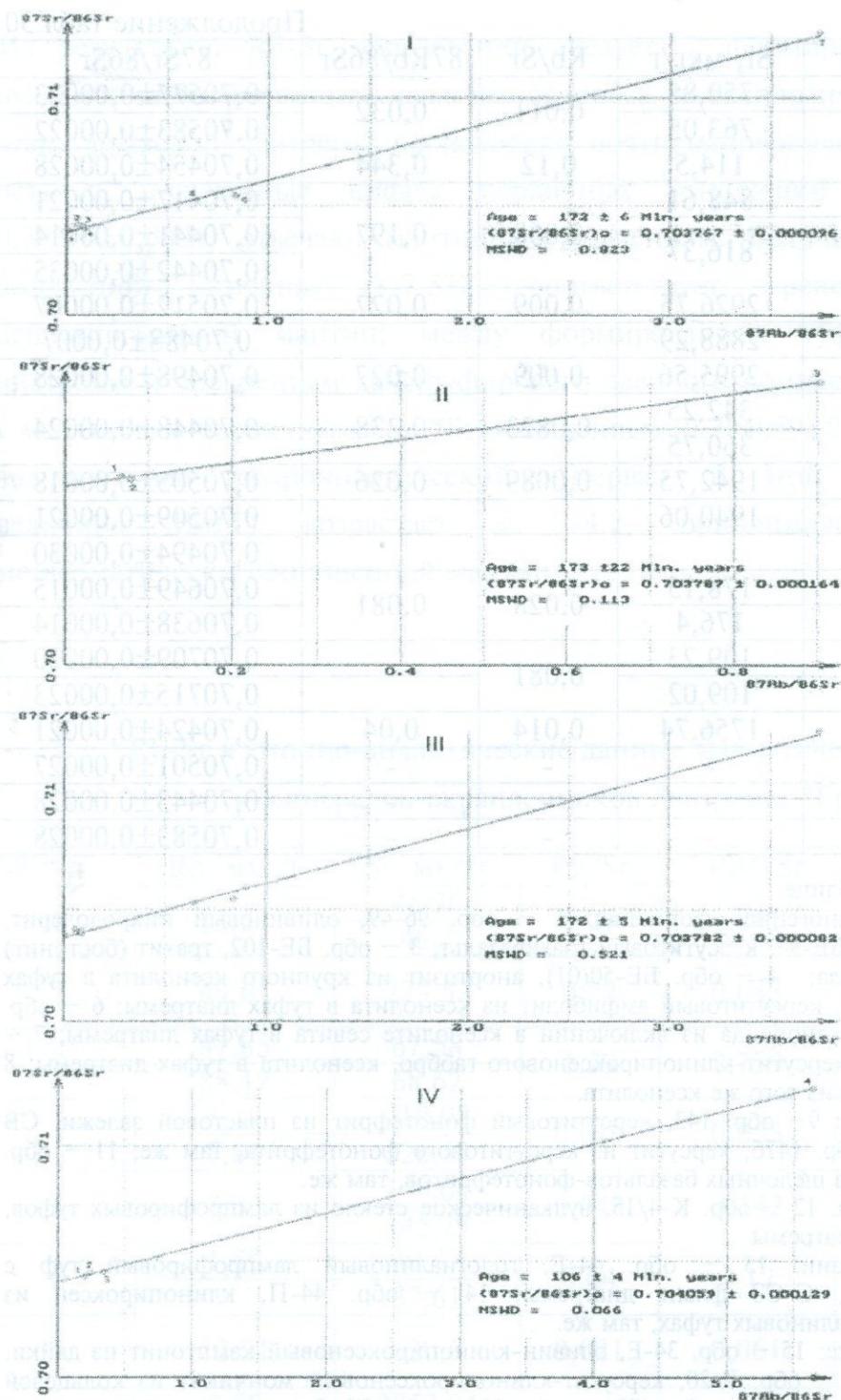


Рис.30. Диаграмма $87\text{Rb}/86\text{Sr} - 87\text{Sr}/86\text{Sr}$ для пород вулканической серии Ерахской диатремы и вмещающей толщи.

I – Вмещающая толща; 1–обр. BE-30п, плагиоклаз из керсунит-плагиоклазового габбро, ксенолит. 2–обр. BE-30а, керсунит из керсунит-плагиоклазового габбро, ксенолит. 3–обр. 2000-28, хромдиопсид, ксенолит сёвита. 4–обр. Б-14, амфиболит, ксенолит. 5–BE-94, щелочной базальт, 6.–обр. 96-49, пикродолерит. 7–обр. BE-102, трахит. II – Первый этап эксплозии; 1–обр 147б, керсунит из фонотефрита, пластовая залежь. 2–обр 2000-к, керсунит из туфа фонотефрита. 3–обр. 143, фонотефрит, пластовая залежь. III – Вмещающая толща и первый этап эксплозии, усл. знаки см. выше. IV – Второй и третий этапы эксплозии: 1–обр. 34-Е, камтонит, дайка, 2–обр. EL-2, кампто-мончикит из штока. 3–обр. 44-п, клинопироксен из лампрофирового туфа. 4–обр. K-4/15, вулканическое стекло из лампрофирового туфа.

III. ПЕТРОЛОГО-ГЕОСТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ДИАТРЕМ

3.1. Петрологические критерии

По результатам изучения вещественного состава туфов и даек, их временных и структурных соотношениях, а также по составу ксенолитов в туфах обозначается стадийность формирования диатрем. Она более очевидна для крупных диатрем и прежде всего для диатремы “Ерах”. Ксенолиты в гологиалиновых щелочно-базальтоидных туфах, краевых в строении диатремы “Ерах” редки и можно полагать, что гологиалиновые туфы возникли при значительной проницаемости коры и при быстром подъеме расплавов исходной базанитовой магмы. Это первая стадия эксплозий. Судя по структурному рисунку размещения туфов, она связана с близмеридиональными разрывами в коре. К этой же фазе относятся внедрение силлов и штока фонотефритов.

Следующие фазы эксплозий вызваны насыщением магмы глубинными флюидами и ликвацией расплава. Перерыв между одной из них и предшествующей фазой эксплозии, видимо, сопровождался структурной перестройкой, обновлением разломов широтного простирания, сменой трещинных жерл центральными.

Туфы этой и последующей фаз (стадий) включают ксенолиты щелочных базальтов и пород дайковой серии (щелочных лампрофиров) и кальциокарбонатитов. Следовательно, сменились условия проницаемости и положения канала, включавшего и дайки и, видимо, конфокально размещенные массивы кальциокарбонатиты.

Диатрему “Ерах”, наибольшую из выявленных, отличают петрохимическое разнообразие эксплозий и даек (и штоков).

Отнесение гологиалиновых туфов к щелочно-лампрофировой ветви клана лампрофиров (Rock 1987) следует из химического состава: низких содержаний Si, Al повышенных Ti, Mg, Ca, Na, и K, сходства по малым химическим элементам (табл.22-24) особенностей структуры карбонатного

цемента, глобулярной и др., вулканического стекла а также из ассоциации туфов с дайками мончикитов и камптонитов.

По соотношению кремнезема и щелочей (табл. 2-9, 12, 13., рис. 31, 32, 33) составы туфов, даек, силлов и штоков, выполняющих диатремы разделяются на следующие петрохимические группы, характеризуя стадийность формирования диатрем. Туфы щелочно-базальтовые (45,4-46,2% SiO_2) низко магнезиальные с повышенной глинозомистостью, умеренной-низкой титанистостью, с отношением $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}=1,0-1,2$ и высоким содержанием P_2O_5 (0,8-0,4%). Туфы щелочных базальтов имеют Сог-нормативный состав ($\text{al}'=2,0-2,7$) с преобладанием K_2O в составе щелочей ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1,0-1,9$). К первой стадии развития диатрем группы “Хосров” (диатрема “Средняя”), по-видимому, следует отнести кристаллитокластические туфы ряда фонотефрит-трахит. Туфы щелочных лампрофиров Ol-Ne-нормативного состава (35,6-38,2% SiO_2) с высокими содержаниями TiO_2 ($\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}=1,5-6,2$), P_2O_5 (0,4-0,8%) и MgO (7,5-11,8%) и с нередким преобладанием K_2O в сумме щелочей ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1,3-1,8$).

К третьей стадии относятся в дитреме “Ерак” умеренно титанистые щелочно-лампрофировые Ol-Ne-нормативные туфы, им свойственны составы: 38,7-42,2% SiO_2 с умеренным содержанием TiO_2 ($\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}=0,6-1,1$), переменные соотношения щелочей с преобладанием Na_2O над K_2O , ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,4-1,9$), умеренной магнезиальностью (6,2-8,3% MgO) и содержанием P_2O_5 в пределах 0,3-0,5%. Состав силлов фонотефритов близок к составам вмещающих их щелочно-базальтовых туфов. Фонотефриты лейкократовые, пересыщенные глиноземом ($\text{al}'=2,6-3,5$), калиевого уклона ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1,3-1,8$), с низкой кальциевостью и железистостью. Составы даек и штоков щелочных лампрофиров в диатреме “Ерак” совмещены с петрохимическими полями щелочных лампрофиров составов туфов второго и третьего этапов. В дайках камптонитов и камpto-мончикитов содержания SiO_2 составляют 46,0-39%, Al_2O_3 – 15,0-12,1%, CaO – 13,0-9,0%, MgO – 11,0-6,2% при заметных вариациях содержания TiO_2 ($\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}=0,7-3,5$). Составы бесполевошпатовых мончикитов отличаются узким диапазоном содержаний окислов (SiO_2 – 43,5-42,0%, Al_2O_3 – 17,8-15,3%, CaO – 11,2-9,2%), при заметно более низком содержании MgO (5,3-4,5%), TiO_2 ($\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O}=0,3-0,5$) и

богатых в щелочи и высокоглиноземистые породы, образующиеся за счет окисления MgO . Детр

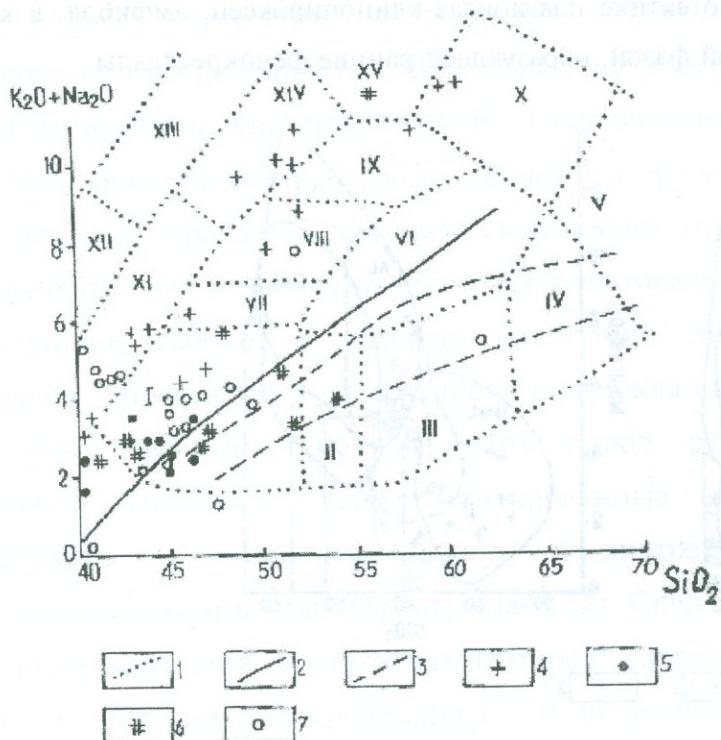


Рис.31. Составы ксенолитов вулканитов в туфах и составы даек диатремы "Ерах" и группы "Хосров" на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

1. Границы полей различных типов вулканических пород (по Коксу и др., 1967). 2. Раздел щелочной и субщелочной серий (по Т. Баротару). 3. Раздел толеитовой высокогенномоземистой и щелочной серий. 4. Дайки в диатреме "Ерах". 5. Дайки в диатремах группы "Хосров". 6. Ксенолиты диатремы "Ерах". 7. Ксенолиты диатрем группы "Хосров".

Поля составов вулканических пород

I – пикритовых базальтов, II – андезито-базальтов, III – андезитов, IV – дацитов, V – риолитов, VI – трахиандезитов, VII – гавайитов, VIII – муджиеритов, IX – бенморитов, X – трахитов, XI – базанитов и тефритов, XII – нефелинитов, XIII – фонолитовых нефелинитов, XIV – фонолитовых тефритов, XV – фонолитов.

Примечание: на диаграмме очевидно преимущественное развитие вулканитов: пикробазальтов, базальтов щелочной серии, также и щелочных лампрофиров (мончики, камптониты).

преобладании Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,2-0,3$), хотя имеются и обратные соотношения. Дайки высокоглиноземистых пикробазальтов и пикродолеритов выявлены в диатремах группы "Хосров" (табл.14). Следует подчеркнуть, что составы щелочно-лампрофировых туфов второго и третьего этапов принадлежат котектикам с Di-An и располагаются вдоль изолинии $\text{Al}_2\text{O}_3=\text{CaO}$ в поле кристаллизации Di (рис.34), отражая их глубинность и повышенную известковистость (щелочность), тогда как составы даек щелочных лампрофиров дифференцированы, смешены к изолинии $\text{Al}_2\text{O}_3=1,3\text{CaO}$, приближаясь к стороне An-Fo фазового треугольника с эвтектической точкой

ϵ_4 (ϵ_3). Они принадлежат котектике плагиоклаз-клинопироксен, амфибол, в которой оливин является избыточной фазой, образующей ранние фенокристаллы.

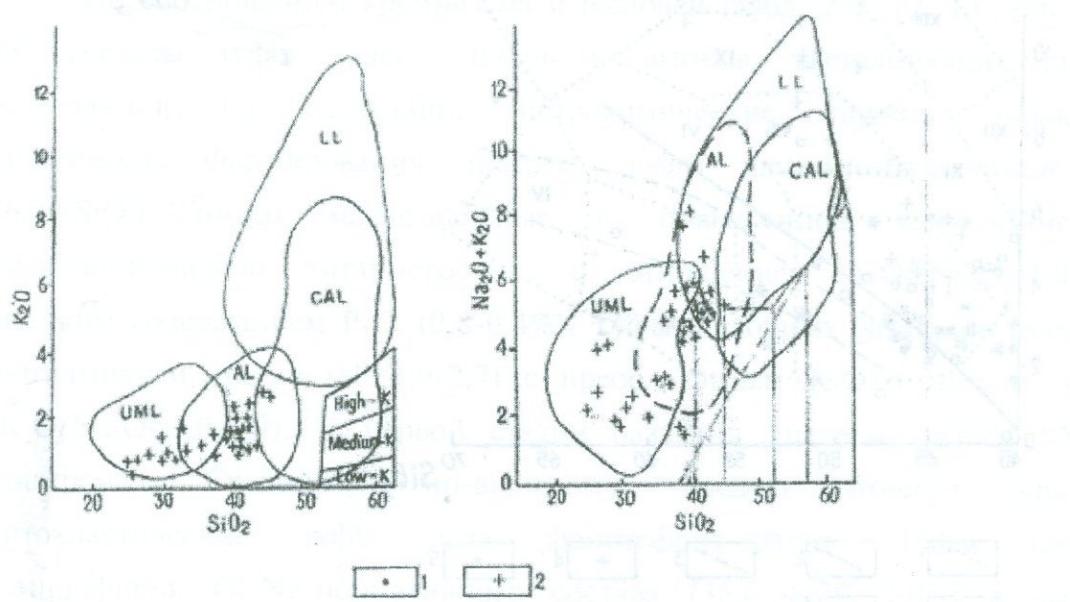


Рис.32. Дискриминационная диаграмма K_2O-SiO_2 и $K_2O+Na_2O-SiO_2$ для пород клана лампрофиров из диатремы "Ерап" (по Rock, 1987).
UML – ультрамафические лампрофирсы, CAL – известково-щелочные лампрофирсы, AL – щелочные лампрофирсы, LL – лампроиты.

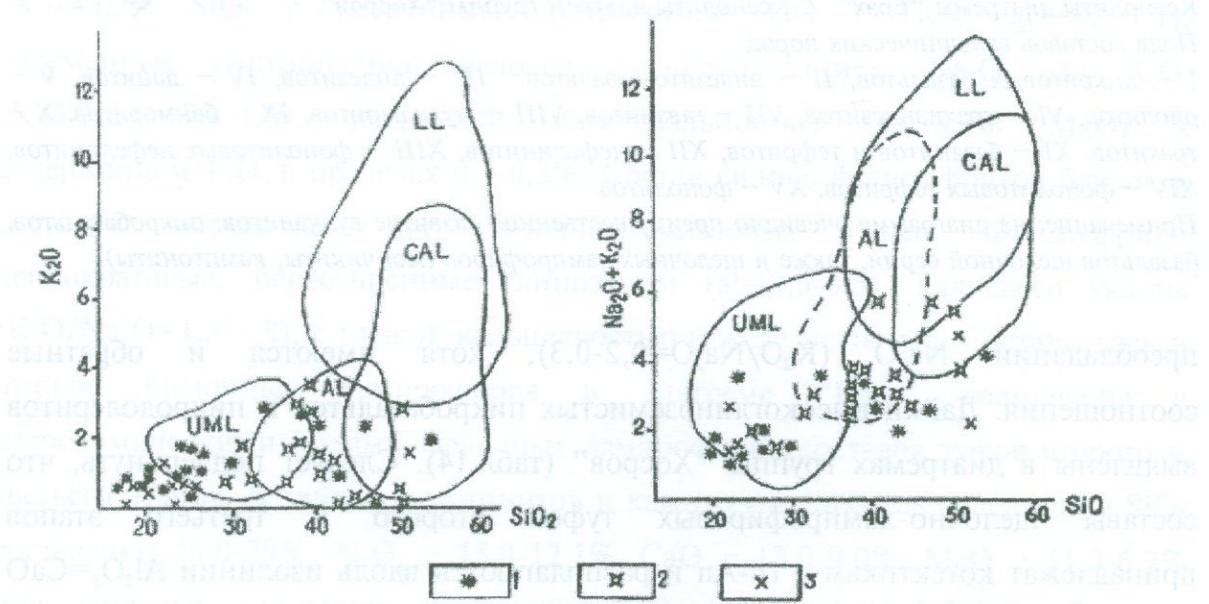


Рис.33. Дискриминационная диаграмма K_2O-SiO_2 , $K_2O+Na_2O-SiO_2$ для туфов из диатремы группы "Хосров".
1. Диатрема "Средняя". 2. Диатрема "Восточная". 3. Диатрема "Верхняя".
Поля составов пород (по Rock, 1987): AL – щелочных лампрофиров, SAC – известково-щелочных лампрофиров, UML – ультрамафитовых лампрофиров, LL – лампроитов.

Составы ксенолитов интрузивных пород амфиболитов и других располагаются выше изолинии $Al_2O_3=1,3CaO$ и достигают состава анортозитов вблизи An вершины системы An-Di-Fo. Эволюция их, выраженная убыванием доли MgO и согласованным возрастанием содержаний Al_2O_3 и CaO, следует анортозитового тренда. Ксенолиты, как видно, представляют контрастный кумулятивный ряд амфиболит-анортозит с промежуточными субщелочными и нормальными габбро, в которых пропорции лейко- и меланократовых минералов определяются котектикой плагиоклаз- clinопироксен, керсунит. Ксенолиты глубинных магматических пород редки, лишь в диатреме “Верхняя” выявлены серпентинизированные и карбонатизированные ультрабазиты и ксенолиты габбро, в диатреме “Средняя” – менее серпентинизированные гарцбургиты (табл.12). Среди немалочисленных мелких ксенолитов базальтов в диатренах группы “Хосров” преобладают щелочные серии и нередки пикробазальты, отличающиеся также повышенной глиноземистостью и низкой или умеренной магнезиальностью (табл.13) с Na-уклоном щелочности, петрохимически сходные с дайками. Ксенолиты интрузивного облика в диатреме “Ерак” ряда анортозит-амфиболит (керсунитовый, керсунит- clinопироксеновый)-габбро (керсунитовое, оливин- clinопироксеновое, плагиоклаз- clinопироксеновое)-сиенит обнаруживают (рис.34) параллелизм с составами вулканических пород диатремы: тот же диапазон содержаний SiO_2 (35,9-56,0%), прерывистое возрастание суммы щелочей. Различия состоят в более низком суммарном содержании щелочей, особенно калия (за исключением сиенитов), более высокой глиноземистости ($al'=0,8-1,6$) и кальциевости (до 14,7-16,2% CaO) с максимумом в анортозитах, сравнительно низких содержаниях P_2O_5 (0,1-0,4%), нередко и TiO_2 (0,2-0,6), и только в амфиболитах до 2,3%, и низких отношениях TiO_2/Na_2O (0,2-0,7); содержания FeO и MgO сохраняются на том же уровне. Как видно, интрузивные породы сформировались при процессах кристаллизационного фракционирования и аккумуляции, с одной стороны, лейкократовых фаз плагиоклаза (анортозитовый тренд с низким содержанием щелочей и P_2O_5) и калишпата (сиениты), с другой, меланократовых фаз керсунита, Ti- clinопироксена, частично апатита (амфиболитовый тренд с накоплением щелочей и P_2O_5).

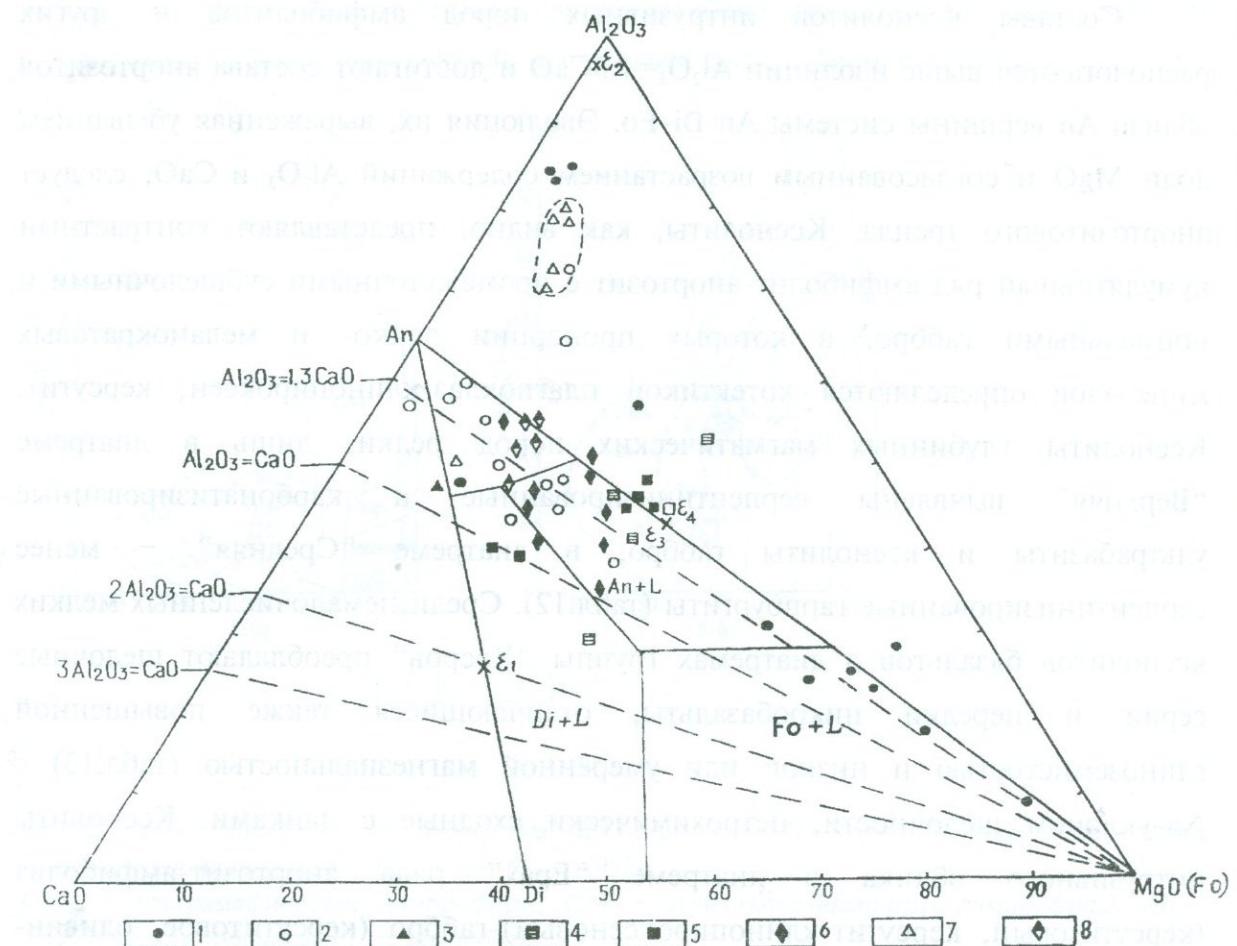


Рис.34. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-MgO}$ по Д.С.Штейнбергу (1985) для вулканических пород Ерхской диатремы и вмещающей толщи. Показаны изолинии отношений $\text{Al}_2\text{O}_3=1,3\text{CaO}$ (мантийные расплавы, отвечающие базальтовой котектике до 15 кбар; ряд пикрит-базальт и реститы гарцбургит-лерцолит), $\text{Al}_2\text{O}_3=\text{CaO}$ (более глубинные ультраосновные известковистые расплавы и комплементарные реститы шпинелевых лерцолитов и эклогитов), $2\text{Al}_2\text{O}_3=\text{CaO}$ $3\text{Al}_2\text{O}_3=\text{CaO}$ (высокоизвестковистые, максимальные по глубине кимберлит-карбонатитовые расплавы). В диаграмму вписан треугольник составов $\text{An}\text{-Fo}\text{-Di}$ с полями кристаллизации фаз $\text{Fo}+\text{L}$, $\text{An}+\text{L}$, $\text{Di}+\text{L}$ при 20 кбар и показаны двойные эвтектические точки E_1 (система $\text{Di}\text{-An}$), E_2 (система $\text{Di}\text{-Ab}$), E_3 , E_4 (система $\text{An}\text{-Fo}$).

Условные обозначения: 1-породы вмещающей толщи (пикродолериты, субщелочные базальты, трахиты); 2-ксенолиты в лампрофировых туфах диатремы (анортозиты, амфиболиты, габбро, сиениты); 3-туфы I этапа взрыва; 4-туфы II этапа взрыва; 5-туфы III этапа взрыва; 6-камптониты и кампто-мончикиты; 7-фонотефриты; 8-мончикиты.

Парагенезы минералов, их составы и составы стекла, стронциевая изотопия пород и минералов указывают в совокупности на верхнемантийный уровень магматических очагов.

В интрателлурических условиях очаги в верхней мантии силикатной жидкости кристаллизовались в виде мелких порфировых выделений субсолидусовые мантийные минералы-магнезиальный оливин, Ti -

клинопироксендо (Al^{VI}/Al^{IV}=0,76-0,26), керсунит в (Al^{VI}/Al^{IV}=0,16-0,26), обыкновенная роговая обманка, биотит (Al^{VI}/Al^{IV}=1,0-1,4), анортоклаз, ортоклаз, кислый плагиоклаз. Мегакристаллы хром-диопсида (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,70402±0,00028, (Al^{VI}/Al^{IV}=0,06), а также клиноэнстатит, омфацит (Al^{VI}/Al^{IV}=1,0-1,1), реликты жедрита в клинопироксene из севита могут рассматриваться как реститовые от гарцбургит-лерцолитового или шпинель-лерцолитового субстрата фазы. В промежуточных камерах кристаллизовались расплавы, внедрившиеся в виде даек. В формировании даек диатремы "Ерах" многостадийно проявились кристаллизационное и фракционирование и дифференциация. Высокое давление флюидной фазы в магматических камерах предопределило вертикальное расслоение и обособление отдельных порций расплава. На апикальных горизонтах камеры при невысокой степени плавления обособлялись ранние лейкократовые порции расплавов фонотефритов, принадлежащих Di-Ab(Or) котектике. Фонотефриты обеднены MgO и TiO₂ (TiO₂/Na₂O в клинопироксенах-0,6, Al^{VI}/Al^{IV}=0,76). На более поздних этапах со значительным временным отрывом, в условиях подтока глубинного тепла в промежуточную камеру и усилении степени плавления и кристаллизационного фракционирования формируются более глубинные порции расплавов щелочных лампрофиров даечного комплекса, (Sp-Di-Kes-мончикиты и Pl(Sp)-Di-Ol-камптониты, кампто-мончикиты). Наиболее ранними дифференциатами являются Ti-клинопироксен-керсунитовые мончикиты, внедрившиеся в кольцевой разлом диатремы "Ерах". Относительно глубокое залегание очага мончикитов предполагается из пониженных значений отношений TiO₂/Na₂O во вкрапленниках клинопироксена (2,2-3,4) при Al/Al^{IV}=0,34-0,37. Поздние менее глубинные дифференциаты-камптониты и кампто-мончикиты обогащены Ol-Pl-Cpx (Kes) фазами. Содержания MgO, CaO, TiO₂ в них возрастают, а отношение TiO₂/Na₂O в клинопироксенах составляют 3,1-4,5 при отношении Al^{VI}/Al^{IV}=0,30-0,47. Многостадийное фракционирование расплавов проявлено в виде многочисленных родственных обломков и включений керсунитовых и керсунит-двуполевошпатовых фонотефритов, мончикитов и камптонитов в туфах диатремы. Как отмечалось, на разных этапах кристаллизации в промежуточных очагах происходили сегрегация и аккумуляция минеральных

фаз, представленных в туфах ксенолитами интрузивного облика: тренды с аккумуляцией безводных полевошпатовых (аортозиты, сиениты) или плагиоклаз-клинопироксеновых (габбро) фаз, а в участках обогащения летучими H_2O -темноцветные, именно керсугит при участии клинопироксена, биотита, а также апатита (амфиболиты, керсугитовые габбро).

Таким образом, намечается сквозная тенденция развития близликивидусовых минералов-вкрапленников интрапеллурической стадии, кристаллизация которых продолжалась и в промежуточных камерах, что подтверждается многократно проявленной прямой зональностью кристаллов Ti-клинопироксена, керсугита и плагиоклаза. Немаловажны парагенезы с карбонатитами.

Карбонатитовые и щелочно-лампрофировые комплексы, как видно, генетически связываются с исходными глубинными компонентами "деплетированной" и "обогащенной" мантии (Delor, Rock, 1991; Михальский и др., 1994, 1998; Скуфын и др., 1999; Никифоров и др., 2002). Условия их смешения (или магматического замещения по Маракушеву, 1977) реализуются при вовлечении в процесс частичного плавления минеральных фаз рестиитового (оливин, клинопироксен, шпинель) и метасоматического (флогопит, амфибол, апатит) происхождения (Михальский и др., 1998).

Вулканические породы диатремы "Ерах" характеризуются низкими мантийными значениями первичных $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношений (0,70377-0,70459). Им свойственны повышенные содержания несовместимых (по отношению к примитивному мантийному субстрату) элементов (K_2O , TiO_2 , Rb , РЗЭ) при высоком содержании когерентных (MgO , CaO). Обнаруживается их двойственная природа и связь с метасоматически обогащенными мантийными источниками. Так, в лампрофирах даечного комплекса сохраняется базальт-пикритовое соотношение $Al_2O_3-CaO-MgO$ (рис.34), при подвижном поведении щелочей, особенно K_2O , вариации и разделение которых в отдельных порциях расплавов определяют прерывистый характер дифференциации. Если по геохимическим параметрам принять исходные составы пикродолеритов карбонатно-вулканогенной формации (Асланян и др., 1987) за региональный эталон древнего деплетированного мантийного субстрата, то возможно

допущение, что изохронный возраст в 172-173 млн. лет соответствует времени метасоматических преобразований (или смешения) этого субстрата под влиянием глубинных флюидов, богатых CO_2 и H_2O , и таких компонентов, как K_2O , TiO_2 , Rb , РЗЭ и др. По величине $\epsilon_{\text{sr}}(T) = -7,53$ и отношениям La/Ce (0,42-2,6), La/Yb (0,27-8,33) и K/Rb (50-630) в исходных расплавах пород карбонатно-вулканогенной формации и щелочно-базальтовых туфов первого этапа эксплозии можно предполагать доминирующее участие и деплетированных, и умеренно обогащенных мантийных источников. Для щелочно-лампрофировых туфов (второго, третьего этапов) и лампрофирового даечного комплекса величина $\epsilon_{\text{sr}}(T)$ возрастает до -4,56, заметно возрастают также отношения La/Ce (1,48-1,65), La/Yb (12,50-18,53), K/Rb (289-1210) – признаки того, что в их петрогенезисе более значимым было участие метасоматически обогащенного ЛРЗЭ мантийного источника.

3.2. Седиментологические признаки

Эти признаки воссоздают фациальную обстановку, места диатрем на профиле рифта, значимость перемыва выброшенной тефры, а также лито-фациальные условия перекрытия диатрем более молодыми осадками (сенона и раннего палеогена).

Выброс эксплозивного вещества в подводных условиях сопровождался осаждением какого-то объема этого вещества в воронке раstra, при частичном выносе его за пределы. Воронка в мелководье становится ловушкой естественного шлихования тефры, обогашения ее тяжелыми минералами. Примером тому являются эпикластические туфы в диатреме “Ерак”. В диатренах более глубоководной части рифта перемыв тефры надо полагать был ослаблен; хотя там не исключается градационное размещение обломков при сейсмических его встрясках и при взрывах в диатренах. Возможно, в этом причина отсутствия или слабого развития слоистых туфов в диатренах группы “Хосров”. Тефра же, выброшенная и снесенная за пределы воронки, может дать значительные скопления лишь вблизи нее – таковы, видимо слоистые туффиты, обнаруженные в норвежском меланже (Сатиан и др., 1999). В геологической характеристике Еракской антиклинали и диатрены “Ерак”

обращалось внимание на асимметрию строения крыльев: южного, резко сокращенного в мощности отложений сенона. Особо очевидно это для строения южной периферии диатремы. Выявленная на ее юго-востоке крупная краевая брекчия кальциокарбонатитов перекрыта маломощной, до 1м линзой органогенно-обломочных известняков с обилием раковин аммонитов, возраст которых определен (Кванталиани, 2001) от позднего келловея до берриаса включительно, обнаруживая сходство этих осадков с приподнятыми на дне палеобассейнов участками нулевой скорости седиментации при скоплении осадков и остатков фауны нескольких веков, при этом примечательно, что линза со скоплением раковин аммонитов перекрывается вулканической брекчией пикритов, сцементированных мшанками и водорослями – осадками мелководья. Эти наблюдение приводят к выводу, что диатрема начала свое формирование вблизи подводного поднятия моря, сложенного карбонатитами, и завершила в заведомо мелководной морской среде. С юга диатрема перекрыта была маломощными (до 20м) осадками раннего сенона, а с севера – осадками того же возраста, мощностью до 150-180м – свидетельство конседиментационного ее развития при южнонаправленном выдвижении к поверхности моря, тогда как северная периферия диатремы и вмещающие ее толщи испытали погружение. Выдвижение диатрем, их диапиризм вызваны не только разуплотнением (монтмориллонитизацией и др.) туфов, как в случае растрuba кимберлитовых трубок платформ (Милашев, 1984), а обязаны компрессии и складчатости, выраженной южной вергентности средиземноморской и последующих фаз складчатости. Ряд диатрем был выдвинут в размыв и до сенона. Минералы-индикаторы: сапфир, муассанит, бесцветный гранат встречаются в известняках сеномана-турона и в алевролитах "мергельной толщи" низов сенона.

Осадки мелового (сенонского) бассейна далеко не повсеместно на площади рифта предохраняли диатремы от дальнейшего размыва. Неоднократные складчатые движения деформируют не только выполнение раструбов диатрем, но надо полагать и их корневые дайки и подводящие трещины. Реконструкция первичной толщины выполняющих раструб тефры, по сравнению с той, что сохранилась в современном эрозионном срезе, приводит к выводу, что не менее 2/3 этой массы было уничтожено эрозией.

Главный этап разрушения диатрем приурочен к отступлению морского бассейна и связан с вовлечением всего комплекса в орогенез и глубокий размыв. Амплитуда вертикальных движений орогенного этапа (P_3 - Q) значительна, в несколько сот метров, о чем говорит разная гипсометрия диатрем в басс. р. Веди. Возрастает амплитуда блоковых перемещений в с-в направлении, к отрогам Гегамского хребта, где сформировались несколько сопряженных крупных сейсмогравитационных оползней плиоцен-четвертичного времени.

3.3. Геолого-структурные признаки

Структурная геология диатрем “Ерак” и группы “Хосров” и их размещение в антиклинальных складках на юге и на северо-востоке междуречья рр. Азат и Веди показывает, что возникли они при деформации коры Ведийского континентального рифта. Диатрема “Ерак” характеризует его южный борт, а относимые к группе “Хосров” – близосевую часть, которая маркируется выходами шаровых лав пикритов во вмещающей карбонатно-вулканогенной формации. Подъем толеитовых пикритовых расплавов определялся максимальным растяжением коры, между тем внедрение диатрем щелочных лампрофиров – ее сжатием в условиях затрудненной проницаемости. Очевидно также, что Еранос-Манкукская и Ерак-Барцракарская зоны антиклиналей обозначают простижение мезозойского рифта.

Из поперечных разломов, наиболее крупные, глубинные (Разданский, Аргичинский), видимо наследуют разломы в байкальском фундаменте с проявлением и на варисcийском этапе, а относительно менее глубинные, как например, Гарни-Котуцская группа, отмечены олистостромами во флишоиде палеогена и сейсмической активностью в голоцене (Аванесян, 2004). Несомненно, наличие разломов и вдоль резких градиентов мощностей сенонского комплекса в “клавиатуре” блоков офиолитового шва на раннем постофиолитовом этапе его развития (Сатиан, 1979).

Наиболее крупные из выявленных диатрем размещены на пересечении широтных и поперечных им разломов. Мелкие же линейные диатремы имеют

преимущественно з-с-з простирание, хотя отмечены и по простиранию поперечных разломов. Уподобляются им в размещении и дайки, при этом чаще они ограничивают северный контакт диатремы. Внутри крупной диатремы “Ерах” кольцевая дайка камptonитов и мончикитов наследует концентрический разлом: радиальные разломы в этой диатреме затрагивают дайки, смещая их. Концентрические, и радиальные разломы — свидетельства камуфлетных взрывов, сопровождаемых проседанием вещества растрuba.

Мелкие линейные диатремы слагают “ансамбли” диатрем “Средняя” и “Восточная”. Не исключено существование на их глубине некого вулканического “центра”, из которого поступала тефра по разломам. Последние могут быть образованы при взрывах в “центре” или расширены ими. “Луковичные” структуры во вмещающих диатремы породах на экзоконтактах окончаний диатрем, по их длинной оси, могли возникнуть при приоткрывании полости с выдвижением блоков, например, кристаллических известняков. С последующим расширением полости связано внедрение даек, при этом до их внедрения диатремы, вероятно были деформированы при компрессии рифта. В редких случаях повышение температуры в магматическом очаге при максимальном раскрытии зоны разлома расплавы в растрub достигали без диспергирования, образуя лавовые озера “туфо-карбонатитов”: в диатремах “Верхняя” и “Средняя” реликты таких образований разрушены в осевой части диатрем последующими эксплозиями.

Приконтактивые термальные изменения вмещающих диатремы толщ, если и наблюдаются (южная периферия диатремы “Ерах”), то время гидротермальной активности, скорее более позднее, чем туфы второй стадии эксплозий (кварц-карбонатные жилы и прожилки с Mn-проявлением) вдоль главной широтной зоны разломов. Вместе с тем, внутри площади диатрем немало признаков гидротермальной активности. Таковы неравномерное выполнения пор в туфах натриевыми цеолитами, прожилки кальциекарбонатитов (гидротермальной фации), западный эндоконтакт диатремы.

3.4. Некоторые вопросы геодинамики

Палеонтологические и радиологические датировки раннемелового времени возникновения офиолитовой ассоциации и геолого-структурные данные о параавтохтонной ее позиции (Сатиан и др., 2001) способствовали выделению в тектонизированной, так называемой, хосровской вулканогенной толще карбонатно-вулканогенной формации позднего келловея-берриаса, предшествующей офиолитам и относящейся к этапу континентального рифтинга постпермской литосферы Трансзакавказского –Иранского геотраверса. Требуют переосмысливания и вопросы геодинамики в мезозое этого региона. Выяснено, что щелочно-базальтовая формация лейаса полосы с.Неграм-с.Азнаберд Нахичеванской мульды (Карякин, 1985) имеет продолжение и по левобережью Ааратской впадины, где погребена под мощными молассами неогена. Ранние признаки постпермского рифтогенеза отразились в вулканомиктовом составе осадков позднего триаса Джерманисской антиклинали и в базальтовом вулканизме ($K/Ar = 199$ млн лет) – блоки в Норугийском меланже (Паффенгольц, 1946, Сатиан и др., 1999). Чередование растяжения (рифтинга) и компрессии набора микроплит (“аккордеонная” тектоника) предопределили все многообразие и осадочных, и магматических формаций мезозоя. В частности, наряду с субщелочным и толеитовым, значительно проявление щелочного базальтоидного и ультрабазитового магматизма и, как частный случай – эпизодическое формирование на фазах сжатия коры диатрем щелочных лампрофиров.

Пространству “возрожденного” (по Штеклину, 1984) океана Тетис, противопоставляются Севано-Акеринский и Зангезурский офиолитовые швы, которые относятся (Адамия и др., 1984, 1987) к области унаследованной или обновленной без значительных перерывов Закавказской сутуры от Палеотетиса к океану Мезотетис (или как неудачно нередко обозначают его Неотетисом). Субплатформенный (Габриелян, 1970) или миогесинклинальный (Асланян, 1959) режим развития в палеозое-раннем триасе литосферы юга региона в мезозое сменился режимом континентального рифтогенеза. С ним же и связано широкое проявление щелочно-базальтоидного магматизма, возникновение диатрем щелочных лампрофиров и карбонатитов.

Кратковременность, эпизодичность проявления эксплозивной активности лампрофирового магматизма контрастирует с длительным, порядка 27 млн лет, формированием карбонатно-вулканогенной формации, вмещающей диатремы. Вещественный состав их указывает на мантийный уровень возникновения базанитов, а затем, при ликвации, щелочно-лампрофировой магмы. Гологиалиновый состав туфов — главных типов пород диатрем, свидетельствует о быстром подъеме расплавов с мантийного уровня к поверхности. На неоднократные процессы ликвации магмы указывает наличие более ранних кальциокарбонатитов — ксенолитов в составе туфов. При пространственной близости диатрем группы “Хосров” и выходов шаровых лав пикритов толеитовой серии, структурной приуроченности и тех, и других к оси рифта или вблизи него, геодинамическая обстановка их возникновения прямо противоположная: диатремы — при компрессии литосферы, пикриты — при наибольшем растяжении на доофиолитовом этапе, перед главной фазой спрединга. Мелкие тела серпентинизированных ультрабазитов, картируемые в составе формации — важнейшие признаки начальных фаз мантийного диапирисма в кору рифта. Структурной позицией формирования диатремы “Ерак” в более краевой части рифта (или отдельной впадине, кулисовидно сочлененной с Хосровской) объяснимы отсутствие выходов во вмещающей формации шаровых лав пикритов и ряд особенностей вещественного состава туфов, которые подробно рассмотрены в специальном разделе (большая доля кристаллов и выхода тяжелой фракции, суммарная высокая щелочность стекла и туфов в целом при соотношении калия к натрию <1 и др). Механизм подъема магматического расплава в условиях компрессии, предопределялся нарастающей насыщенностью газами (флюидами), вспарыванием расплавом зон трещиноватости, проницаемости в коре, принадлежностью поверхностных структур зоне глубинного разлома или зоне глубинного смятия — на границе литосферных микроплит. Прорыв земной палеокоры сопровождался ликвацией магматических расплавов, гидротермально-метасоматическими взаимодействиями между ликватами, контаминацией расплавов вмещающими породами. При проникновении в расплав метеорных морских вод близповерхностные взрывы и флюидное дробление сказались на цельности интрателлурических и вновь выпавших

кристаллов, в числе их и кристаллов группы корунда. С полистадийным формированием растрuba диатрем эксплозивное вещество, осевшее в раструбе, с каждым взрывом перераспределялось.

На спрединговой стадии, с началом офиолитового вулканизма и выдвижением габбро-гипербазитового комплекса, формирование диатрем прерывается. Рифтогенные впадины выполняются продуктами эфузивного магматизма, в составе которого, помимо начальных толеитовых базальтов, широко представлены субщелочные, затем и щелочные базальты, местами и трахиты. Эта последовательность фиксирует конец спрединговой стадии: специфика офиолитогенеза региона в прерванном океанообразовании. Преобладающее сжатие литосферы было вызвано кинематикой мегаплит и микроплит тетического пространства. Выжимание, отчасти покровное размещение вблизи корней коры океанического типа в этом пересечении Тетиса завершилось в основном к сенону, когда возникает мелководный вулканогенно-осадочный комплекс, отличающийся дифференциированностью продуктов вулканизма, щелочно-базальт– щелочно-андезит-трахитовой сериальностью (Сатиан и др., 2001). Эта формация не относится к офиолитам, но никак не сопоставима с островодужными сериями. Щелочно-лампрофировый по краям рифта и щелочно-пикробазальтовый вблизи его оси магматизм возобновился, видимо, к завершению дифференциированного щелочно-базальт-трахитового вулканизма, тогда внедрялись дайки диатрем, структурно наследующие дораннемеловые диатремы, хотя и разделенные геохронологически в 15-30 млн лет. Все же отметим, что по радиологическим позднемеловым датировкам его продуктов пока не получена хорошо выраженная изохrona, но позднемеловой возраст даек должен быть уточнен, явных признаков их перекрытия позднеконьяскими терригенными толщами нет, более того, на восточном продолжении Ерахской антиклинали, в ядре Прикотуцкой антиклинали (в 2 км севернее г. Веди) выявлена серповидная мощная дайка щелочных сиенитов и трахитов, прорывающая нижние горизонты позднеконьяских отложений с гидротермальными изменениями вдоль контактов. Поэтому, представления о позднемеловом возрасте даек камптонитов и мончикитов заслуживают дальнейшего изучения. Важно подчеркнуть, что магматическая активность диатрем прерывается в раннемеловое время(на этапе офиолитогенеза) и возоб-

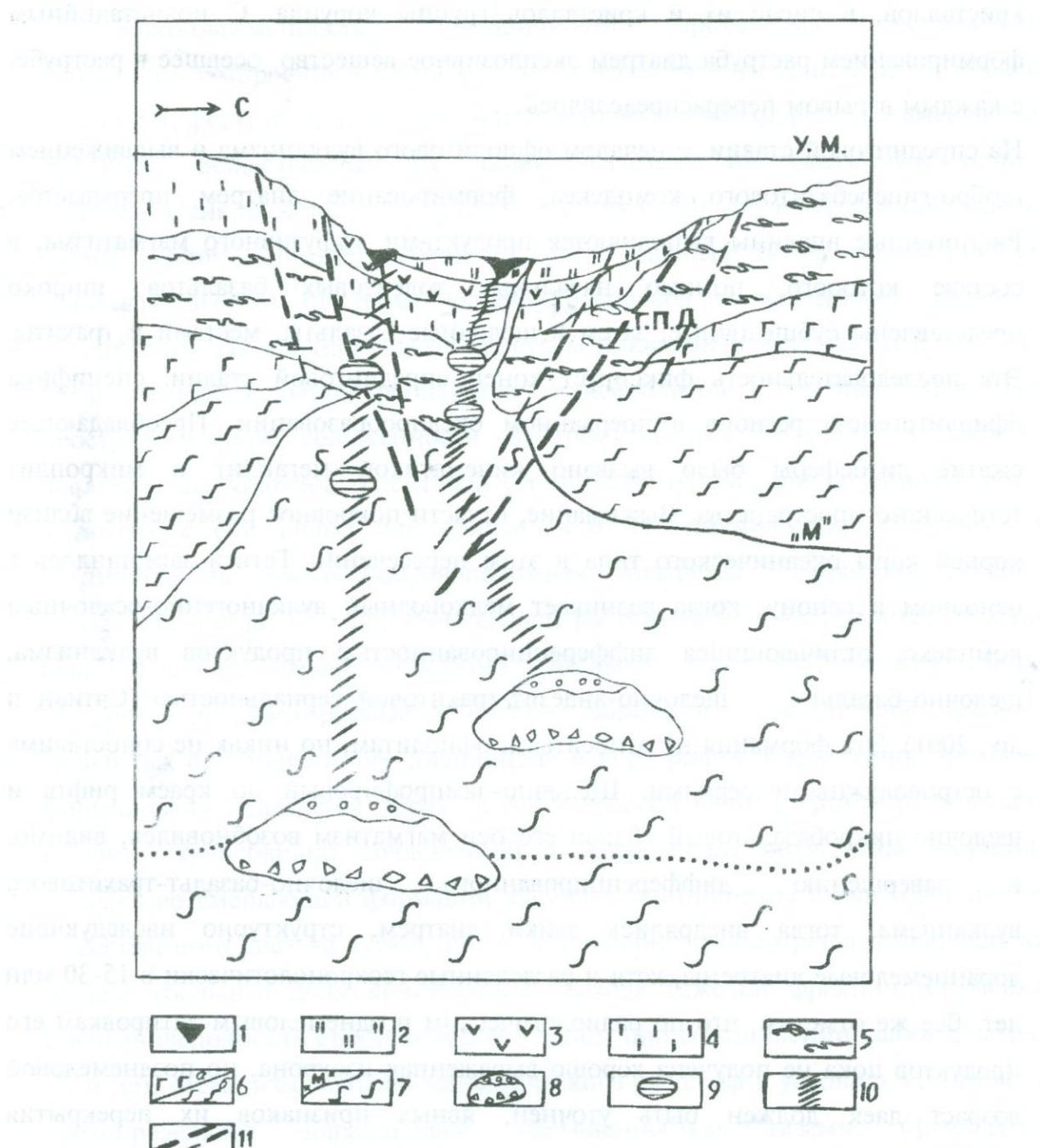


Рис.35. Гипотетическая схема-разрез коры и мантии и связи диатремы с магматическим очагом.

1. Растворы диатрем, выполненные туфами и дайками шелочных лампрофиров и дайками пикробазальтов. 2. Вулканогенно-осадочный комплекс (средний мезозой). 3. Раннемезозойский вулканогенно-осадочный комплекс. 4. Субплатформенный варисцкий комплекс. 5. Протерозой-рифейский метаморфический комплекс. 6. Геофизические слои коры; а - "гранитный", б - базальтовый. 7. Граница "М" и мантийный диапир. 8. Магматическая камера (очаг) в верхней мантии (астеносфере). 9. Промежуточные камеры магматического расплава. 10. Близвертикальная зона повышенной трещиноватости в коре и мантии. 11. Разломы коровые и сквозькоровые.

У. М.-уровень среднемезозойского моря.

Г.П.Д.-условная граница(поверхности) зоны пластических деформации.

-новляется к позднемеловому времени. Такова геохронология формирования диатремы “Ерах”. Особенности строения диатрем объяснимы различием их структурной позиции в Ведийском палеорифте. При крупных горизонтальных смещениях литосферы олиолитового этапа следует предполагать нарушения вертикальных связей магматического очага с поверхностными структурами. Между тем воссоздание этих связей с мантийными плюмами на постфолитовой ранней стадии (дайковая серия) предполагает ограничения в перемещении литосферных блоков – некие “рельсы” на уровне астеносферы верхней мантии.

Выводы

В составе карбонатно-вулканогенной формации позднего келловея-берриаса выявлены диатремы щелочных лампрофиров: крупные (до 450×280 м) и мелкие (90×30 м), линейные, узкие. И те, и другие контролируются разломами вдоль осей складчатости, а крупные – сочетанием с поперечными разломами.

В геотектонике мезозоя диатремы связаны с полициклическим континентальным рифтогенезом постпермской литосферы Трансзакавказского – Иранского траперса, его приараксинского фрагмента в раннеюрское время и со средней юры (батского века) до конца позднего мела (сенона).

Кратковременный разрыв коры в раннемеловое время (стадия спрединга и олиолитогенеза) прерывает активность диатрем.

Выявляются прерывисто-возвратные, консервативные в мезозое вертикальные связи диатрем с питающими магматическими очагами верхнemanтийного уровня (шпинелевые перидотиты), базанитовый состав материнской магмы с многостадийной ликвацией и расщеплением на щелочно-лампрофировую и карбонатитовую.

Эрозия диатрем многократна с главным этапом при орогенезе: современным срезом отмечено не более 1/3 от исходной высоты раструба диатрем.

Геодинамическая обстановка возникновения и формирования диатрем вдоль краев одной из впадин Ведийского рифта (диатрема “Ерах”) и ближе к

его оси (диатремы группы “Хосров”) воссоздается по строению вмещающей карбонатно-вулканогенной формации: к породам-индикаторам относятся шаровые лавы пикритов толеитовой серии, количество и мощность линз осадков малых скоростей – силицитов (радиоляритов в том числе), наличие протрузий серпентинитов (начало стадии спрединга), составы ксенолитов (соотношение ультрабазитов и заведомо коровых разностей), петрографический спектр туфов щелочных лампрофиров, особенность их минералогии (составы клинопироксенов и др.), соотношение $\text{Cr}/(\text{Al}+\text{Fe})$ в составах хромшпинелидов, составы граната, относительно выраженная ликвация магмы на силикатную и карбонатную – обогащенность РЗЭ, различия составов матрицы витрокластики и глобулей, отношение в туфах $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, суммарный выход тяжелой фракции. По этим данным осевая полоса мезозойского рифта на доспрединговой стадии уже отличалась от краевой меньшей толщиной коры, большей продвинутостью мантийного диапира в коре с “пальцами” серпентинита в ее объеме, большей проницаемостью и проникновением трансмагматических флюидов и щелочным метасоматозом мантии и магматических расплавов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Длительная в мезозое тектоно-магматическая активность литосферы юга Закавказья, выраженная рифтогенезом постпермской континентальной коры, с последующим спредингом и офиолитогенезом (ранний мел), включает кратковременные, но мощные вспышки эксплозивного вулканизма с мантийного уровня, относимые к трубкам взрыва в форме диатрем. За мезозойское время доминируют щелочные основные по составу продукты вулканизма и магматизма в целом. Толеитовый базальтовый магматизм имеет подчиненное место. Тем самым юг Закавказского геотраверса обособляется и по минерагенической зональности.

Ведийская зона занимает палеоструктурную позицию вдоль северного края Иранской плиты, точнее Урмийско-Приараксинской микроплиты, области рифтогенных деструкций, которые могут быть отнесены к “возрожденному” Тетису в отличие от других офиолитовых швов – Севано-Акеринского и Зангезурского, где мезозойский Тетис наследует структурные линии Палеотетис.

Обнаружение и изучение диатрем шелочных лампрофиров в Ведийском оphiолитовом шве обозначает новые аспекты критического обсуждения проблемы оphiолитогенеза, разнообразия тектонических и геодинамических обстановок его возникновения и размещения в строении континентальной коры.

Специфика минерагенической зональности определяет направление дальнейших поисков диатрем и связанных с ними полезных ископаемых (рубин, сапфир, хромдиопсид, зоны фенитов, сырья для производства цветного стекла, керамики, а также карбонатитов и их металлогенеза – РЗЭ, цирконий, фосфаты и др.). Вопросы алмазоносности туфов щелочных лампрофиров региона представляют не только теоретический интерес и заслуживают дальнейшего тщательного изучения.

Անդրկովկասի հարավի լիթոսֆերայի երկարատև տեկտոն-մագմատիկ ակտիվությունը մեզոգոյում, հետաքրքրաբար մայրցամաքային կեղևի արտահայտված ռիֆտոգենեզով, ընդհատված հետագա սպրեդինգով և օֆիոլիտոգենեզով (Վաղ կավիճ) ներառում է կարձաժամկետ, բայց էքսպլոզիվ հրաբխականության հզոր բռնկումը մանթիական մակարդակով, վերաբերվող պայթման խղովակներին՝ դիատրեմաների տեսքով: Մեզոգոյի ժամանակաշրջանում գերակշռում է հիմքային կազմով ալկալային հրաբխականության նյութը և ընդհանուր առնամբ մագմայականությունը: Տուեհտային, բազալտային մագմայականությունը ունի ստորադաս նշանակություն: Այդ պատճառով Անդրկովկասի հարավային գետարավերսը անզատվում է նաև միներալածին գոտով:

Վեղու գոտին գրավում է հրանական սալի հյուսիսային հատվածի երկարությամբ հնակառուցվացքային դիրքը, ստույգ ՈՒրմիա-մերձարաքսյան միկրոսալի, ռիֆտոգեն դեստրուկցիայի շրջանը, որոնք կարող են դասվել “վերածնված” թերիսին ի տարբերություն այլ օֆիոլիթային կարերի —Սևան-Ակերայի և Զանգեզուրի, որտեղ մեզոգոյան թերիսը ժառանգում է պալեոթերիսի գծերը:

Վեղու օֆիոլիթային գոտու ալկալա լամպրոֆիրային դիատրեմաների հայտնաբերումը և ուսումնասիրությունը նշանակում է նոր քննադատական տեսակետներ օֆիոլիթոգենեզի խնդրի քնարկման համար, նրա առազացման և տեղաբաշխման տարատեսակ տեկտոնական և երկրադինամիկական պայմանները մայրցամաքային կեղևի կառուցվածքում:

Միներալածին գոտու յուրահատկությունը որոշում է դիատրեմաների հետագա որոնման ուղղությունները և դրանց հետ կապված օգտակար հանածոները (սուտակ, շափյուղա, խրոմդիբսիդ, ֆենիտների գոտի, գունավոր ապակու արտադրության, կերամիկայի, ինչպես նաև կարբոնատիտների և նրանց մետաղածնության—ՀՀ, ցիրկոն, ֆոսֆատ և այլն): Տարածքի ալկալա լամպրոֆիրային տուֆերի ալմազաբերությունը ունի ոչ միայն տեսական նշանակություն այլ նաև արժանի է հետագա մանրամասն ուսումնասիրության:

Литература

- 1 Акимов А.П. Генштафт Ю.С. Эруптивные брекчии щелочно-ультраосновного состава в Малом Кавказе. “ДАН СССР”, 1990, т.313, №5, стр.1182-1184.
- 2 Акопян В.Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм ССР, 1979, 287 с.
- 3 Амирджанов А.А., Воронцов А.Е. Петрохимические особенности процесса ликвации в щелочных базальтоидах из диатрем юга Сибирской платформы. “Геохимия”, 1982, №10, стр.1510-1515.
- 4 Асланян А.Т. Тектоника. Вкн.: “Геология СССР”, т.XLIII, Армянская ССР, М., “Недра”, 1970, стр.366-395.
- 5 Асланян А.Т., Сатиан М.А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Ереван, Изд. АН Арм ССР, 1987, 258 с.
- 6 Асланян А.Т., Сатиан М.А., Мнацаканян А.Х., Ханзадян Г.А. Высокомагнезиальные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. “Изв. АН Арм ССР”, Науки о Земле, 1987, №1, стр.9-16.
- 7 Багдасарян Г.П., Варданян А.В., Сатиан М.А. О возрасте вулканических пород офиолитовой ассоциации (Армянская ССР). “Изв. АН Арм ССР”, Науки о Земле, 1989, №6, стр.11-18.
- 8 Баженов М.Л., Буртман В.Ц. Структурные дуги альпийского пояса. Карпаты-Кавказ-Памир. М., Недра, 1990, стр.167.
- 9 Белов А.А., Брагин Н.Ю., Вишневская В.С., Сатиан М.А., Соколов С.Д. Новые данные о возрасте офиолитов Веди (Армения). “ДАН СССР”, 1991, т.321, №4, стр.784-788.
- 10 Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации. Новосибирск, “Наука”, 1982, 281с.
- 11 Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М., “Наука”, 1991, 302 с.
- 12 Винчелл А.Н. Оптическая минералогия. Перев. с англ. М., 1949, 657 с.
- 13 Владыкин Н.В. Первая находка лампроитов в СССР. “ДАН СССР”, 1985, т.280, №3, стр.718-722.
- 14 Гаранин В.К. Введение в минералогию алмазных месторождений. Изд. МГУ, 1989, 208с.
- 15 Геворкян Р.Г., Геворкян М.Р. Офиолитовая палеоокеаническая кора Армении (Южный Кавказ). Ереван, Изд. ГЕОИД, 2003, 259 с.

- 16 Геншафт Ю.С. Континентальный рифтогенез – его эндогенный режим и вулканизм. //Происхождение и эволюция магматических формаций в истории земли//. Тез. докл. VII Всесоюзн. петрогр. совещ. Новосибирск, 1980, т.1, стр.113-115.
- 17 Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М., “Недра”, 1987, 285 с.
- 18 Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. “Петрология верхней мантии”. М., “Мир”, 1968, стр.132-227.
- 19 Джейкс А., Люис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты западной Австралии. М., “Мир”, 1989, 430с.
- 20 Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., “Мир”, 1965, т.2, 401 с.
- 21 Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., “Мир”, 1966, т.3, 312 с.
- 22 Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. “Сов. геология”, 1976, №3, 1976, стр.122-137.
- 23 Еоян В.Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм ССР, 1955, 180 с.
- 24 Жамойда А.И., Казинцова Л.И., Тихомирова Л.Б. Комплексы мезозойских радиолярий Малого Кавказа. “Изв. АН Арм ССР”, сер. геол., 1976, №2, стр.155-160.
- 25 Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Соболев А.В. и др. Особенности структурной позиции и о составе вулканических серий офиолитов Малого Кавказа. В сб.: “Океанический магматизм”, М., “Наука”, 1986, стр.216-241.
- 26 Калякин Ю.В. Геодинамические обстановки формирования вулканогенных комплексов Малого Кавказа в альпийское время. Автореф. дисс. соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М., 1985, стр.20.
- 27 Квентилиани И.В. Среднеюрско-раннемеловые аммониты Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Тбилиси, Изд. АН Грузии, 2000, 90 с.
- 28 Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Кирес А.Д., Шараф М., Элиас К., Хамеди М.А. Соотношение постмаастрихских лампрофировых диатрем с офиолитами Баэр-Басситского района Сирии. “ДАН СССР”, 1991, т.319, №3, стр.713-716.
- 29 Киевенко Е.Я. Поиски и оценки драгоценных и поделочных камней. М., “Недра”, 1980, 166 с.
- 30 Кинг Б.К., Сатерленд Д.С. Карбонатитовые комплексы Восточной Уганды. В кн: “Карбонатиты”, М., “Мир”, 1969, стр.88-141.
- 31 Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М., ОАО Издательство “Недра”, 1997, 248 с.

- 32 Книппер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон. "Геотектоника", 1976, №4, стр.54-66.
- 33 Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панхрет Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М., "Недра", 1982, 214 с.
- 34 Кононова В.А., Левский Л.К., Первов В.А., Овчинникова Г.В., Богатиков О.А. Pb-Sr-Nd изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и дакитов с севера Восточно-Европейской платформы. "Петрология", 2002, т.10, №5, стр.493-509.
- 35 Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, "Наука", Сиб. отд., 1990, 238 с.
- 36 Куширо И. Фракционная кристаллизация базальтовой магмы. В кн.: Эволюция изверженных пород. М., "Мир", 1983, стр.172-202.
- 37 Ломизе М.Г. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ). "БМОИП", 1970, отд. геол., т.45, №6., стр.145
- 38 Маракушев А.А., Фролова Т.И., Яковleva Е.Б., Емельяненко П.Ф. Магматизм и земная кора. "Вестник МГУ", геология, 1977, №1, стр.3-29.
- 39 Маракушев А.А. Петрогенезис. М., "Недра", 1988, 129с.
- 40 Марков В.К., Наседкин В.В., Рябинин Ю.М. Ликвация в ультраосновной щелочной магме при высоких давлениях. "ДАН СССР", т.207, №2, стр.428-429.
- 41 Милашев В.А. Трубки взрыва. Л., "Недра", 1984, 268с.
- 42 Мильнер Г.Б. Петрография осадочных пород. Перев. с англ. М.-Л. ОНТИ, "Госгеонефтеиздат", 1934, 338 с.
- 43 Михальский Е.В., Беляцкий Б.В., Андроников А. В., Грачев А. Ф. Дайки протерозойских лампрофиров оазиса Вестфольль, Восточная Антарктида. "Петрология", 1994, т.2, №6, стр.587-600.
- 44 Михальский Е.В., Лайба А.А., Сурина Н.П. Ламбертская провинция щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород в Восточной Антарктиде: характеристика вещественного состава и особенности петрогенезиса магматических комплексов. "Петрология", 1998, т.6., №5, стр.512-527.
- 45 Мкртчян К.А. Интрузивы басс. р.Веди. В кн.: "Геология СССР. Арм ССР", т.XL, 1970, стр.236-292.
- 46 Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-geoхимические характеристики и источники. "Петрология". 2002, т.10, №2, стр.168-188.

- 47 Павленко А.С., Геворкян Р.Г., Асланян А.Т., Гулян Э.Х., Егорян О.С. К вопросу об алмазоносности гипербазитовых поясов Армении. “Геохимия”. 1974, №3, стр. 366-379.
- 48 Пароникян В.О., Сатиан М.А., Варданян А.В., Яшвили Л.П. О марганцевых рудах Еракской антиклинали (Малый Кавказ). “ДАН Армении”, 1990, т.91, №1, стр.215-218.
- 49 Паффенгольц К.Н. Геология Армении (Армения в системе Кавказа и Малой Азии). “Госгеоиздат.”, 1948, 895 с.
- 50 Перчук Л.Л. Геохимия, петрология щелочных пород. М., “Недра”, 1971, стр.72-77.
- 51 Пугин В.А., Хитаров Н.И. Геохимия ряда элементов при ликвации в базальтовых магмах. “Геохимия”, 1982, №1, стр.35-46.
- 52 Рентартен В.П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР. М., Изд. АН СССР, т.6, 1959, 537 с.
- 53 Рябчиков И.Г. Механизмы и условия магмообразования в мантийных плюмах. “Петрология”, т.11, №6, 2003, стр.548-555.
- 54 Сатиан М.А. Верхнемеловой литогенез офиолитовых зон Арм ССР. Ереван, Изд. АН Арм ССР, 1979, 168 с.
- 55 Сатиан М. А., Ханзатян Г.А. Породы лампрофировой серии в офиолитовом разрезе Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. “Изв НАН Арм ССР”, Науки о Земле, 1987, №5, стр.64-66.
- 56 Сатиан М.А., Варданян А.В., Бойнагрян Б.В. Об офиолитовой ассоциации Еракского хребта (Вединская офиолитовая зона Малого Кавказа). “Изв. АН Арм ССР”, Науки о Земле, 1989, №6, стр.3-11.
- 57 Сатиан М.А., Варданян А.В., Кванталиани И.В. Открытие отложений берриаса в Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа. “ДАН Арм ССР”, 1989, т.88, №5, стр.228-231.
- 58 Сатиан М.А. Зоны полициклического рифтогенеза и офиолитогенез центрального сектора Мезотетиса. “ДАН Арм ССР”, 1991, т.92, №2, стр.81-85.
- 59 Сатиан М.А., Варданян А.В. Обнаружение щелочно-базит-ультрабазитовой диатремы в Вединской офиолитовой зоне. “ДАН Армении”, 1994, т.94, №5, стр.294-298
- 60 Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Варданян А.В. Рубинансные диатремы в Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа. “ДНАН Армении”, 1996, т.96, №2-4, стр.88-91.
- 61 Сатиан М.А., Варданян А.В., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О. О геологическом строении и минерагении лампрофировых диатрем Вединской офиолитовой зоны. “Изв. НАН”, Науки о Земле, 1997, №1-2, стр.14-25.

- 62 Сатиан М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О. Лампрофировые диатремы Вединской оphiолитовой зоны (Армения). Изв. ВУЗ, “Геология и разведка”, 1997, №3, стр.
- 63 Сатиан М.А., Варданян А.В., Варданян В.А. Серпентинитовый меланж Ерахской антиклинали (Вединская оphiолитовая зона Армении). “Изв. НАН РА”, Науки о Земле, 1999, №2-3, стр.14-21.
- 64 Сатиан М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Гукасян Р.Т. Обнаружение карбонатитов в Вединской оphiолитовой зоне Закавказья. “ДНАН Армении”, 2000, т.100, №2, стр.159-164.
- 65 Сатиан М.А., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О. О вулканогенно-осадочных формациях мезозоя верховья бассейна реки Веди (Вединская оphiолитовая зона Армении). “Изв. НАН РА”, Науки о Земле, 2001, т.LIV №2, стр.6-11.
- 66 Селиверстов В.А. О ликвационной природе карбонатитов Камчатки. “ДАН РАН”, 1994, т.335, №6, стр.768-770.
- 67 Скуфын П.К., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Лампрофиры в раннепротерозойском вулканогенном комплексе Печенгской структуры, Кольский полуостров. “Петрология”. 1999, т.7, №3, стр.299-315.
- 68 Смит Г. Драгоценные камни. М., “Мир”, 1980, 280 с.
- 69 Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и оphiолитовые покровы Малого Кавказа. Тр. ГИН АН СССР, вып. 296, 1977, 96 с.
- 70 Степанян Ж.О. Литология верхнемеловых вулканогенно-осадочных комплексов Еревано-Ордубадской и Гориско-Кафанской зон Малого Кавказа. В сб.: “Стратиграфия и литология Арм ССР”. Ереван, Изд. АН Арм ССР, 1979, стр.196-298.
- 71 Трегер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. Перев. с нем. М., “Недра”, 1968, 197 с.
- 72 Уилкинсон Д. Карбонатиты. М., “Мир”, 1969, 485с.
- 73 Уилкинсон Д. Минералогия и петрография щелочно-базальтовых пород. “Щелочные породы”, М., “Мир”, 1976, стр.78-111.
- 74 Хайн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Изд. МГУ, 1995, 476 с.
- 75 Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Кононкова Н.И. Типизация оphiолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составу пород и расплавов. “Геохимия”. 1988, №8, стр.1140-1158.
- 76 Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. Москва, “Госгеотехиздат.”, 1956, 245с.
- 77 Штейнберг Д.С., О классификации магматитов. М., “Наука”, 1985, 159с.
- 78 Щелочные породы. Под ред. Х. Серенсена. М., “Мир”, 1976, 400 с.

- 79 Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований. "Петрология", 2003, т.11, №1, стр.3-34.
- 80 Anders E., Grevesse N. Abundances of elements: meteoritic and solar. "Geochim. Acta", 1989, v. 53, pp.197-214.
- 81 Bonnet P. et N. Atlas de geologie transcaucasienne. Paris. 1933-1937.
- 82 Bradbury J.C., Baxter J.W. Intrusive breccias at Hicks dome Illinois state Geological survey, Circular 550, 1992, 23 p.
- 83 Chauvel C., Jann B.M. Nd-Sm isotope and REE geochemistry of alcali basalts from massif Central France. "Geochim. Cosmochim. Acta". 1984, v.1, pp.93-110.
- 84 Delor C.P., Rock N.M.S. Alkaline-ultramafic lamprophyre dykes from the Vestfold Hills, Princess Elizabeth Land (East Antarctica): primitive magmas of deep mantle origin. "Antarctic science", 1991, v.3, №4, pp.419-432.
- 85 Irvine T.N., Bazagar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canad. J. Earth sci., 1971, vol.8, №5, pp.523-548.
- 86 Kranidiotis P., Mac Lean W.H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge Massive sulphide Deposit, Matagami, Quebec. "Economic Geology", v.82, №7, pp.1898-1911.
- 87 Mac Rae N.D., Armitage A.E., Millex A.R., Roddicx J.C., Jones A.L. and Mudry M.P. The diamondiferous Aklulik lamprophyre dyke. Gibson Lake area. N.W.T. in Searching for Diamonds in Canada. Geol.surv. of Canada. Open File 3228, 1996, p.101-107.
- 88 Rock N.M.S. The Nature and Origin of Ultramafic Lamprophyres: Alnoites and Allied Rocks. Journal of Petrology. Vol.27, part 1, 1986, pp.155-196.
- 89 Rock N.M.S. The nature and origin of lamprophyres: Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication, 1987, №30, pp.191-226.
- 90 Saccani E., Nicolae I., Tassinari R. Tectono-magmatic settings of the Jurassic ophiolites from the south Apuseni Mountains (Romania): Petrological and geological evidence. "Ophioliti", 2001, №26(1), pp.9-22.
- 91 Streckeisen A. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic rocks. Neues J. Miner. ABH. 1979, 134, pp.1-14.

Оглавление

I. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ВЕДИЙСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (М.А.Сатиан)	8
1.1. Еракская антиклиналь	9
1.2. Ведийский антиклиниорий.....	15
1.2.1. Ряды вулканогенно-осадочных формаций мезозоя (М.А.Сатиан, Ж.О.Степанян, А.Х.Мнацаканян).....	16
1.3. Геологическое строение диатрем щелочных лампрофиров 23	
1.3.1. Диатрема “Ерак” (М.А.Сатиан, Г.В.Маркосян)	23
1.3.2. Диатремы группы “Хосров” (М.А.Сатиан, Р.Н.Таян, М.А.Арутюнян)	27
1.3.2.1. Диатрема “Верхняя”	28
1.3.2.2. Диатрема “Средняя”	30
1.3.2.3. Диатрема “Восточная”.....	33
II. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ.....	38
2.1. Петрография	38
2.1.1. Туфы щелочных лампрофиров диатрем (М.А.Сатиан, А.Х.Мнацаканян, Ж.О.Степанян, Л.Г.Саакян).....	38
2.1.1.1. Туфы щелочных лампрофиров диатремы “Ерак”	38
2.1.1.2. Туфы щелочно-базальтовые.....	44
2.1.1.3. Эпикластические туфы.....	45
2.1.1.4. Туфы щелочных лампрофиров диатрем группы “Хосров” (М.А.Сатиан, Ж.О.Степанян, Л.Г.Саакян).....	46
2.1.1.5. Туфы-карбонатиты.....	52
2.1.2. Ксенолиты в туфах (М.А.Сатиан, А.Х.Мнацаканян, Л.Г.Саакян).....	52
2.1.2.1. Ксенолиты в туфах диатремы “Ерак”	52
2.1.2.2. Ксенолиты диатрем группы “Хосров”	65
2.1.3. Дайки, штоки и силлы	67
2.1.3.1. Диатрема “Ерак” (А.Х.Мнацаканян)	67
2.1.3.2. Дайки диатрем группы “Хосров” (М.А.Сатиан)	73
2.2. Минералогия (М.А.Сатиан, Ж.О.Степанян, Л.Г.Саакян)	74
2.2.1. Минералогия туфов щелочных лампрофиров	74
2.2.1.1. Породообразующие и второстепенные минералы	

(и минералоиды).....	79
Вулканические стекла туфов щелочных лампрофиров.....	79
Клинопироксены.....	88
Ортопироксены , Амфиболы, Биотит (92), Магнетит, Кальцит (93), Полевые шпаты (94), Кварц	95
2.2.1.2. Аксессорные минералы	95
Хромшпинелиды (95), Ильменит, Рубин, сапфир, лейкосапфир (97), Гранат	100
2.2.2. К геохимии туфов щелочно-лампрофировых диатрем (М.А.Сатиан, Л.Г.Саакян, А.Х.Мнацаканян)	100
2.2.3. Вторичные преобразования вещества диатрем (М.А.Сатиан, Л.Г.Саакян)	106
2.2.3.1. О фенитизации туфов (М.А.Сатиан).....	109
2.2.4. О радиологическом возрасте диатрем (Р.Х.Гукасян, А.Х.Мнацаканян, Ж.О.Степанян)	112
III. ПЕТРОЛОГО-ГЕОСТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ	
ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ДИАТРЕМ (М.А.Сатиан) ...	119
3.1. Петрологические критерии(А.Х.Мнацаканян,М.А.Сатиан)119	
3.2. Седиментологические признаки	127
3.3. Геолого-структурные признаки	129
3.4. Некоторые вопросы геодинамики.....	131
Выводы (М.А.Сатиан)	135
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	136
Литература	139

Բովանդակություն

I.Վեղու օֆիոլիթային զոնայի Երկրաբանական կառուցվածքի համառոտ բնութագիրը	8
(Ա.Ա.Սարյան)	9
1.1. Երախի անտիկլինալ	15
1.2. Վեղու անտիկլինորիում	16
1.2.1. Մեզոզոյի հրաբխա-նստվածքային ֆորմացիայի շարքերը (Ա.Ա.Սարյան, Ժ.Ռ.Ստեփանյան, Ա.Խ.Մնացականյան	23
1.3. Ալկալա-լամպոֆիրային դիատրեմաների Երկրաբանական կառուցվածքը	23
1.3.1. Դիատրեմա “Երախ” (Ա.Ա.Սարյան, Գ.Վ.Սարկոսյան)	27
1.3.2. “Խոսրով”-ի խմբի դիատրեմաներ (Ա.Ա.Սարյան, Ռ.Ն.Թայան, Ա.Ա.Դարությունյան)	28
1.3.2.1. Դիատրեմա “Կերիմ”	30
1.3.2.2. Դիատրեմա “Միջին”	33
1.3.2.3. Դիատրեմա “Արևելյան”	33
II.Պետրոգրաֆիա և միներալոգիա	38
2.1.Պետրոգրաֆիա	38
2.1.1. Ալկալա-լամպոֆիրային դիատրեմաների տուֆերը (Ա.Ա.Սարյան, Ա.Խ.Մնացականյան, Ժ.Ռ.Ստեփանյան, Լ.Ջ.Սահակյան)	38
2.1.1.1. “Երախ”-ի ալկալա լամպոֆիրային տուֆեր	38
2.1.1.2. Ալկալա-բազալտային տուֆեր	40
2.1.1.3. Եպիկլաստիկ տուֆեր	45
2.1.1.4. “Խոսրով”-ի խմբի դիատրեմաների ալկալա-լամպոֆիրային տուֆերը (Ա.Ա.Սարյան, Ժ.Ռ.Ստեփանյան, Լ.Ջ.Սահակյան)	46
2.1.1.5. Տուֆ-կարրոնատիտներ	52
2.1.2. Քսենոլիթները տուֆերում (Ա.Ա.Սարյան, Ա.Խ.Մնացականյան, Լ.Ջ.Սահակյան)	52
2.1.2.1. Քսենոլիթները տուֆերում , դիատրեմա “Երախ”	52
2.1.2.2. Քսենոլիթները տուֆերում, “Խոսրով”-ի խմբի դիատրեմաներ	65
2.1.3. Դայկաներ, շտոկեր, սիլեր	67
2.1.3.1. Դիատրեմա “Երախ”(Ա.Խ.Մնացականյան	67
2.1.3.2. “Խոսրով”-ի խմբի դիատրեմաներ (Ա.Ա.Սարյան)	73
2.2.Միներալոգիա (Ա.Ա.Սարյան, Ժ.Ռ.Ստեփանյան, Լ.Ջ.Սահակյան)	74
2.2.1.Ալկալա-լամպոֆիրային դիատրեմաների միներալոգիան	74
2.2.1.1. Ապար կազմող և Երկրորդական միներալներ, միներալոիդներ	79
Քրաբխային ապակին ալկալա-լամպոֆիրային տուֆերում.....	79
Կլինոպիրոքսեն	88
Օրոպափիրոքսեն, Ամֆիբոլներ, Բիոտիտ (92), Սագմետիտ, Կալցիտ (93), Դաշտային սպար (94), Քվարց (95)	95
2.2.1.2. Ակցեսոր միներալներ	100
Խրոմշպինելիներ (95), Իլմենիտ, Ուուրին (Սուլտակ), Սապֆիր (Չափուղա), Լեյկոսապֆիր (Սպիտակ շափյուղա) (97), Նոնաքար (100)	106
2.2.2. Ալկալա-լամպոֆիրային դիատրեմաների տուֆերի Երկրաքիմիան (Ա.Ա.Սարյան, Լ.Ջ.Սահակյան, Ա.Խ.Մնացականյան)	109
2.2.3.Երկրորդային փոխակերպումները դիատրեմաների նյութում (Ա.Ա.Սարյան, Լ.Ջ.Սահակյան)	112
2.2.3.1. Տուֆերի ֆենիտիզացիայի վերաբերյալ (Ա.Ա.Սարյան)	109
2.2.4. Դիատրեմաների ռադիոլոգիական հասակը (Ռ.Խ.Ղուկասյան, Ա.Խ.Մնացականյան, Ժ.Ռ.Ստեփանյան)	112
III.Դիատրեմաների առաջացման և զարգացման պետրոլոգիական, Երկրակառուցվածքային պայմանները (Ա.Ա.Սարյան)	119
3.1. Պետրոլոգիական չափանիշներ (Ա.Խ.Մնացականյան, Ա.Ա.Սարյան)	119
3.2. Խստվագրաբանական նշաններ.....	127
3.3. Երկրաբանակառուցվածքային նշաններ	129
3.4. Երկրադինամիկայի որոշ խնդիրներ	131
Գլխավոր Եղորակացություն (Ա.Ա.Սարյան)	135
Եղորակացություն	136
Գովածառնություն	139

Contents

I. Brief data on Geological structure of the Vedi ophiolite zone (M.A.Satian)	8
1.1. Erakh anticline	9
1.2. Vedi anticlinorium	15
1.2.1. The row of Mesozoic volcano-sedimentary formations (M.A.Satian, J.O.Stepanyan, A.Kh.Mnatsakanyan)	16
1.3. Geological structure of alkaline lamprophyre diatremes	23
1.3.1. Diatreme "Erakh" (M.A.Satian, G.V.Markosyan).....	23
1.3.2. Diatremes of the "Khosrov" group (M.A.Satian, R.N.Tayan, M.A.Arutyunyan).....	27
1.3.2.1. Diatreme "Upper"	28
1.3.2.2. Diatreme "Middle"	30
1.3.2.3. Diatreme "Eastern".....	33
II. Petrography and mineralogy	38
2.1. Petrography	38
2.1.1. Tuffs of the alkaline-lamprophyre diatremes (M.A.Satian, A.Kh.Mnatsakanyan, J.O.Stepanyan, L.H.Sahakyan)	38
2.1.1.1. Alkaline-lamprophyre tuffs of diatreme "Erakh"	38
2.1.1.2. Alkaline-basaltic tuffs	40
2.1.1.3. Epiclastic tuffs	45
2.1.1.4. Alkaline-lamprophyre tuffs of the "Khosrov" group of diatremes (M.A.Satian, J.O.Stepanyan, L.H.Sahakyan).....	46
2.1.1.5. Tuff-karbonatites	52
2.1.2. Xenolithes in tuffs (M.A.Satian, A.Kh.Mnatsakanyan, L.H.Saakyan)	52
2.1.2.1. Xenolithes in tuffs of diatreme "Erakh"	52
2.1.2.2. Xenolithes in tuffs of the "Khosrov" group of diatremes	65
2.1.3. Dikes, stocks and sills	67
2.1.3.1. Diatreme "Erakh" (A.Kh.Mnatsakanyan)	67
2.1.3.2. Dikes of diatremes of "Khosrov" groups (M.A.Satian)	73
2.2. Mineralogy (M.A.Satian, J.O.Stepanyan, L.H.Sahakyan)	74
2.2.1. Mineralogy of alkaline-lamprorhyre tuffs	74
2.2.1.1. Rock-forming and minor minerals and mineraloides	79
Volcanic glass of alkaline lamprophyre tuffs	79
Clinopyroxenes	88
Orthopyroxenes, Amfiboles, Biotite (92), Magnetite, Calcite (93), Feldspars (94), Quartz (95)	95
2.2.1.2. Accessory minerals	95
Chromeshpinelides (95), Ilmenite, Ruby, Sapphire, leucosapphire (97), Garnet (100)	100
2.2.2. To geochemistry of tuffs of alkaline lamprorhyre diatremes (M.A.Satian, L.H.Sahakyan, A.Kh.Mnatsakanyan)	100
2.2.3. Secondary alteration of substance of diatremes (M.A.Satian, L.H.Sahakyan)....	106
2.2.3.1. On fenitization of tuffs (M.A.Satian)	109
2.2.4. On radiometric dating of diatremes (P.Kh.Gukasyan, A.Kh.Mnatsakanyan, O.Stepanyan).....	112
III.Petrological-geostructural conditions of origine and development of diatremes(M.A.Satian)	119
3.1. Petrological criteria (A.Kh.Mnatsakanyan, M.A.Satian)	119
3.2. Sedimentological evidences	127
3.3. Geological-structural features	129
3.4. Some prablem of geodynamics	131
The main Conclusions (M.A.Satian)	135
Conclusion	136
References	139

Лампрофировые трубы взрыва мезозоя
Ведийской зоны (Армения)

Վեդու գոտու, մեզոզոյի լամպրոֆիրային
պարման խողովակները (Հայաստան)

Ответственный редактор: академик НАН РА Р.Т. Джрабашян

Рецензенты: О.П. Гюмджян канд, доц. геол.-мин. науки, ЕГУ; Ю.С. Геншhaft докт. физико-матем. наук, профессор; А.Я. Салтыковский, докт. геол-мин. наук, Институт Физики Земли РАН

Компьютерная верстка: Л.С. Авакян

ЗАО "Издательство "Наири"
Ереван-9, ул. Терьяна, 91.

5618