

ЛИТОДИНАМИКА РИФТОГЕНЕЗА АРАКСИНСКОЙ ЗОНЫ (АРМЕНИЯ)*

© 2009г. М.А. Сатиан, Ж.О. Степанян, А.Х. Мнацаканян, Л.Г. Саакян

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республики Армения
e-mail: msat_sci@mail.ru, lilitsahakyan@yahoo.com
Поступила в редакцию 29.05.2008г.

Рифтогенные формации мезозоя Араксинской зоны характеризуют деструкцию континентальной коры замкнувшегося Палеотетиса, "возрождение" Тетиса, новообразование коры океанского типа, прерванное сжатием литосферы Мезотетиса к концу позднемелового времени. Толеитовые базальты лейаса характеризуют начальную стадию рифтогенеза, первые признаки которого относятся к позднему карбону (?) - триасу. Щелочные и толеитовые базальты, пикродолериты пикроофиолитовой карбонатно-вулканогенной формации (J_2^{bc}, K_1^{bc}) сменяются толеитовыми базальтами офиолитовой серии (K_1) и щелочной дифференцированной серией эффузивно-вулканокластической формации (K_1^{ab}, K_2). В сегментации рифтов определяющую роль играют Транскавказские зоны глубинных разломов и поперечные поднятия домезозойского комплекса.

На основе подробного литоформационного картирования выходов вулканогенно-осадочных толщ мезозоя Араксинской зоны, глубокого параметрического и структурного бурения, в сочетании с сейсмическим профилированием коры и другими геофизическими методами, рассматривается формационная типизация, геохронология вулканогенно-осадочных толщ, доработана схема многоэтапного рифтогенеза коры юга Закавказского геотраверса в мезозое. Наиболее значительным результатом является выделение в так называемой хосровской толще карбонатно-вулканогенной формации (J_2^{bc}, K_1^{bc}) - переходной от континентального рифтинга к спредингу (офиолитогенезу); существенно уточнены состав и строение кремнисто-известняково-вулканогенной формации офиолитовой серии (J_2, K_1^{ac}). Тем самым место офиолитов, характеризующее стадию спрединга в эволюционном ряду формаций мезозоя Араксинской зоны, становится еще более соответствующим комплексу геолого-геофизической информации. Результаты химических анализов пород, составляющих выделенные вулканогенно-осадочные формации мезозоя, приведены в таблицах 1 и 2 и отражены на классификационной диаграмме TAS (рис.3).

Вулканокластово-эффузивная базальтовая формация (лейас)

Выходы пород формации на юго-востоке Араксинской зоны, у ст. Неграм и у с. Азнаберд слагаются эффузивами базальтов и диабазов толеитовой серии. Они включают пачки вулканокластических, изредка вулканомиктовых пород. У с. Азнаберд обнаружены пикриты, пикродолериты, пикробазальты, кроме них малые интрузивы таббро-диабазов и диабазов, датированные (K/Ar) 320 ± 10 млн. лет (Гасанов, 1985). Они, как видно по разломам, соотносятся с базальтовой формацией лейаса. Дайки и силлы базальтоидов картируются в выходах осадочного позднего палеозоя-триаса придолинной части Аракса (Ахундов, Мамедов, 1983). В разрезе Да-

рашам-2 силлы и дайки долеритов, оливиновых базальтов датированы (K/Ar) в $232-243 \pm 2,1$ млн. лет. Там же выявлены дайки щелочных керсутитовых базальтов - (K/Ar) 120 ± 2 млн. лет, трахиандезитов - (K/Ar) $104 \pm 2,2$ млн. лет (Ханзатян, 1992). Контакты базальтовой формации с карбонатным поздним триасом маскированы аллювием Аракса, либо осложнены разломами, что затрудняет объективную оценку мощностей. Имеется большой разброс в определениях Мощности лейаса у ст. Неграм от 120 до 200-400 м (Азизбеков, 1961; Ростовцев, Азарян, 1971; Карякин, 1989), сокращение мощностей отмечается у с. Азнаберд и резкое сокращение до 10-40 м на северо-западе, у с. Билява. Кровля формации перекрыта трансгрессивно залегающими кварцевыми песчаниками аалена (Азизбеков, 1961). Для составов базальтов неграмского и азнабердского разрезов харак-

Таблица 1
Химический состав вулканических пород базальтовой формации лейаса Нахичеванской подзоны

Оксиды, %	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,78	50,77	54,44	48,05	48,63	50,80
TiO ₂	0,16	0,14	0,10	0,14	2,07	2,46
Al ₂ O ₃	21,39	20,52	20,71	20,87	15,48	15,95
Fe ₂ O ₃	4,58	3,52	3,54	3,20	7,66	8,12
FeO	2,32	1,20	1,59	1,33	4,16	4,71
MnO	0,11	0,10	0,10	0,06	-	0,20
CaO	9,56	9,12	7,55	9,98	8,86	7,98
MgO	7,82	7,42	5,12	7,64	5,27	4,83
Na ₂ O	2,85	3,25	2,90	2,66	3,26	3,73
K ₂ O	0,80	1,30	0,82	0,5	0,92	0,83
влага	1,20	0,61	1,32	1,24	-	-
п.п.п	3,79	1,51	2,47	3,87	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	0,34
Сумма	100,36	99,46	100,66	99,54	96,31	99,95

Примечание: 1- диабазовый порфирит; 2 - авгитовый порфирит; 3 - афировый базальт; 4 - туф диабазового порфирита (Азизбеков, 1961); 5 - базальты лейаса (среднее по 59 обр., Карякин, 1989); 6 - средний состав толеитовых базальтов базальтовой формации (по 25 анализам, Ломизе, 1983).

* Публикуется в порядке дискуссии (прим. ред.)

терны слабая дифференцированность (SiO_2 - 42,62-53,01%), низкая глиноземистость (Al_2O_3 < 16%) и высокая титанистость (TiO_2 - 1,14-3,95%) (табл.1). На диаграмме AFM все анализы располагаются в поле толентовых базальтов, что подтверждается также диаграммой TiO_2 -FeO/MgO, выявляющей прогрессивное накопление в остаточном расплаве титана, обычное для толентовых серий (Карякин, 1989). На диаграмме $\text{Ti}/100$ -Zr-Y/Z выявляется сходство с базальтами внутриплитовой обстановки океанических островов и континентальных рифтов. По комплексу геологических признаков они принадлежат континентальному рифту (Карякин, 1989).

Выше по долине Аракса базальтовая формация лейаса (?) вскрыта глубокой скважиной (№5-Маркара) (рис.1) в интервале от 1871м – до забоя (2939м). Кровля перекрыта пестроцветной молассой (P_2 - N_1). Базальтовая толща была отнесена к офиолитовой серии мела (Сатиан и др., 1967). Пересмотр кернов, сопоставление с разрезом лейаса Неграма по параге-

незам пород и последовательности в разрезе, уровень метаморфизма, а также новые гравиметрические данные (Сатиан и др., 2006), в частности с.-з. простирание положительной аномалии от подошвы Арарата, привели к выводу о более древнем, раннеюрском, возрасте вскрытой скв.5 - Маркара толщи мощностью более 1км (возможно, включая и поздний палеозой(?) - триас); подчеркнем при этом, что офиолитовый шов имеет широтное простирание. В верхней части разреза вулканогенной толщи развиты базальты, в низах – преимущественно метадиабазы, трещиноватые, брекчированные. Встречены габбро-диабазы, редкие лампрофиры-дайки (?) спессартитов (петрография Л.С. Чолахян, ИГН). Базальты чаще афировые, реже порфиоровые. В афировых базальтах (верхней части разреза) микролиты плагиоклаза и сланцеватая основная масса пелитизированы (монтмориллонит, редко каолинит), характерны обильные прожилки гидроокислов железа. Фенокристы плагиоклаза порфиоровых базальтов замещены пренимом, кар-

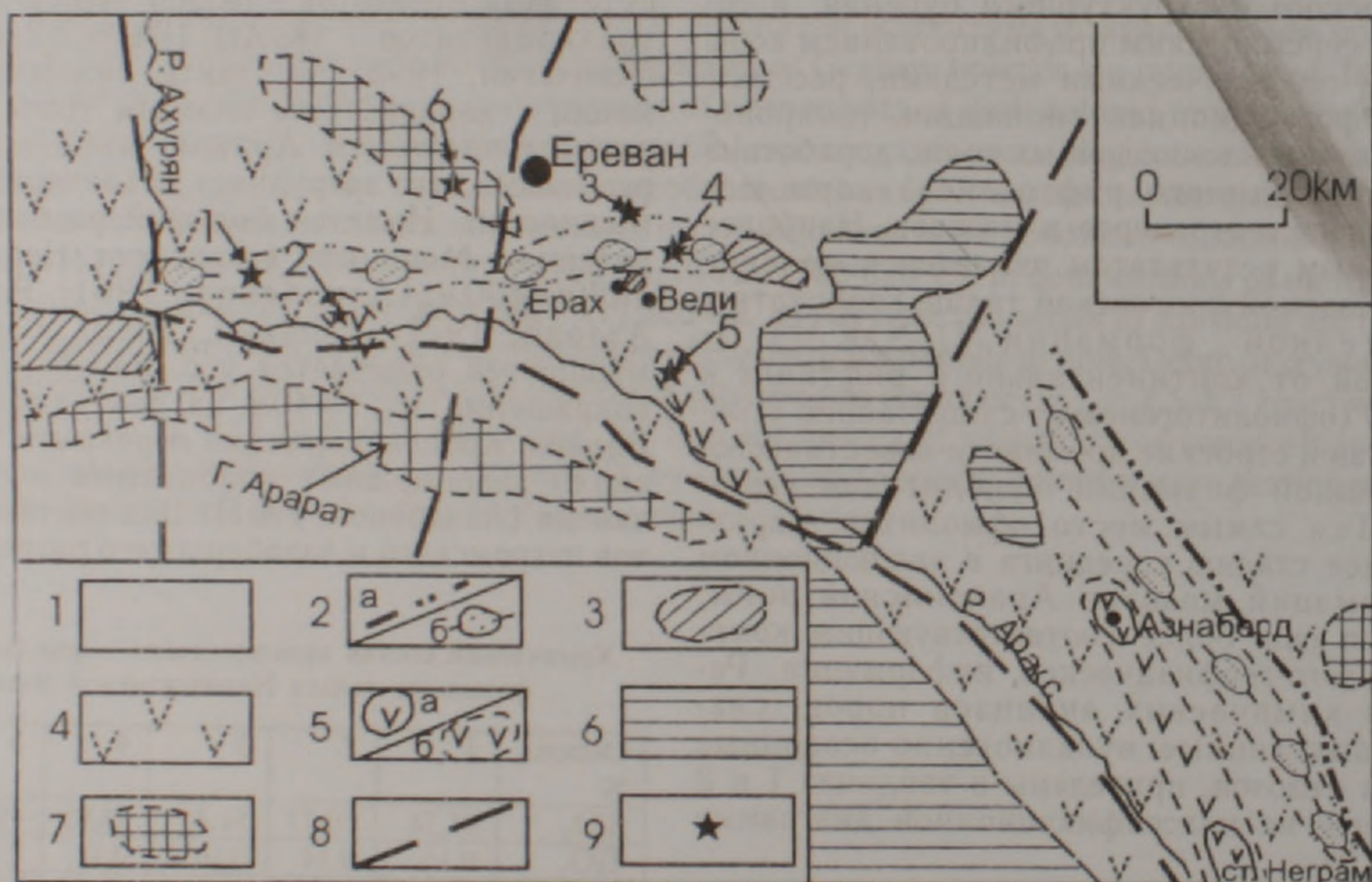


Рис.1. Схема распределения вулканогенно-осадочных формаций мезозоя Араксинской зоны.

1 - пестофиолитовые комплексы: флишэидный, молассовый и наземно-вулканический вне Араксинской зоны рифтогенеза; 2 - простирание: а) эффузивно-вулканической формации (K_1^a - K_2^a); б) кремнисто-известняково-вулканогенной (офиолитовой формации) (K_1); 3 - выходы кремнисто-известняково-вулканогенной формации офиолитовой серии и карбонатно-вулканогенной формации (J_2^a - K_2^a); 4 - зона полициклического рифтогенеза коры (современная структура); 5 - а) выходы пород базальтовой формации (J_1), б) погребенные участки под меловым-кайнозойским комплексом; 6 - выходы пород варисского субплатформенного комплекса ($\text{Pz}_{2,3}$ -Т) и сопредельные участки, перекрытые более молодыми отложениями; обобщенный контур; 7 - древний метаморфический комплекс (Рст); выходы и погребенные поднятия под фанерозойским комплексом - борта зоны рифтогенеза; 8 - зоны Приараксинского и поперечных глубинных разломов; 9 - скважины: 1 - Октябрьян-1; 2 - Маркара-5; 3 - Двин (Чатма-1); 4 - Веди (Карабахлар-1); 5 - Арарат-1; 6 - Паракар (группа скважин).

Дополнительные пояснения к схеме. По результатам глубокого бурения (скв. 5-Маркара и 1-Октябрьян, Мхчян-11, Паракар-114 и др.), сейсморазведки, а также глубинного сейсмического профилирования (ст. "Земля" и "Черепаша", Егоркина и др., 1976; Осипова, Арменакин, 1975), в басс. р. Веди по литоформационному картированию (Сатиан и др., 2001) и данным бурения (скв. 1-Чатма, 1-Веди, 1-Арарат); для Нахичеванской впадины - по данным Рустамова М.А. (1979), по гравиметрической карте (Ахундов, Мамедов, 1983) и Геологической карте (Азизбеков, 1961); по результатам геокартирования пограничных районов СЗ Ирана и восточной Турции (М. 1:250000 и 1:500000) и компиляции гравиметрических карт массива Арарат и левобережья р. Аракс, выполненной Р.Г. Мириджаняном (Сатиан и др., 2006).

бонатом, хлоритом. С глубиной в порфировых базальтах ангит по краям и трещинам замещен тремолитом, в основной массе по трещинам развиваются эпидот, карбонат, кварц, имеются редкие интервалы, где породы интенсивно ими замещены.

В средней части разреза (инт. 1939-2052 м) встречены кристалло-литокластические и литокластические туфы базальтов, осадочные породы не отмечаются. Породы большей части разреза формации преобразованы в зеленосланцевой фации (хлорит альбит, тремолит, эпидот, кальцит). Западнее, по левобережью Аракса, вблизи города Арарат глубокой скважиной 1-Арарат (рис 1) вскрыты породы граувакковой формации позднеконьякского возраста. С глубины 410 по 915 м скважиной вскрыты основные вулканические породы, на глубине до забоя (1444 м) разрез слагают мелкозернисто-органогенные известняки, доломитизированные, а также перекристаллизованные и сланцеватые их разновидности; в верхах разреза среди известняков есть редкие прослои измененных базальтов толентовой структуры, кварцевых алевролитов и песчаников (интервалы 1108-

1111 м, 1166-1169 м). Мелкозернисто-органогенные известняки содержат микрофауну пермского возраста. Породы вулканогенного разреза формации слагаются измененными трещиноватыми афировыми базальтами с реликтами структуры спилитов и спилитовых порфиритов, диабазов. Вторичные минералы: альбит, хлорит, карбонат, кварц. Вскрыта также дайка (?) спесартита. Среди базальтов отмечаются редкие линзы (?) яшмоидов, сильно ожелезненных и с глинистой примесью. Эта толща сходна и с поздним (?) триасом, и лейасом полосы Неграм-Азнаберд, а также с низами разреза пород карбонатно-вулканогенной формации, выступающей в басс. р. Веди. Эти толщи условно отнесены к позднему триасу – лейасу, средней и поздней юре, а верхняя часть разреза – к среднему мелу, где возраст измененных спилитов определен (К/Аг) 110 ± 5 млн. лет. Следует отметить близрасположенные (севернее с Армаш, в ущелье среди карбонатного позднего палеозоя) выходы метадиабазов и других основных пород, относимых (Аракелян, 1957) к продуктам вулканизма варисского комплекса, сходных с таковыми у с. Азнаберд и ст. Неграм.

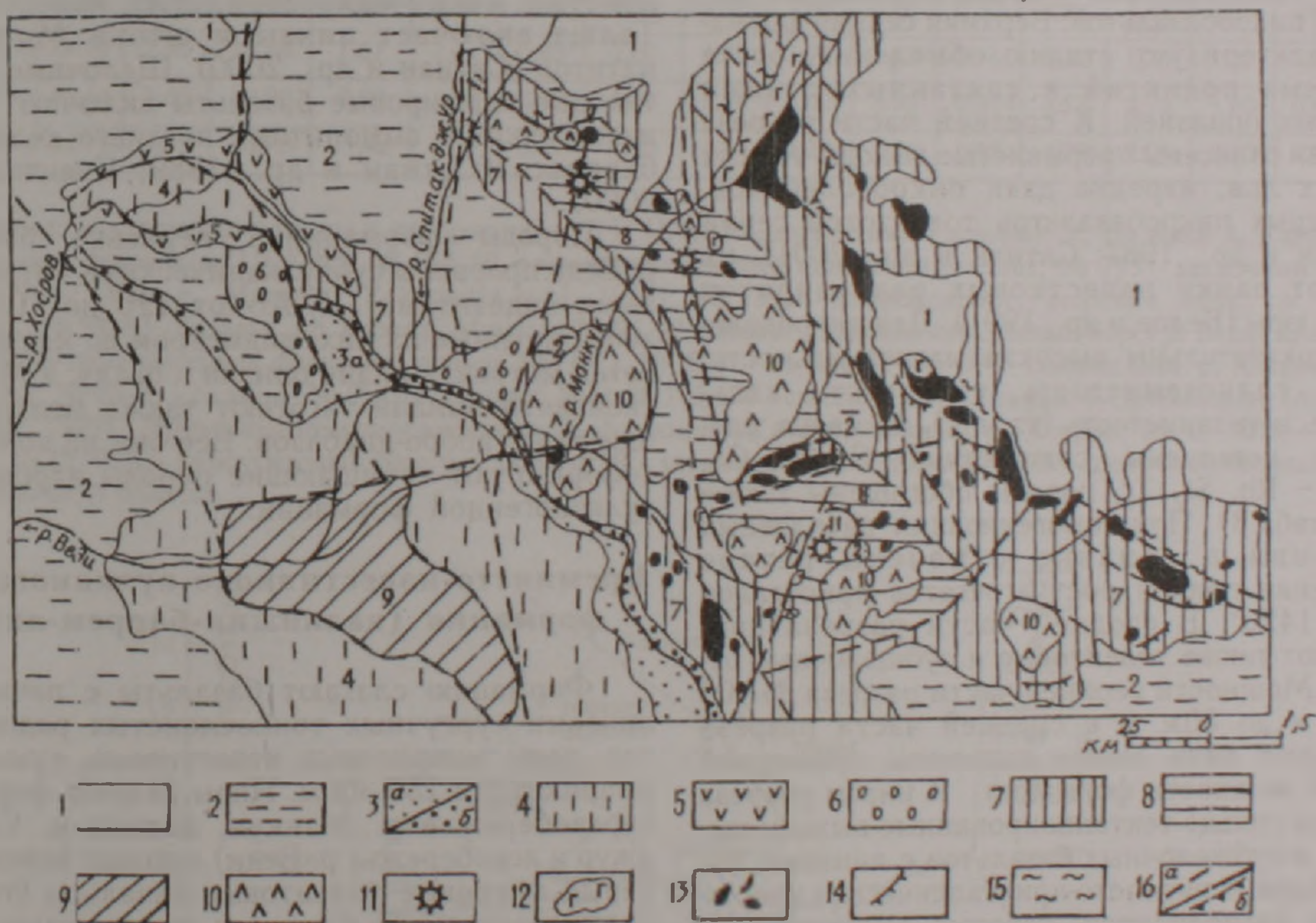


Рис.2. Схематическая литоформационная карта верховья бассейна р. Веди. Составил М.А. Сатиан (ИГН НАН РА, 2001 г.).

Условные обозначения: формации постфиолитового этапа (1-6): 1. Наземно-вулканогенная и молассовая (N_2-Q). 2. Морские мелководные формации: граувакковая, карбонатно-терригенная флишеидная и относительно глубоководная известняковая микритовая ($K_2^{m} - Pg_1$). 3. а) алевроито-мергельная субформация (K_2^{m}); б) олистострома ($K_2^{m2.1} - K_2^{m}$). 4. Известняковая органогенно-обломочная (K_2^{m}). 5. Эффузивно-вулканокластическая ($K_2^{m2.1} - K_2^{m}$). 6. Вулканомиктовые отложения с редкими потоками базальтов и андезитов (K_2^{m}). Формация фиолитового этапа. 7. Кремнисто-известково-вулканогенная глубоководного рифа ($K_1^{m} - K_1^{m}$). 8. Формация преофиолитовой стадии (морская мелководная, переходная к относительно глубоководной, карбонатно-вулканогенная ($J_2^{m} - J_2 - K_1^{m}$)). Формации доофиолитового этапа: 9. Мелководные терригенно-карбонатные и карбонатные субплатформенные формации (Р-Т). 10. Субвулканические витрофировые андезиты, а также редкие дайки и потоки (K). 11. Диатремы щелочно-лампрофировые ($J_2 - K_2^{m}$). 12. Габбро. 13. Серпентинизированные ультрамафиты. 14. Крупные оползни. 15. Зеленые сланцы, изредка с глаукофаном. 16. а) разломы, б) крупные надвиги.

Карбонатно-вулканогенная формация (средний(?)-поздний байос-келловей-берриас)

В верховье долины р. Веди породы формации, интенсивно складчатые, разобщенные разломами на блоки, слагают ядро Манкукской антиклинали, асимметричной с крутым и местами опрокинутым южным крылом (рис.2). Верхняя часть разреза формации мощностью до 100-150м включает маркирующие пачки тонкослоистых, чаще ритмично-слоистых онкоидных известняков, содержащих водоросли, с пропластками кремней тонкообломочной структуры с признаками градиционной слоистости. К этой же части разреза отнесены и олистолиты (от нескольких метров до нескольких десятков метров в поперечнике) кристаллических апоорганогенных серых известняков, участками в перемятом тонкослоистом карбонатном матриксе, штоки и линзы доломитовых карбонатитов, штоки железистых, красных и табачно-желтых силицитов глобулярной структуры – осадков гидротерм. На разных уровнях нерегулярно размещены потоки субщелочных миндалекаменных базальтов, пикробазальтов. Верхняя секция формации характеризует стадию обмеления, роста подводных поднятий и связанных с ними склоновых оползней. К средней части разреза формации отнесены прерывистые выходы черных шаровых лав, изредка даек пикродолеритов, темно-серых пикробазальтов толеитовой серии (Асланян и др., 1987; Сатиан и др., 2001), их вмещают пачки известковых радиоляритов поздней юры (Белов и др., 1991). Для пикродолеритов показательны высокая магнетиальность, низкие глиноземистость, калиевоcть, кальциевоcть и титанистость (табл.2), из малых элементов повышены содержания Cr, Ni, Co, низкие – Rb, Sr, Zr, породы обогащены также TPЗЭ (табл.3). При гомогенизации расплавных включений в оливине отмечены резкое помутнение поля и рост агрегатов кристаллов при $T > 1420^\circ$. В средней части разреза присутствуют также толеитовые и субщелочные базальты. Мощности верхней части разреза до 100 метров и до 50м – в средней части разреза 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 и радиоляритов, которые выступают по бортам поперечных долине р. Веди ущелий, восточнее реки Манкук в 2,5-3,5км. 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, габбро, трахитов, изредка ультрабазитов (Сатиан и др., 2005). В выходах радиоляритов вверх по долине р. Веди определен комплекс радиолярий среднего и позднего байоса и бата (Danelian et al., 2008). В эффузивных и

пирокластических породах карбонатно-вулканогенной формации вторичными минералами являются хлорит, альбит, карбонат. В гологелиновых туфах щелочно-лампрофировых диатрем по стеклу развиты монтмориллонит, цеолиты, изредка каолинит. Как видно, преобразование пород формации находится на границе глубинного эпигенеза с переходом к фации зеленых сланцев.

Наиболее крупная диатрема (450x280м) выявлена в ядре Ерахской антиклинали. Ксенолиты преимущественно коровые. Показательно, что среди них не были выявлены радиоляриты и метаморфические сланцы. Радиологические (K/Ar и Rb/Sr) датировки дают большой диапазон (173-105 млн. лет) возраста туфов и ксенолитов. В тектоническом меланже на западном фланге Ерахской антиклинали выявлены крупные блоки спилитов, датируемых (K/Ar) в 199 млн. лет.

В ядре антиклинали к карбонатно-вулканогенной формации относятся на севере керсутитовые щелочные базальты (~100м), на юге по разлому с ними контактируют толеитовые базальты (~180м) с линзами и пачками тонкослоистых мелко-микрозернистых известняков. Толща включает линзы и штоки Mg-карбонатитов (Сатиан и др., 2000). Щелочные керсутитовые порфировые базальты включают линзу известняков с аммонитами позднего келловей-берриаса (Сатиан и др., 1989; Кванталиани, 2000).

Породы формации в верховье бассейна р. Веди прорваны субвулканическими и витрофировыми андезитами (K/Ar - от 120 до 105 млн. лет), крупные из них, диаметром до нескольких сотен метров, в плане близки к овалу; к Манкукской антиклинали тяготеют также мелкие рвущие тела габбро-диабазов. Все они на контактах деформируют вмещающие породы карбонатно-вулканогенной формации.

Кремнисто-известняково-вулканогенная формация (валанжин-баррем-апт?)

Формацию слагают базальты с пачками и линзами сургучных тонкослоистых радиоляритов, реже микритовых известняков, суммарной мощностью в 250-300м. Низы разреза формации (правобережье р. Манкук, долина р. Спитакджур и левобережье р. Веди) слагают зеленовато-серые афировые толеитовые базальты (табл.2). Выше развиты Fe-базальты порфировые, красновато-бурые шаровидные. Андезиты витрофировой структуры, сильно трещиноватые и включающие обломки радиоляритов вдоль эндоконтакта, слагают несколько овальных в плане тел с отчетливо секущими контактами относительно вмещающих слоистых пород (J_2-K_1) и датируются (K/Ar) в 120млн. лет. Наиболее крупные овалы картируются в пределах выходов карбонатно-вулканогенной формации (рис.2). Обычны пачки и линзы радиоляритов, реже микритовых известняков. На крыльях Манкукской антиклинали соотношение с карбонатно-

Таблица 2

Представительные химические составы вулканических пород карбонатно-вулканогенной, кремнисто-известняково-вулканогенной и эффузивно-вулканокластической формаций

Образцы, №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	п.л.п	Елага	Сумма
554-80	46.40	2.01	19.5	4.93	3.63	0.19	6.73	5.80	4.35	1.29	0.36	-	5.31	-	100.5
713	47.02	1.80	17.56	8.34	1.13	0.15	8.26	8.87	3.00	2.50	0.30	-	1.79	-	100.72
135a	38.22	0.37	9.73	8.36	3.97	0.14	22.29	3.12	1.00	0.08	-	-	13.13	-	100.41
94-82	44.10	2.16	19.86	10.72	0.84	0.24	3.87	7.35	4.30	0.50	0.18	2.55	3.76	-	100.43
94-92	46.17	1.86	18.13	8.66	2.52	0.24	5.59	7.82	3.60	0.25	0.13	2.15	3.27	-	100.39
05-07	46.64	1.10	17.77	9.54	1.14	0.46	4.40	10.64	2.80	0.15	0.27	2.59	2.79	0.36	100.65
05-09	49.98	1.05	19.16	10.07	1.67	0.55	2.80	0.69	4.09	0.35	0.48	5.34	4.2	0.23	100.66
05-13	48.48	1.45	17.96	13.75	1.19	0.68	3.81	4.79	2.83	0.47	0.16	0.04	4.33	0.07	100.01
05-15	45.80	1.71	14.54	11.48	2.52	0.47	3.80	10.71	3.90	0.33	0.16	1.93	2.73	0.26	100.34
05-16	45.97	1.56	18.98	12.39	1.64	0.58	6.63	1.91	3.42	0.05	0.18	2.72	3.97	0.15	100.15
98	49.09	1.30	13.30	4.53	8.23	сл.	6.29	9.40	4.10	0.11	0.11	3.35	0.86	0.03	100.67
105	45.02	1.02	13.31	0.80	10.5	0.25	12.15	7.02	2.80	0.06	0.11	5.18	1.91	0.05	100.18
106	52.27	1.02	11.32	1.70	10.4	0.28	7.17	7.00	2.30	0.05	0.17	5.94	1.12	0.04	100.78
05-01B	43.00	1.60	17.01	8.21	4.31	0.48	4.40	8.40	2.60	1.50	0.41	4.40	2.28	1.74	100.34
05-02B	45.52	2.50	16.67	6.18	4.88	0.48	3.20	9.52	3.50	0.80	0.50	4.26	1.46	0.85	100.32
05-03B	49.12	2.50	18.68	7.57	2.01	0.48	2.80	6.72	3.90	1.80	0.46	1.32	1.76	1.32	100.44
05-04B	46.64	1.60	19.08	7.89	1.72	0.48	1.60	7.28	3.00	3.90	0.39	2.53	2.93	1.60	100.64
05-05B	44.99	1.10	16.73	11.46	2.29	0.47	1.20	8.89	4.20	1.30	0.50	4.79	2.06	0.60	100.58

Примечание: анализы выполнены в лаборатории ИГН НАН РА, аналитики Гаспарян З., Назарян А. Карбонатно-вулканогенная формация (J₂^м-K₁^м). № 554-80 - высокотитанистый щелочной базальт; № 713 - щелочной базальт, шаровая лава, басс.р. Манкук (Zakariadze et al., 1983); № 135a - пикродолерит, шаровая лава, ср. течение р. Манкук; № 94-82 - базальт, пр. берег р. Манкук; № 94-92, базальт, шаровая лава, левый берег р. Веди. Кремнисто-известняково-вулканогенная формация, ранний мел (K₁). №05-07 - базальт, №05-09 - спилит басс. р. Хосров, № 05-13 - базальт; № 05-15 - базальт; № 05-16 - спилит; №№ 98,105,106 - спилиты, диабазы скв. 1-Октемберян, (Агамалян, Кургиян, 1989). Эффузивно-вулканокластическая формация (K₁^м-K₂^м), бассейн р. Хосров, № 05-01B - тефрит-базанит; № 05-02B - керсутитовый базальт; № 05-03B - щелочной базальт; № 05-04B - щелочной базальт; № 05-05B - щелочной базальт.

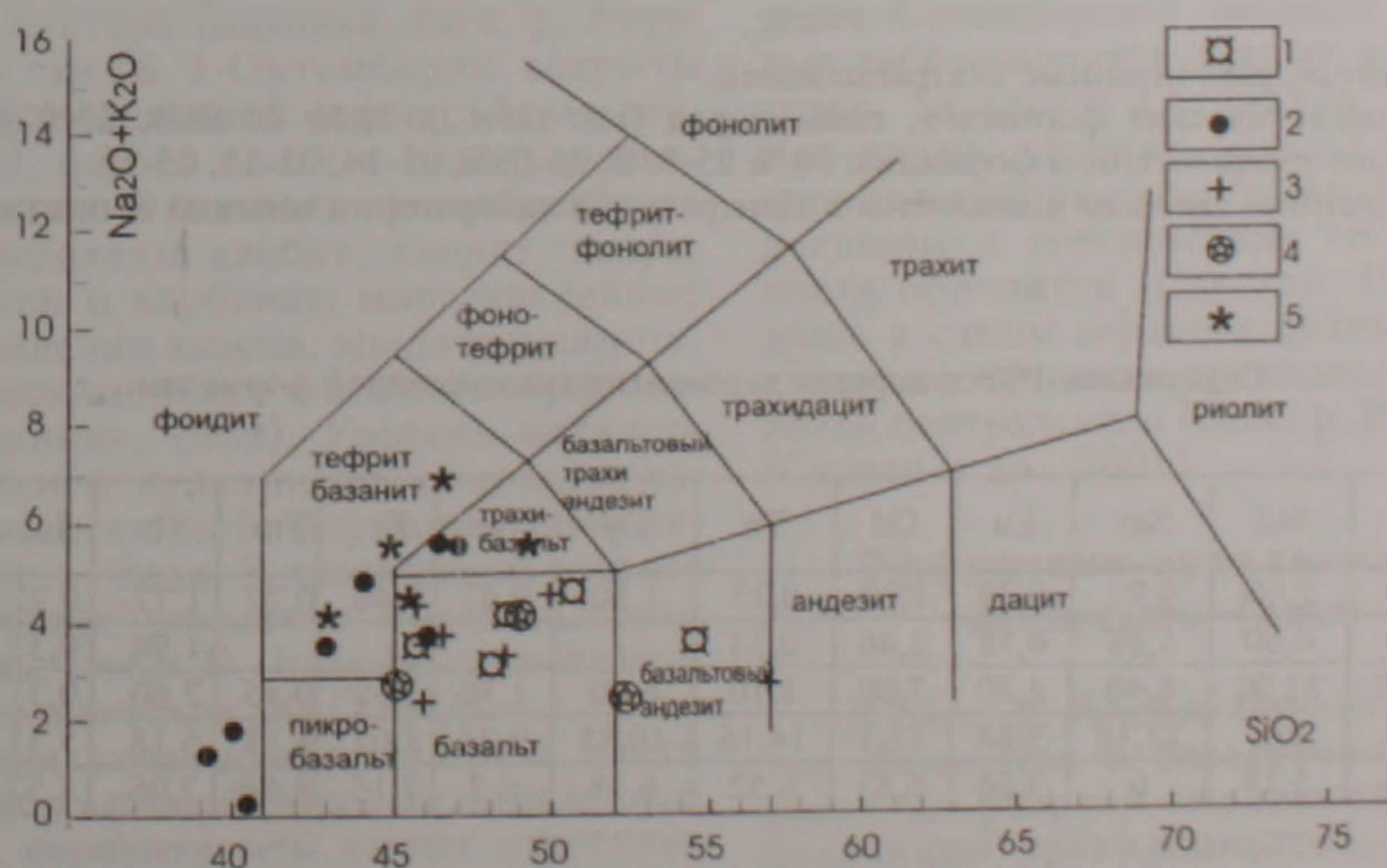


Рис.3. Составы вулканических пород вулканогенно-осадочных формаций на диаграмме SiO₂ – Na₂O + K₂O. 1 – вулканические породы базальтовой формации лейаса; 2 – вулканисты карбонатно-вулканогенной формации (J₂^м-K₁^м); 3 – вулканисты кремнисто-известняково-вулканогенной формации (K₁); 4 – толентовые базальты, метадиабазы разреза скв. №1 Октемберян; 5 – вулканисты эффузивно-вулканокластической формации (K₁^м-K₂^м)

вулканогенной формацией осложнено разломами. Наиболее крупные тела серпентинитов, габбро размещены в кремнисто-известково-вулканогенной формации на северо-восточном крыле Манкукской антиклинали. Сравнительно с карбонатно-вулканогенной формацией складчатость менее интенсивная, деформации усиливаются в местах внедрения габбро, субвулканических

андезитов, обычны конседиментационные деструкции. Мощности формации верховья басс. р. Веди сокращаются до выклинивания к югу, в низовьях долин рр. Спитак-джур и Манкук, обозначая южное обрамление раннемелового бассейна. Содержание легких лантаноидов в породах формации приведено в табл. 4.

Таблица 3
Содержание РЗЭ и других микроэлементов в породах эффузивно-вулканокластической и кремнисто известняково-вулканогенной формаций

Обр. ppm	05-01В	05-02В	05-03В	05-04В	05-07В	05-09В	05-14	05-15	05-16
La	17,1	48,5	43,2	64,1	1,21	0,76	2,11	7,13	2,1
Ce	78,5	99,8	78,1	101,5	4,03	0,24	5,84	16,0	2,07
Pr*	7,7	11,3	7,82	9,5	0,84	0,93	0,9	2,07	1,16
Nd	26,2	45,9	27,6	31,3	6,08	0,87	0,98	8,98	6,8
Sm	5,94	12,2	6,3	6,76	2,66	0,27	0,81	2,55	2,57
Eu	1,88	3,69	2,36	1,19	1,48	0,27	0,76	0,95	0,85
Gd*	5,01	11,0	5,76	5,9	4,2	0,4	0,47	4,27	3,98
Tb	0,63	1,37	0,73	0,81	0,64	0,53	0,35	0,67	0,59
Dy*	3,03	6,27	3,67	4,18	4,0	0,99	0,98	4,3	3,32
Ho*	0,55	1,13	0,67	0,79	0,9	0,66	0,42	1,03	0,73
Er*	1,24	2,49	1,5	1,87	2,61	0,85	0,15	3,0	2,0
Tm*	0,15	0,29	0,18	0,24	0,42	0,28	0,17	0,49	0,3
Yb	0,66	1,23	0,81	1,13	2,24	0,5	0,88	2,87	1,6
Lu	0,09	0,16	0,11	0,16	0,4	0,25	0,14	0,5	0,27
Sr	230	1,500	255	420	140	45	230	1,200	650
Ba	295	10	525	480	58	0,8		55,5	-
Cr	95,4	8,25	101,5	108,6	165,8	20,4	54,8	186,7	474,2
Th	7,31	5,22	8,73	8,0	0,24	0,32	0,53	0,65	0,44
U	1,07	0,91	0,85	0,95	1,1	0,68	0,38	3,58	2,23
Hf	6,27	7,26	7,1	5,63	3,64	0,21	0,5	1,94	1,94
Ta	2,25	2,52	1,95	0,17	-		0,068	1,2	0,35
La/Ce	0,6	0,5	0,55	0,63	0,3	0,33	0,36	0,45	1,01
La/Yb	21,36	39,43	53,3	56,7	0,54	0,17	2,4	2,5	1,3

Примечание * - данные, рассчитанные экстраполяцией.
Эффузивно-вулканокластическая формация, типы пород (см. табл.2): №№ 05-01В, 05-02В, 05-03В, 05-04В.
Кремнисто-известково-вулканогенная формация: №№ 05-07В, 05-09В, 05-14, 05-15, 05-16.
Нейтронно-активационные анализы выполнены в Центральной лаборатории анализа веществ ГЕОХИ РАН, зав. лаб. Колесов Г. М.

Таблица 4
Содержание РЗЭ в породах карбонатно-вулканогенной формации

ppm №	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Ce	La/Yb
13	0,82	2,70	2,60	0,97	0,39	1,30	0,27	1,80	0,43	1,40	0,22	1,72	0,22	0,77	0,27
1	1,05	6,34	4,60	1,68	0,58	2,46	0,34	-	-	-	-	1,90	0,33	0,42	0,31
713	39,00	38,00	21,00	6,40	2,70	7,00	1,10	6,00	1,30	3,50	0,45	2,60	0,33	2,61	8,33
06-42	58,00	43,3	25,7	21,18	3,84	18,1	14,16	10,85	9,24	8,02	8,18	5,18	5,31	1,34	11,2
06-47	4,87	4,83	5,18	6	3,66	6,83	6,52	6,18	6,7	7,16	8,64	7,05	8,57	1,00	0,7

Нейтронно-активационные анализы выполнены в Центральной лаборатории анализа веществ ГЕОХИ РАН, зав. лаб. Колесов Г.М. Вмещающая толща: обр. №13, пикродолерит (по Zakariadze et al., 1983), обр. №1, пикродолерит, обр. №713, субщелочной базальт, обр. №06-42-карбонатит, басс. р. Веди, обр. №06-47- пегматитовое габбро, басс. р. Манкук.

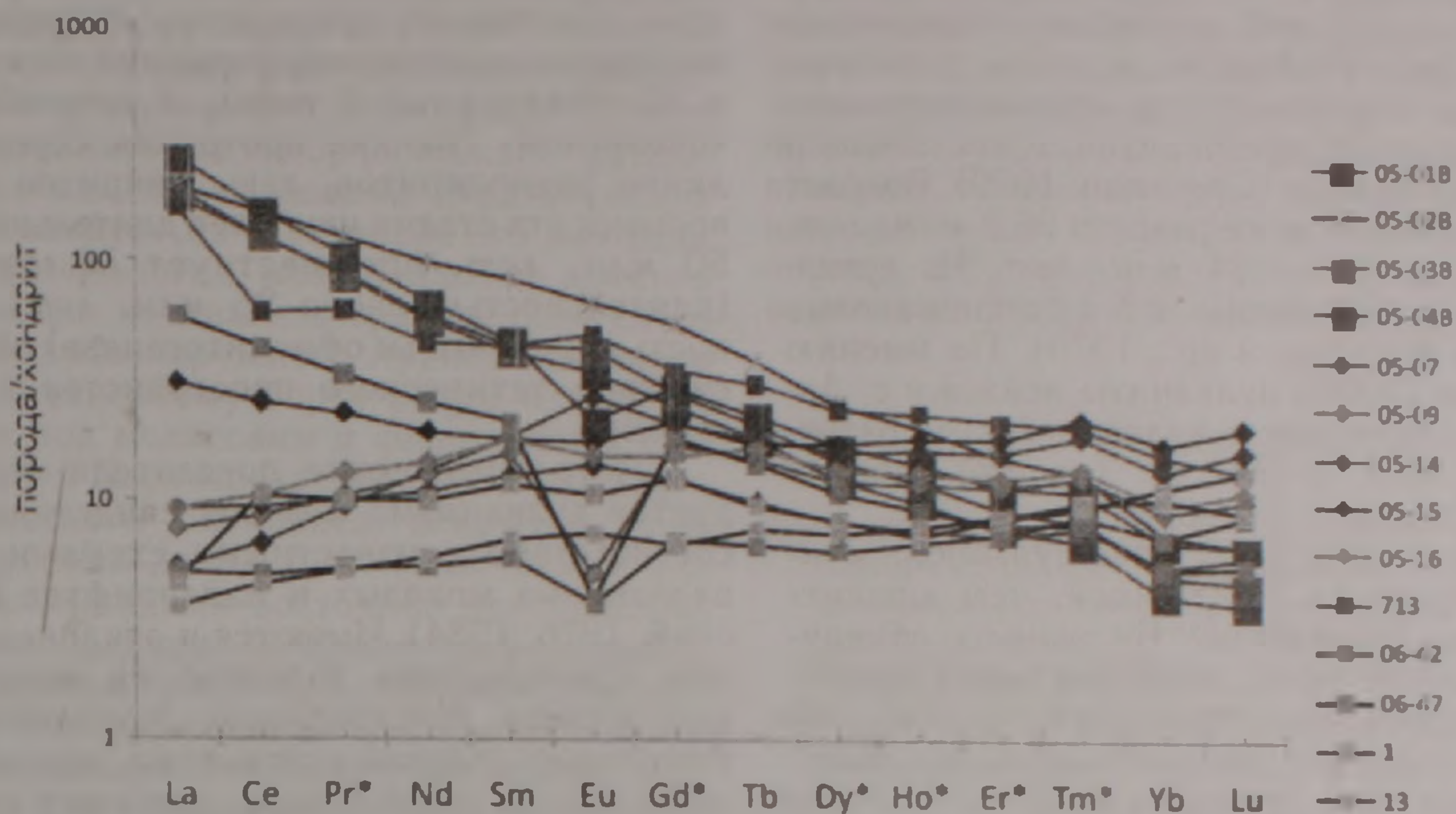


Рис. 4. Распределение содержаний РЗЭ (ppm) в вулканических породах басс. р. Веди, нормировано к хондриту (Anders and Grevesse, 1989).

Примечание. Карбонатно-вулканогенная формация: пикродолериты (обр. 1, 13) демонстрируют самый низкий уровень содержаний РЗЭ, хондритовый профиль распределения с преобладанием ТРЗЭ и низким $(La/Yb)_n$ отношением. Субщелочной базальт (713) заметно обогащен ЛРЗЭ и деплетирован ТРЗЭ, имеет крутой профиль кривой и сильное фракционирование элементов при более высоком $(La/Yb)_n$ отношении.

Кремнисто-известняково-вулканогенная формация: толеитовые базальты (спилиты) 05-15, 05-16 — обнаруживают невысокий, толеитовый уровень содержаний РЗЭ, близкий к хондритовому, пологий профиль кривой, слабое фракционирование с неглубоким Eu-минимумом.

Эффузивно-вулканокластическая формация: тефрит-базанит-щелочной базальт (05-01В — 05-04В) демонстрируют максимально: в изученном ряду формаций обогащение ЛРЗЭ и деплетированность ТРЗЭ, крутой наклон кривой, сильное фракционирование элементов, высокие $(La/Yb)_n$ отношения со слабо выраженным Eu-минимумом. Обогащенность Sr, устойчиво повышенные концентрации Sr, низкие — Th, Hf, Ta показательны вулканитам кремнисто-известняково-вулканогенной формации (офиолитовой серии). В породах эффузивно-вулканокластической формации показательны значения $Sr/Ba < 1$, повышенные концентрации Ti, Hf, Ta.

В западном секторе (низовья басс. р. Ахурян), в разрезе скв. № 1-Октемберян вскрыты базальты также толеитовой серии (Агамалян, Кургиян, 1989), но без пачек и линз радиоляритов и известняков. В базальтах и метадиабазах этой серии определены альбит, хлорит, кварц, эпидот, лейкоксен и карбонат, многочисленные прожилки и скопления кварца, эпидота и пирита, продукты зеленокаменного автометаморфизма (Агамалян, Кургиян, 1989). Уровень метаморфизма выше, чем в вулканитах кремнисто-известняково-вулканогенной формации офиолитовой серии басс. р. Веди. В химическом составе базальтов обращает внимание более высокая магнезиальность (табл.2), низкая глиноземистость и высокие значения Na_2O/K_2O .

Соотношения стратифицированной части офиолитов с габбро-гипербазитовым комплексом многообразны; серпентиниты имеют отчетливо рвущие контакты относительно вмещающей толщи (протрузии). В Ерахской антиклинали и в разрезах ряда глубоких скважин (1 — Карабахлар) над вулканитами офиолитовой серии покровы серпентинитов не отмечены, а в сква-

жине Октемберян-1 мощный разрез офиолитовых габбро-норитов вскрыт в основании толеитовых базальтов (Агамалян, Кургиян, 1989). Как видно, нижняя базальт-радиоляритовая и верхняя габбро-гипербазитовая пластины, выделяемые в соответствии со схемой аллохтонности офиолитов (Соколов, 1977), картируются лишь в самом верховье долины р. Веди, где по нашим построениям предполагаются корни офиолитов центрального (басс. р. Веди) сегмента шва (Сатян и др., 2001).

Эффузивно-вулканокластическая формация (альб-турон)

В басс. р. Хосров потоки щелочных базальтов, базанитов и базальтовых трахиандезитов вверх по разрезу сменяются вулканическими брекчиями трахиандезитов. Изредка обнаруживаются силлы тешенитов (К/Аг-107,8 млн. лет) и трахитов (К/Аг-84 млн. лет). Вулканические породы включают линзы и пачки мелководных апоорганогенно-обломочных, реже микророзернистых известняков, глинистых алевро-

литов. Суммарная мощность формации в среднем течении р. Хосров достигает 140 м. Наибольшие мощности формации, не менее 400 м, характеризуют разрез глубокой скважины к северо-востоку от с. Двин (Чатма-1): диабазы, разноразмерные туфы базальтового и андезитового составов с линзами (?) алевролитов, известняков и изредка радиоляритов (Степанян, 1979). Возраст (K/Ar) спилитов того же разреза 96,2 млн. лет, а габбро-эссекситов – 94 млн. лет. Из аргиллитов и редких яшм указываются позднемеловые радиолярии (Жамойда и др., 1976). По мнению Г.А. Казаряна (2005), вулканиты лейаса у с. Азнаберд коррелируются с вулканогенным разрезом к СЗ, в басс. р. Эхегис (правый приток р. Арпа), в районе с. Артабуйк.

Парагенез пород эффузивно-вулканокластической формации ($K_1^{alb}-K_2^1$) иной, чем юрских раннемеловых формаций. Вулканиты обнаруживают щелочной тренд, дифференцированность составов до трахиандезитов и трахитов (SiO_2 44-61%) и принадлежат высококалийному, высокотитанистому типу (табл.2, рис.3).

Особенности распределения редкоземельных элементов в описанных формациях отражены на сводной диаграмме и проинтерпретированы в примечании к рис.4

Обсуждение и выводы

Литодинамика Араксинской зоны в мезозое характеризуется переходом от континентальных узких рифтов к рифтоподобной обширной впадине с проявлением мантийного диапиризма. Составляющие частные впадины разобщены зонами поперечных глубинных разломов, либо приразломными поднятиями домезозойского основания.

В литодинамике Араксинской зоны обособляется крупная рифтоподобная структура с океанской корой, связанная с началом спрединга и проявлением мантийного диапиризма. Переходная, карбонатно-вулканогенная формация несет признаки и континентальной коры, и новообразования «океанской» (мелкие протрузии серпентинитов, линзы радиоляритов, лавы пикритов и др.). По времени эта стадия наиболее длительная, порядка 50 млн. лет, предшествует офиолитогенезу (длительностью около 25 млн. лет). Прерванность спрединга (и офиолитогенеза) обусловлена сжатием тетического пространства к позднему сенону.

Петрохимические показатели состава продуктов вулканизма мезозоя свидетельствуют о соответствии с известными схемами эволюции вулканизма молодых и палеорифтов (Милановский, 1976, 1984). Имеются и отклонения, например, преобладание толеитов на ранней стадии рифтогенеза. Многообразие геодинамики и тектонических условий вулканизма, как выясняется, свойственны рифтогенезу, особенно мезо-кайнозойского этапа (Грачев, 1987, Рамберг, Морган, 1984). Это положение иллюстрируется также дискриминационной диаграммой Th-Hf/3-Ta (рис.5), на которую сведены фигуративные точки составов всех выделенных формаций Араксинской зоны. Из диаграммы следует, что породы эффузивно-вулканокластической формации, как и туфы щелочных лампрофиров, обогащены Th и тяготеют к полю щелочных внутриплитных базальтов, что, возможно, и подтверждает их рифтогенную природу. Геохимические параметры пород кремнисто-известково-вулканогенной формации обнаруживают значительный разброс и смещаются за пределы полей дискриминации.

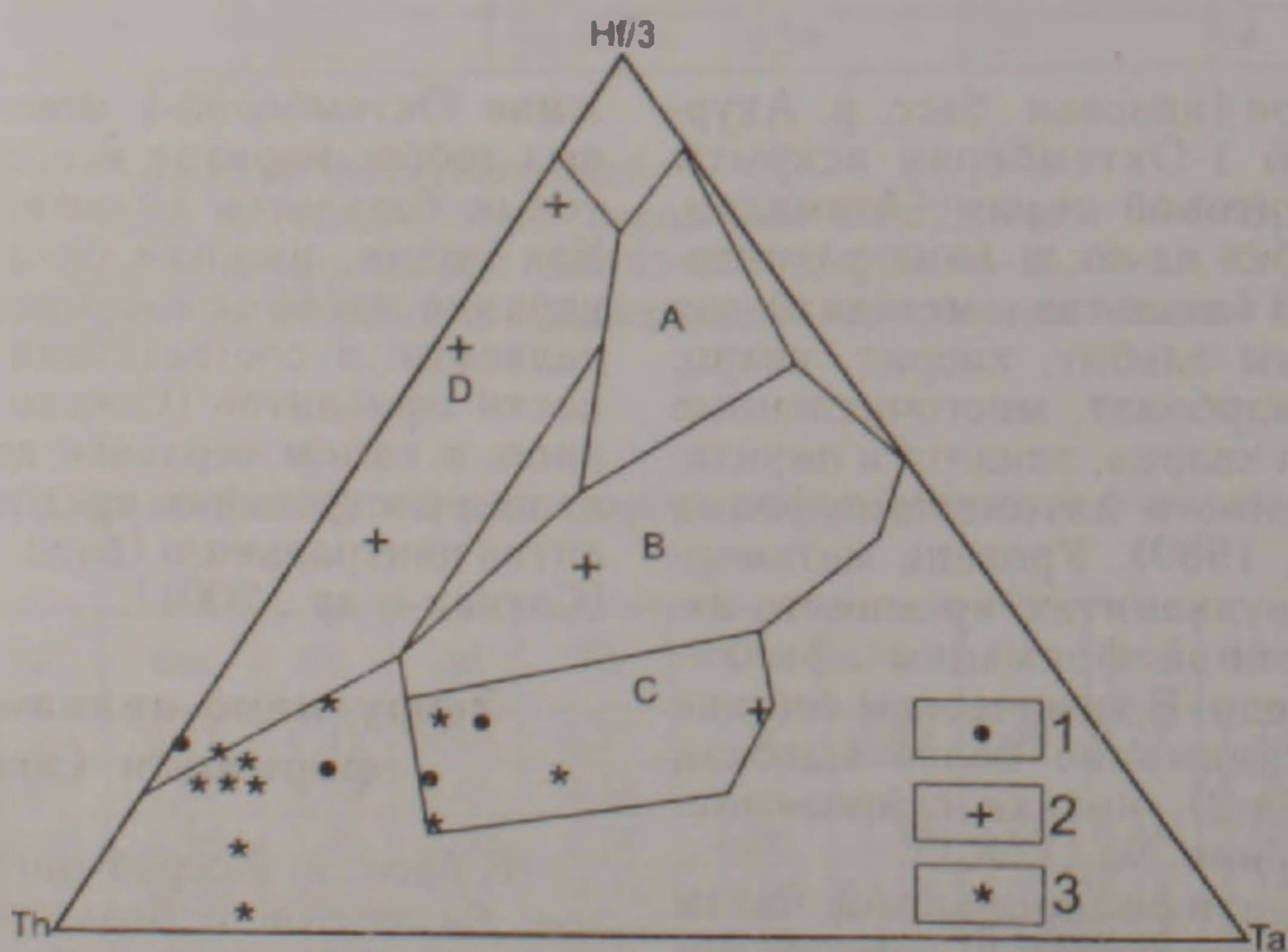


Рис.5. Дискриминационная диаграмма Th-Hf/3-Ta базальтов различных геодинамических обстановок (Wood, 1980). Оконтурены поля: А-нормальный тип базальтов срединноокеанических хребтов; В-обогащенный тип базальтов срединноокеанических хребтов; С-щелочные внутриплитные базальты; D-базальты островных дуг. 1. Эффузивно-вулканокластическая формация, басс. р. Хосров. 2. Кремнисто-известково-вулканогенная формация, басс. рр. Хосров и Манкук. 3. Туфы щелочных лампрофиров, карбонатно-вулканогенная формация, басс. р. Вели (Саакян и др., 2007).

Контуры зоны рифтогенеза могут быть определены лишь в первом приближении, при том, что именно в Араксинской зоне были выполнены наиболее подробные геофизические исследования коры и пробурен ряд глубоких скважин. Южным ее бортом является широтная полоса поднятий древнего метаморфического фундамента, погребенная под лавами стратовулкана Арарат, что следует из единичных его выходов, региональной геологии мезо-кайнозоя южного склона, а также из анализа гравиметрического поля лево- и правобережного Аракса (Сатиан и др., 2006). К северному борту рифта относится погребенное под молассами и флишоидами кайнозоя Маралик-Паракарское поднятие древнего метаморфического комплекса, вскрытое бурением на глубинах до 0,5-1 км. Намечаемое геофизическими методами восточное продолжение погребенного поднятия к Ераносской антиклинали фиксируется гравиметрической съемкой и подтверждается выходами экзотических глыб сланцев в ее ядре. Дальнейшее простиранье на ЮВ предполагается по структурно-геологическим признакам и единичным выходам вдоль западного фланга Мегринского батолита (у с. Пазмара), приподнятому уровню кровли «Ф» в Мегринском антиклинории и редким выходам по правобережью Аракса в Карадагском массиве с-з Ирана.

Араксинская зона, как видно, выходит за пределы Закавказья: аналоги спилитов лейаса(?) встречены на ЮВ в приразломных выходах с-з простиранья в долине Даррех-Дуз. Находки вулканитов вблизи Кух-е-Карагуза среди осадочного разреза позднего палеозоя (Stepanov, Golshani Storklin, 1969) и по левобережью Аракса указывают на структурную сближенность рифтов варисского этапа и лейаса.

В восточной Анатолии зона рифтогенеза коррелируется с зоной растяжения между Таврской платформой и Киршехирским блоком континентальной коры (Robertson, 2002), а офиолитовая сутура Араксинской зоны — с Южно-Анатолийской офиолитовой зоной. Весьма значительно воздействие зоны глубинного разлома, примерно, вдоль долины р. Ахурян. Это крупный литосферный врез от восточного края Битлисских надвигов через офиолитовую сутуру Курдистанского хребта к долине среднего Аракса и далее на север — вдоль границы мезозоя восточного Понта и Сомхетских гор на северо-западе Армении. Вулканогенно-осадочные формации мезозоя Араксинской зоны на пересечении теряют осадочные компоненты, что характеризует меньшие антракты и большую интенсивность вулканизма. Здесь с офиолитовой сутурой стыкуются несколько разнонаправленных и разновозрастных крупных разломов, в их числе и сейсмогенных, образуя крупный тектономагматический узел.

В завершение несколько слов о параавтохтонном размещении офиолитов Араксинской зоны, проблема которого неоднократно обсуждалась (Асланян, Сатиан, 1977, 1987; Сатиан, 1979, 1984; Сатиан и др., 2001, 2005).

Схема эта соответствует и результатам глубинного сейсмического профилирования в Приараксье (Егоркина и др., 1976). Приведенные выше новые данные по строению и составу вулканогенно-осадочных формаций мезозоя подтверждают параавтохтонную структурную позицию офиолитов и их закономерность, место в эволюционном ряду формаций мезозойской зоны рифтогенеза — одного из фрагментов пассивной окраины Палеотетиса, активизированной с конца варисского этапа и в мезозое.

Литература

- Агамалян В.А., Кургиян Э.Н. О спилит-диабазовом и габбро-норитовом комплексах офиолитовой серии, вскрытых скв. I-Октемберян (западная часть Араратской депрессии). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, №1, с. 26-38.
- Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 500 с.
- Аракелян Р.А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, 1957, т. X, № 5-6, с. 3-10.
- Асланян А.Т., Сатиан М.А., Минацканян А.Х., Ханзатян Г.А. Высокомагнезильные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, №1, с. 9-16.
- Асланян А.Т., Сатиан М.А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 159 с.
- Ахундов В.Д., Мамедов Э.А. Палеозойский даечный комплекс Араксинской структурно-формационной зоны Малого Кавказа. В сб.: Вопросы магматизма Азербайджана. Баку: Изд. Аз. ГУ, 1983, с. 109-112.
- Белов А.А., Брагин Н.А., Вишневская В.С., Сатиан М.А., Соколов С.Д. Новые данные о возрасте офиолитов Веди (Армения). ДАН СССР, 1991, т. 321, № 4, с. 784-785.
- Гасанов Т. Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985, 220 с.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987, 285 с.
- Грачев А.Ф., Карякин Ю.В. Формационная принадлежность вулканических серий (на примере раннеюрских вулканитов Нахичеванской АССР). Тезисы докладов IV Регионального петрографического совещ. 10-15 окт., Нахичеван, 1983, с. 18-20.
- Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. Сов. Геология, 1976, №3, с. 122-137.
- Жамойда А.И., Казинцова Л.И., Тихомирова Л.Б. Комплексы мезозойских радиоларий Малого Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2, с. 155-160.
- Зоненшайн Л., Деркур Ж., Казьмин В. и др. Эволюция Тетиса. В кн.: История океана Тетис. М.: Изд. АН СССР, Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова, 1987, с. 104-115.
- Казарян Г.А. Рифтогенный вулканизм северо-восточной части Араксинского нагорья. Изв. НАН РА. Науки о Земле, 2005, № 3, с. 24-35.
- Карякин Ю.В. Геодинамические обстановки формирования вулканогенных комплексов Малого Кавказа в альпийское время. М.: Наука, 1989, 150 с.
- Кванталиани И.В. Среднеюрско-раннемеловые аммониты Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Тбилиси: Изд. АН Грузии, 2000, 90 с.
- Кузнецов П.П., Симонов В.А. Офислиты и рифты

- Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1988, 150с.
- Ломизе М.Г. Тектоническая обстановка геосинклинального вулканизма. 1983, М.: Недра. 194 с.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. 1976, М: Недра, 280с.
- Милановский Е.Е. Эволюция рифтогенеза в истории Земли. В докл. 27 МГК, 1984, т. 7, Тектоника, М. с. 109-126.
- Осипова И.Б. Арменакаян К.А. Тектоническое строение Приараксинской депрессии по данным сейсморазведки МНРП и бурения. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1975, № 3, с.51-56.
- Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов. В докл. 27 МГК, 1984, т.7, Тектоника, М. с.78
- Ростовцев К.О., Азарян Н.В. Юрские отложения Нахичевана в юго-западной Армении. Изв АН СССР. Сер. геология, 1971, №7, с.123-127.
- Рустамов М.А. Олистостромовые образования и проблемы офиолитов Араксинской зоны. Изв. АН Азерб. ССР, Науки о Земле. Геология, 1979, №5, с.84-92.
- Саакян Л.Г., Сатян М.А., Степанян Ж.О. К геохимии щелочно-лампрофировых туфов трубок взрыва мезозоя Ведийской зоны (Армения). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007, т. LXV, №2, с. 28-35.
- Сатян М.А., Степанян Ж.О., Чолахян Л.С. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще юго-западной части Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, т. XLIII (3), с. 90-98.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Кванталиани И.В. Открытие отложений берриаса в Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР. 1989, т. 88, № 5, с. 228-231.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Варданян В.А. Серпентинитовый меланж Ерахской антиклинали (Вединская офиолитовая зона Армении). Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1999, № 2-3, с.14-21.
- Сатян М.А., Варданян А.В., Степанян Ж. О., Гукасян Р.Х. Обнаружение карбонатитов в Вединской офиолитовой зоне Закавказья. ДНАН Армении. 2000, т. 100, № 2, с. 159-164.
- Сатян М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1979, 108с.
- Сатян М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1984, 193с.
- Сатян М.А., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О. О вулканогенно-осадочных формациях мезозоя верховья бассейна реки Вели (Вединская офиолитовая зона Армении). Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2001, №2, с. 6-11.
- Сатян М.А., Степанян Ж.О., Саакян Л.Г., Мнацаканян А.Х., Гукасян Р.Г. Лампрофировые трубки взрыва мезозоя Ведийской зоны (Армения). Ереван: Изд. Наири. 2005, 148 с.
- Сатян М.А. Мириджанян Р.Т., Акопян Э.М. О доорогенных формациях и геодинамике западного сегмента Приараксинской тектонической зоны (Армения). Изв. НАН РА. Науки о Земле, 2006, №1, с. 3-9.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. 1977. М.: Наука. 93 с.
- Степанян Ж.О. Литология верхнемеловых вулканогенно-осадочных комплексов Еревано-Ордубадской и Горисско-Кафанской зон Малого Кавказа (Армянская ССР). В сб.: Стратиграфия и литология Армянской ССР. 1979, Ереван: Изд. АН Арм ССР, с. 196-298.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: Изд. МГУ, 2005, 557с.
- Ханзатян Г.А. О литологических особенностях отложений пермо-триаса разреза Дарашам-2 (Нах.АР) и возрасте силлов и штоков базальтоидов. Изв. НАН РА. Науки о Земле, 1992, т. XLV, № 3, с. 23-34.
- Anders E., Grevesse N. Abundances of elements: meteoritic and solar "Geochim. Acta", 1989, v. 53, p. 197-214.
- Danelian T., Asatryan G., Sosson M., Person A., Sahakyan L., Galoyan G. Discovery of Middle Jurassic (Bajocian) Radiolaria from the sedimentary cover of the Vedin ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia) General paleontology, C. R. Palevol 7, 2008, pp. 327-334.
- Robertson A.H.F. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. Lithos 65, 2002, pp. 1 - 67.
- Robertson A.H.F. Late Paleozoic-Early Mesozoic tectonic development of Tethys in the eastern Mediterranean region. International symposium on Middle East basins evolutions. (MEBE), Paris 4-5 décembre 2007, volume des résumés, 2007, C9 (2p.).
- Stepanov D.L., Golshani Storklin J. Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. Geol. Sur. Iran, Report. 1969, №12, 70p.
- Zakariadze G.S., Knipper A.L., Sobolev A.V., Tsameryan O.P., Dmitriev L.V., Vishnevskaya V.S., Kolesov G.M. The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus. Ophioliti 8, 1983, p.439-466.
- Wood D. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary province. Earth and Planet. Lett., 1980, vol. 50, p. 11-30.

Рецензент С.А.Паланджян

ՄԱՔՍԻ ԶՈՆԱՅԻ ՌԻՖՏՈԳԵՆԵԶԻ ԼԻԹՈԴԻՆԱՄԻԿԱՆ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ)

Մ.Ա. Սաթյան, Ժ.Հ. Ստեփանյան, Ա.Խ. Մնացականյան, Լ.Հ. Մահակյան

Ամփոփում

Արարսի զոնայի մեզոզոյան ռիֆտոգեն ֆորմացիաները բնութագրում են մայրցամաքային կեղևի դեստրուկցիան, փակվող Պալեոթետիսի, «վերածնված» Թետիսի՝ օվկիանոսային կեղևի նորառաջացմամբ, ընդհատված ուշ կավճի վերջում, Մեզոթետիսի լիթոսֆերայի սեղմման արդյունքում: Լեյասի տոլեիտային բազալտները բնութագրում են ռիֆտոգենեզի առաջին փուլը, որի սկիզբը թվագրվում է ուշ կարբոն(?) -տրիաս: Ավալալային և տոլեիտային բազալտները, պիկրոդիտերիտները՝ մինչօֆիոլիթային կարբո-

նատսու-հրաբխային ֆորմացիա ($J_2^{br}-K_1^{br}$), հերթափոխվում են օֆիոլիթային սերիայի (K_1) տուբիտային բազալտներին և ալկալային դիֆերենցացված սերիայի էֆֆուզիվ-հրաբխաբեկորային ֆորմացիային ($K_1^{ab}-K_2$): Ռիֆթի հատվածակազմության մեջ որոշիչ դեր ունեն անդրկովկասյան զոնայի խորքային խախտումները և մինչմեզոզոյան կոսպլեքսի եզրային բարձրացումները:

ON LITHODINAMICS OF THE ARAX ZONE RIFTOGENESIS (ARMENIA)

M.A. Satian, J.O. Stepanyan, A.Kh. Mnatsakanyan, L.H. Sahakyan

Abstract

Mesozoic riftogen formations of the Arax zone is characterizing continental crust destruction of obturating Paleotethys, "revival" Tethys, neoformation of the ocean type crust, interrupted by compression of Mesotethys lithosphere in the end of Late Cretaceous. Liassic tholeitic basalts characterize first stage of riftogenesis and beginning character concerns to Late Carboniferous(?) - Triassic. Alkaline and tholeitic basalts, picrodolerites of preophiolite carbonate-volcanogenic formations ($J_2^{br}-K_1^{br}$) are replaced by toleitic basalts of ophiolite series (K_1) and the alkaline differentiated series of effusive-volcanogenic formations ($K_1^{ab}-K_2$). In rift segmentation are determining Transcaucasus zones of deep faults and cross-section raising of premesozoic complex.