

ըստ պլանկտոն ֆորամինիֆերների առանձնացվում է *Orbulinoides heckmanni* զոնան: Հայաստանի տարածքում միջին էոցենի նստվածքային ապարներում առաջին անգամ անջատված այս զոնան բնութագրվում է *Orbulinoides heckmanni* ձևի առկայությամբ, որը հանդիպում է հարակից զոնաներին բնորոշ մանր ֆորամինիֆերների հետ միաժամանակ: Ներքևի սահմանը անցկացվում է *Hantkenina alabamensis* ձևի բացակայությամբ, իսկ վերինը՝ *Orbulinoides heckmanni* ձևի անհայտացմամբ և *Truncorotaloides rohri* զոնային բնորոշ ձևերի հայտնաբերմամբ:

SUBDIVISION OF THE MIDDLE-UPPER EOCENE (THE ZOVASHEN SUITE) OF THE AZAT RIVER BASIN BY SMALL FORAMINIFERS

F. A. Hayrapetyan

Abstract

In the Azat River basin, deposits of the Middle and Upper Eocene were combined into a single Zovashen suite. The data on plankton and benthonic foraminifers are for the first time used to draw the boundary between the Middle and Upper Eocene in the Zovashen Suite and a zone of *Orbulinoides heckmanni* is for the first time identified by plankton foraminifers within the Middle-Eocene deposits in Armenia.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2001, LIV, №2, 6-11

О ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ МЕЗОЗОЯ ВЕРХОВЬЯ БАСЕЙНА РЕКИ ВЕДИ (ВЕДИНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА АРМЕНИИ)

© 2001 г. М. А. Сатиан, А. Х. Мнацаканян, Ж. О. Степанян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 16.05.2001 г.

В тектонизированной мезозойской вулканогенно-осадочной толще, именуемой ранее хосровской свитой [5], выделены и окартированы парагенезы пород карбонатно-вулканогенной (келловей-берриас), кремнисто-вулканогенной (валанжин-баррем-апт?) – офиолитовой серии и эффузивно-вулканокластической (альб-раннеконьякское время) формаций, характеризующие последовательность рифтогенеза континентальной коры северного края Иранской плиты с прерванным океанообразованием (спредингом) в раннемеловое время.

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. Результаты исследований разных групп (в основном это представители московских геологических учреждений и Института геологических наук Армении) остались на стадии незавершившейся дискуссии по вопросам и структурной позиции офиолитов – аллохтон или параавтохтон, и геодинамики офиолитов. Можно согласиться, что некоторое сближение взглядов обозначилось лишь по определению возраста кремнисто-вулканогенной толщи офиолитовой серии – здесь важную роль сыграли результативность радиоляриевого анализа [6] и данные радиологических методов датировок [3]. Стало очевидным, что в составе мезозойской толщи преобладают фрагменты позднеюрских и раннемеловых вулканитов и осадков, среди которых, наряду с радиоляритами, немалое место принадлежит известнякам – менее глубокоководным отложениям. Однако обилие трахитов, а затем и находки нескольких диатрем щелочно-лампрофировых туфов, позже выходы карбонатитов и высококальциевых базальтоидов [13-15] – 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 упорядоченности в размещении парагенезов пород, что приводит к выводу о локальном развитии тектонического меланжа [14].

Вопросы эти заслуживают, конечно, специального обсуждения, и в данном сообщении мы остановимся на строении и составе выделяемых вулканогенно-осадочных формаций. Рассмотрим эти результаты.

Карбонатно-вулканогенная формация (келловей-берриас). Породы формации слагают ядро Манкукской антиклинали; ее ось простирается через верховья р.р. Манкук (Кюсуз) и Спитак-джур, продолжаясь на юго-восток к верховью р. Веди (рис. 1). 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 обозначается 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 карбонатов [15], 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. Среди перечисленных слоистых и штоковидных пород нерегулярно размещены потоки субщелочных миндалекаменных базальтов (табл.1).

Верхняя секция строения формации характеризует стадию обмеления роста подводных поднятий и связанных с ними склоновых оползней.

Вдоль ограничивавших разломов были выдвинуты и более древние блоки. 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 [2], включающих линзы и пачки известковых радиоляритов, известняков. Для пикродолеритов показательны высокая магнезиальность (табл.1), низкие – глиноземистость, калиевоcть, кальциевоcть и титанистость, из малых элементов – повышенные содержания Cr, Ni, Co, низкие – Rb, Sr, Zr, породы обогащены также TPЗЭ [2.18]. По соотношению MgO/TiO_2 и CaO/Al_2O_3 , а также распределению редких земель они сходны с коматиитовой серией – выплавки из ультрамафических высокотемпературных магм [19]. Помимо пикродолеритов, в средней части разреза присутствуют толеитовые и субщелочные базальты, петрохимически существенно отличные от базальтов верхней секции разреза (табл.1, рис.3). Мощности верхней части разреза – до 100 метров и средней

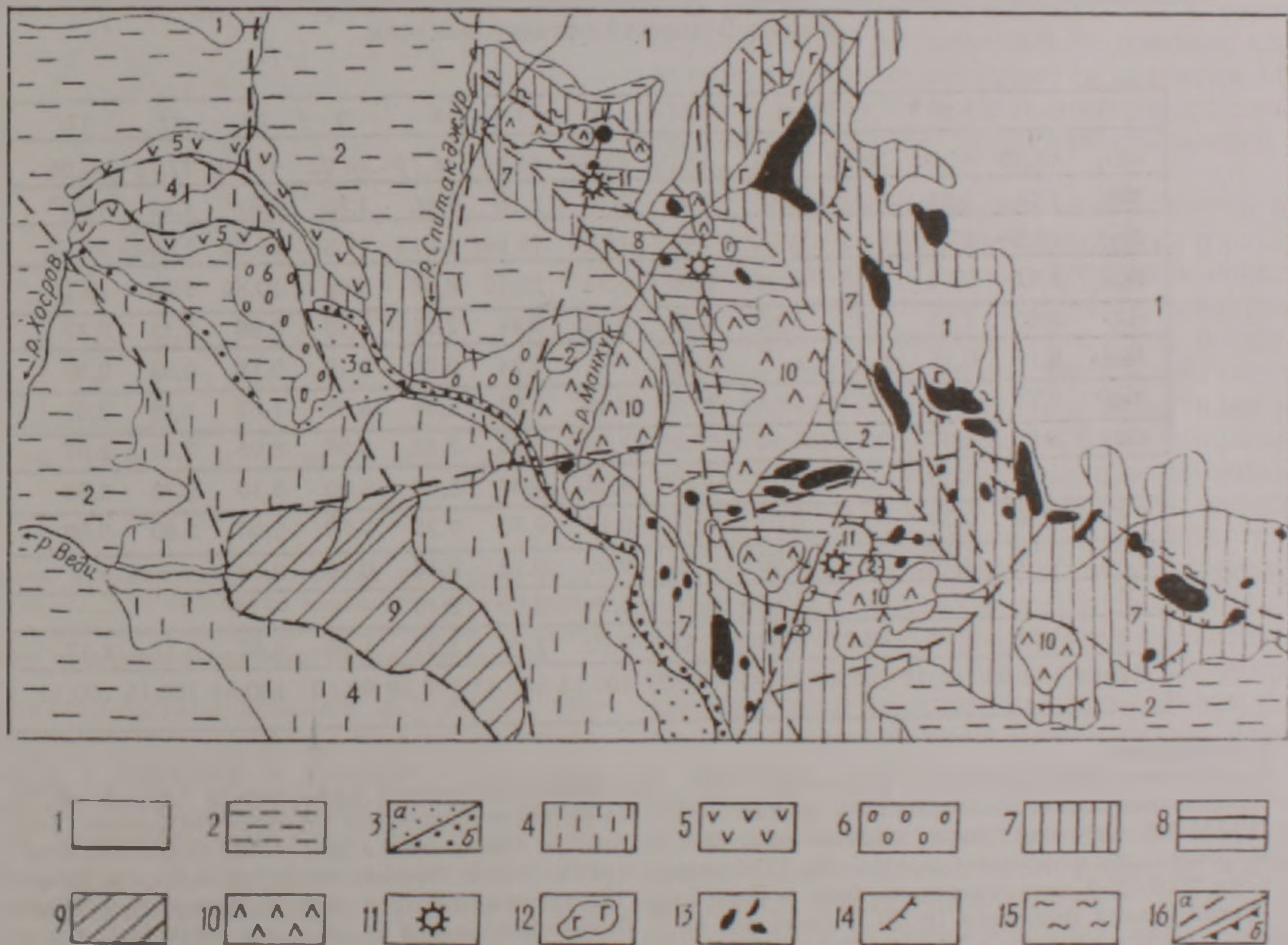


Рис.1. Схематическая геолого-формационная карта верховья бассейна р Веди. Составил М.А. Сатиан (ИГН НАН РА, 2001 г.).
Условные обозначения: Формации постофиолитового этапа (1-6). 1. Наземно-вулканогенная и молассовая (N_2-Q). 2. Морские мелководные: граувакковая, карбонатно-терригенная флишодная и относительно глубоководная известняковая микритовая ($K_2^{sn} - Pg_{1-2}$). 3. Морская мелководная: а) алевроито-мергельная субформация (K_2^{con}); б) олистострома ($K_1^{abz} - K_2^{con}$). 4. Морская мелководная известняковая органогенно-обломочная (K_2^{con}). 5. Морская мелководная эффузивно-вулканокластическая ($K_1^{abz} - K_2^{con}$). 6. Морские мелководные вулканомиктовые отложения с редкими потоками базальтов и андезитов ($K_2^{con-con}$). Формация офиолитового этапа. 7. Кремнисто-вулканогенная глубоководного рифта (микроокеана) ($K_1^{vlg-опт-риф}$). Формация континентального рифта. 8. Морская мелководная переходная к относительно глубоководной-карбонатно-вулканогенная ($J_3^{dv} - J_1 - K_1^{ber}$). Формации доофиолитового этапа. 9. Мелководные терригенно-карбонатные и карбонатные субплатформенные формации (Р – Тг). 10. Субвулканические витрофировые андезиты, а также редкие дайки и потоки (K_1). 11. Диатремы щелочно-лампрофировых туфов с редкими дайками камптонитов, щелочных базальтов ($J_3 - K_2^{cn}$). 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.

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 долин р. Веди ущелий, восточнее реки Манкук в 2,5-3,5 км. На более нижних отметках здесь выявлены эпидотизированные субщелочные базальтовые порфириты, сопоставимые с базальтами, датированными (К/Аг) ранней-средней юрой, в составе серпентинитового меланжа Ерахской антиклинали [14]. Глыбы базальтов с линзами известняков, в которых определены остатки среднеюрских фораминифер, были ранее обнаружены в верховье бассейна р. Веди [16]. В разрезе формации обнаруживаются мелкие секущие тела серпентинизированных ультрабазитов.

Возраст карбонатно-вулканогенной формации определяется находками в радиоляритах, перекрывающих и подстилающих пикродолериты, комплекса радиолярий оксфорда-кимериджа

[4] и радиологическими (К/Аг) датировками возраста магматических пород [3], а также по корреляции с разрезом Ерахской антиклинали, где щелочные керсутитовые порфировые базальты включают линзу известняков с многочисленными ископаемыми аммонитами позднего келловей-начала раннего мела, в основном берриаса [12]. Пикродолериты в этих разрезах не обнаружены, толеитовые и субщелочные афировые базальты и гиадокластиты радиологически (К/Аг) датируются поздней юрой-началом раннего мела, в прослоях радиоляритов в пачках микритовых известняков выявляется позднеюрский комплекс радиолярий.

Аналоги карбонатно-вулканогенной формации встречены лишь в разрезе Ерахской антиклинали и, по-видимому, в разрезе скв. 1-Арагат, где определяются среди базальтов пачки карбонатных пород и секущие лампрофиры. Во всех остальных разрезах, по данным бурения, формация либо не вскрыта, либо отсутствует, как например в разрезе скв. 1-Карабахлар; возможны и латеральные переходы карбонатно-вулканоген-

Таблица 1

Представительные химические составы вулканических пород вулканогенно-осадочных формаций мезозоя Вединской офиолитовой зоны

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	46,40	47,02	38,22	40,67	40,19	43,00	44,10	46,17	46,02	47,29	47,72	49,05
TiO ₂	2,01	1,80	0,37	0,45	1,08	0,56	2,16	1,86	1,80	2,64	1,48	1,89
Al ₂ O ₃	19,50	17,56	9,73	4,24	7,77	18,92	19,86	18,13	17,56	18,90	17,63	13,62
Fe ₂ O ₃	4,93	8,34	8,36	4,22	9,00	6,82	10,72	8,66	8,36	10,86	9,09	10,13
FeO	3,63	1,13	3,97	3,60	7,66	4,02	0,84	2,52	1,13	0,86	2,12	0,87
MnO	0,19	0,15	0,14	–	0,23	–	0,24	0,24	0,15	0,18	0,03	0,20
MgO	6,73	8,26	22,29	32,85	11,16	9,10	3,87	5,59	8,87	1,61	2,48	2,63
CaO	5,80	8,87	3,12	1,98	10,29	7,05	7,35	7,82	8,26	6,05	7,21	8,57
Na ₂ O	4,35	3,00	1,00	0,15	1,30	3,50	4,30	3,60	3,00	3,10	2,75	6,50
K ₂ O	1,29	2,50	0,08	0,01	0,40	0,13	0,50	0,25	2,50	3,00	2,80	0,50
P ₂ O ₅	0,36	0,30	–	0,09	0,11	0,09	0,18	0,13	0,30	0,52	–	–
CO ₂	–	–	–	10,76	9,15	6,94	2,55	2,15	–	–	–	–
n n n	5,31	1,79	13,13	0,05	2,43	0,02	3,76	3,27	1,15	5,57	6,87	6,17
Сумма	100,50	100,72	100,41	99,07	100,77	100,15	100,43	100,39	99,10	100,58	100,18	100,13

Примечание:

Карбонатно-вулканогенная формация (NN 1-5) Келловей-поздняя юра-берриас ($J_2^{cl} - J_3 - K_1^{ber}$). Субщелочные базальты основания и кровли: 1-обр. 554-80, высокотитанистый субщелочной базальт; 2-обр. 713-554-806, щелочной базальт, шаровая лава, басс. р. Манкук. (Закариадзе и др., 1983). Пикродолериты и пикробазальты толеитовой серии; 3-обр. 135а, пикродолерит из потока, "зеленая земля", ср. течение р. Манкук; 4-обр. 2000/25-2, пикродолерит, пр. берег р. Веди; 5-обр. 17а, пикробазальт, ср. течение р. Манкук. Кремнисто-вулканогенная формация (6-10) Ранний мел (K_1). Толеит-базальтовая серия: 6-обр. 2000/144, базальт, скв. 1, пр. берег р. Веди, в 1,4 км к СВ от развалин с. Азизкенд; 7-обр. 94-82, низкокалийный базальт с вариолит-афанитовой структурой, пр. берег р. Манкук; 8-обр. 94-92, афировый базальт из шаровой лавы, левый берег р. Веди. Субщелочная серия: 9-обр. 1, трахибазальт, ср. течение р. Манкук; 10-обр. К-1, трахибазальт с диабазовой основной массой, низовье р. Хосров, у развалин с. Карабахлар. Эффузивно-вулканокластическая формация (11-12). Альб-поздний мел ($K_1^{alb-2-3} - K_2^{cdn1}$). – Субщелочная серия: 11-обр. 1867, трахибазальт, скв. у с. Двин; 12-обр. 300/38, диабаз, левый берег р. Хосров.

ной формации в щелочно-базальтовую (например, щелочные базальты одной из надвиговых пластин Ерахского разреза, датируемые (К/Аг) позднеюрским временем).

Породы формации в верховье бассейна р. Веди прорваны субвулканическими витрофи-

ровыми андезитами (К/Аг – от 120 до 105 млн лет), крупные из них, диаметром до нескольких сот метров, в плане близки к овалу и тяготеют к оси антиклинали (рис.1). 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. 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.

Породами-индикаторами континентального рифтогенеза служат щелочные базальты, щелочно-лампрофировые туфы, а также карбонатиты. Этот этап рифтинга следует за раннеюрским этапом континентального рифтогенеза, представленного базальтовой формацией полосы с.с. Неграм-Азнаберд в Нахичеванской мульде. Позднеюрский рифт был смещен к северу относительно раннеюрского, продолжение которого в Араратскую долину следует ожидать под молассами неогена левобережной части р. Аракс.

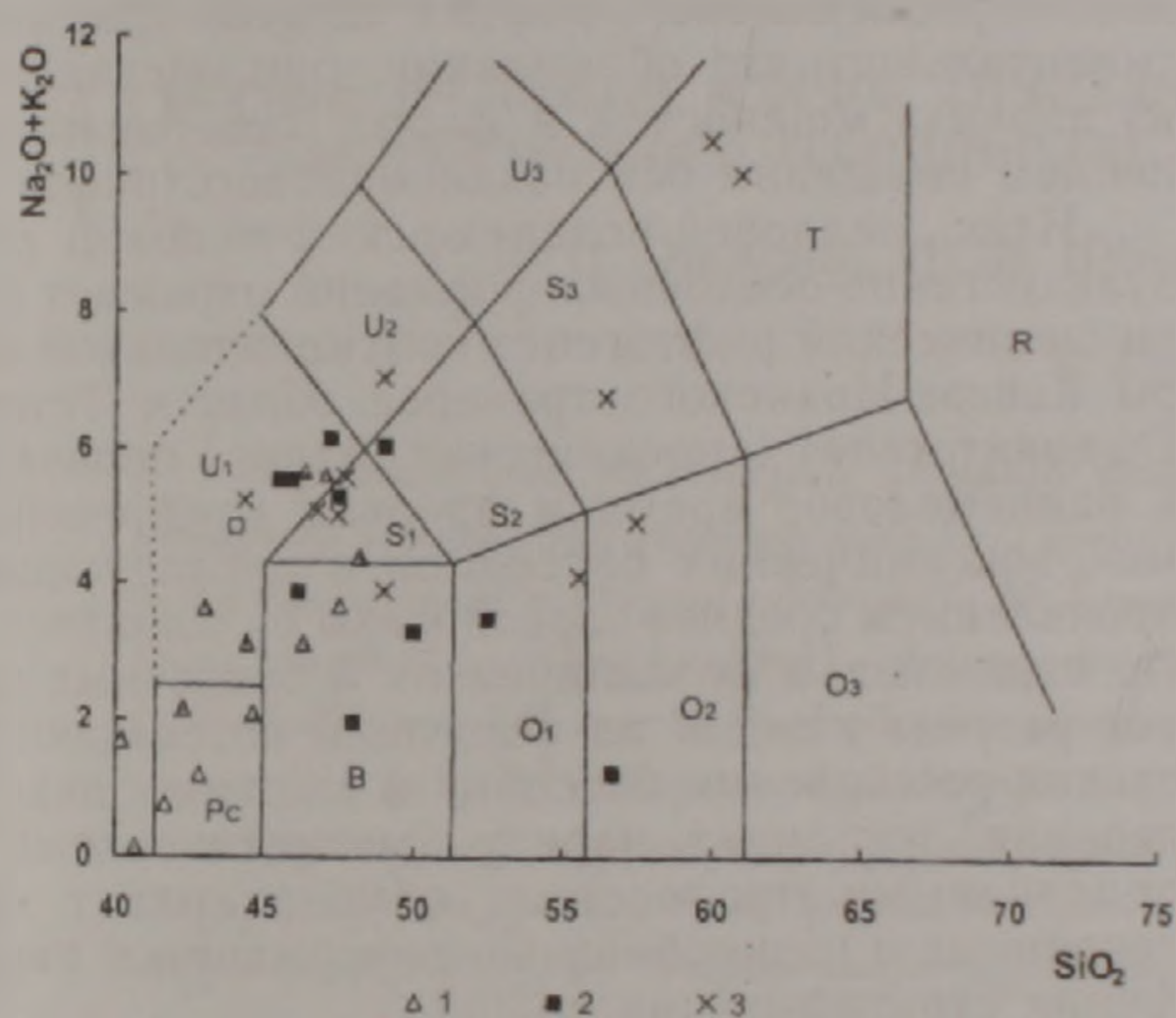


Рис.2 Составы вулканических пород на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ по [7]. 1 – вулканиты карбонатно-вулканогенной формации; 2 – вулканиты кремнисто-вулканогенной формации; 3 – вулканиты эффузивно-вулканокластической формации.

Кремнисто-вулканогенная формация (валанжин-баррем-апт?). Разрезы формации состоят из базальтов с пачками и линзами сургучных радиоляритов, реже микритовых известняков. Суммарная мощность формации достигает 250-300 м. На крыльях Манкукской антиклинали породы формации соотносятся с карбонатно-вулканогенной формацией по системе разломов. Базальных обломочных отложений в основании разрезов не обнаружено. Предшествующие рифтингу компрессия и деформации пород происходили в подводной обстановке. Формация вмещает наиболее крупные протрузии серпентинитов, габбро, реже отмечаются субвулканические витрофировые андезиты. Наиболее крупные выходы серпентинизированных ультрабазитов и габбро размещены на северо-восточном крыле антиклинали. Вдоль разломов вмещающие базальты местами рассланцованы. Породам формации показательна менее интенсивная складчатость

сравнительно с карбонатно-вулканогенной формацией – складчатые деформации значительно усиливаются в местах внедрения габбро, субвулканических андезитов, кроме того обычны и конседиментационные деструкции радиоляритов перекрывающими их потоками базальтов. Низы разрезов формации по правобережью р. Манкук, в долине р. Спитак-джур и по левобережью р. Веди, восточнее развалин с. Азизкенд состоят из зеленовато-серых афировых толеитовых базальтов. От толеитовых базальтов карбонатно-вулканогенной формации они петрохимически отличаются пониженной магнезиальностью (рис. 3). Вверх по разрезу наращивается К-щелочность базальтов, верхняя секция формации состоит из красновато-бурых шаровидных щелочных порфировых (Pl-Ol-Cpx) недосыщенными нефелин-нормативными, высококалиевыми, титанистыми и глиноземистыми базальтами. Базальты верхней части разреза также включают пачки и линзы радиоляритов, изредка микритовых известняков. В верхах разреза картируются субвулканические трахиты, раннемелового возраста (К-Аг) которых определен в разрезе Ерахской антиклинали [3]. 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 здесь несогласно залегают на карбонатном перм-триасе – обозначается южное обрамление раннемелового бассейна. Вулканические разрезы формации (радиоляриты и известняки редки) левобережья верховья р. Веди сокращены в мощности. Между поднятиями варисийского комплекса здесь существовал узкий пролив, расширявшийся к юго-востоку, к бассейну р. Арпа.

Итак, раннемеловой (валанжин-баррем) этап рифтогенеза, наиболее значительного за мезозойскую историю, представлен толеитовыми и преимущественно субщелочными базальтами и кремнистыми осадками при латеральном к краям бассейна замещении их известняками. Вероятно, к наиболее бортовым следует относить выявленные в строении меланжа Ерахской антиклинали олистолиты кристаллических коралловых известняков раннемелового возраста, а к промежуточной фациальной полосе – щелочные базальтоиды с пачками красных микро-мелкозернистых известняков. Начало компрессии рифта обозначается сменой вверх по разрезу толеитовых базальтов щелочными разностями, а также появлением трахитов, которые, по мнению ряда петрологов, могут быть отнесены к офиолитовой серии [18].

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

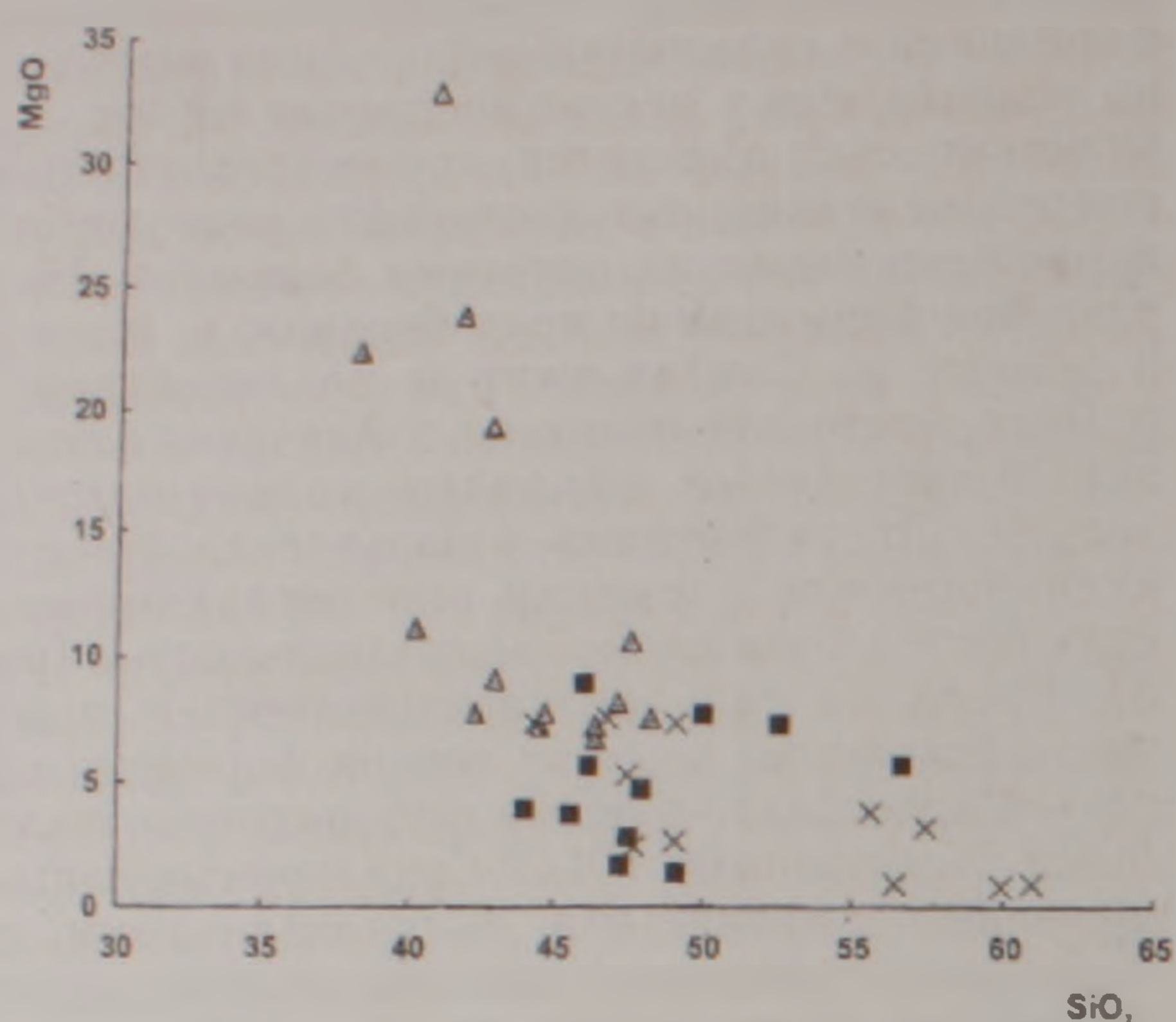


Рис 3. Составы вулканических пород на диаграмме SiO_2 - MgO (Усл. обозн. см. рис. 2)

происхождения, включая и современные приразломные оползни. В Ерахском разрезе и в разрезах ряда глубоких скважин (1 — Карабахлар, 5 — Маркара и др.) над вулканитами офиолитовой серии покровы серпентинитов не отмечены, 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 [17] о наличии двух покровных пластин: нижней, радиоляритово-эффузивной и верхней — габбро-гипербазитовой, как видно по результатам геокартирования и изучения разрезов глубоких скважин, заслуживают дальнейшего критического рассмотрения. Эта схема имеет локальное значение в пределах оси палеорифта.

Эффузивно-вулканокластическая формация (поздний альб — раннеконьякское время). С. Д. Соколов [17] весь объем эффузивно-вулканокластической формации относит к олистоостроме. 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 мелкозернистых апоорганогенно-обломочных, реже микрозернистых известняков, глинистых алевролитов. Нередко цементом вулканических брекчий служит известковый материал с остатками фораминифер плохой сохранности (*Cristellaria* sp.). Из аргиллитов и редких яшм указываются позднемеловые радиолярии [6]. Изредка обнаруживаются силлы тешенитов, трахитов. Как очевидно, этот парагенез пород отличается от пород позднеюрских-раннемеловых формаций. Кроме того, вулканиты обнаруживают известково-щелочной тренд, дифференцированность составов до трахиандезитов (SiO_2 44-61%), относясь к высококалийному, высокотитанистому типу. Суммарная мощность формации (без олистоостромы) в среднем течении р. Хосров достигает 140 м.

Контакты с известняками турона осложнены взбросами; в целом породы формации менее интенсивно складчаты. Залегающая в основании олистоострома участками будинирована. Резко сокращаются мощности формации к низам долины, а также восточнее, к междуречью р. р. Спитакджур и Манкук и к верховью долины р. Веди. Наибольшие мощности формации, не менее 400 м, характеризует 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 андезитдацитовые брекчии в виде даек и штоков. Небольшие выходы спилитизированных базальтовых порфиритов позднего мела (К/Аг датировки) выявлены севернее, в долине р. Азат.

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

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 оползневными процессами, обуславливает интенсивные и разнообразные деформации и нарушения стратификации толщ.

Исследование выполнено в рамках конкретной темы Министерства образования и науки Армении.

Авторы выражают благодарность ак. НАН РА ИГН Р. Т. Джрбашяну, научным сотрудникам ИГН, на разных стадиях исследования принимавших в них участие, — Р. Т. Таяну, М. А. Арутюнян, сотрудникам аналитических лабораторий ИГН, а также работникам Хосровского заповедника за содействие в исследовании.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В. Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1978, 257 с.
2. Асланян А. Т., Сатиан М. А., Мнацаканян А. Х. и др. Высокомагнезиальные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, №1, с. 9-16.
3. Багдасарян Г. П., Сатиан М. А., Варданян А. В. О возрасте вулканических пород офиолитовой ассоциации Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, №6, с. 11-18.
4. Бслов А. А., Брагин Н. А. и др. Новые данные о

возрасте офиолитов Веди (Армения) ДАН СССР. 1991, т. 32, №4, с. 784-788

5. Егоян Б.Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1955, 180 с.
6. Жамойда А.И., Казинцова Л.И., Тихомирова Л.Б. Комплексы мезозойских радиолярий Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., №2, 1976, с. 155-160.
7. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1977.
8. Книппер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон, Геотектоника, №4, 1976, с. 54-66.
9. Ломизе М.Г. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ) Бюлл. МОИП, отд. геол., 1973, 45, вып. 6.
10. Ренгартен В.П. Региональная стратиграфия СССР. Т. 6. М.: Изд. АН СССР, 1959, 537 с.
11. Сатян М.А., Степанян Ж.О., Чолахян Л.С. О Вединском офиолитовом поясе. ДАН Армянской ССР, 1967, т. XLV, №2, с. 82-84.
12. Сатян М.А., Варданян А.В., Кванталиани И.В. Открытие отложений берриаса в Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа. ДАН Армянской ССР, 1989, т. 88, №5, с. 228-231.

13. Сатян М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Мнацаканян А.Х. О геологическом строении и кинерагении лампрофировых диатрем Вединской офиолитовой зоны. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, т. L, №1-2, с. 14-24.
14. 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.
15. Сатян М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Гукасян Р.Х. Обнаружение карбонатитов в Вединской офиолитовой зоне Закавказья. ДАН Армении, т. 100, №2, 2000, с. 159-164.
16. Сатян М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979, 163 с.
17. Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, 93 с.
18. Цамерян О.П., Закариадзе Г.С. и др. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составу пород и расплавов. Геохимия, 1983, №8, с. 1140-1158.
19. Эволюция магматизма в истории Земли. Магматические горные породы. М.: Наука, 1987, 438 с.

ՎԵԴԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՎԵՐԻՆ ՀՈՍԱՆՔԻ ՄԵԶՈԶՈՅԱՆ ՀՐԱՔԻԱՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ, ՖՈՐՄԱՅԻԱՆԵՐԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ (ՀՀ ՎԵԴԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԳՈՏԻ)

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

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Տեկտոնացված մեզոզոյան հասակի հրաբխանստվածքային ստվարաշերտի կտրվածքում (Խոսրովի հրաբխային շերտախումբ [5]) մանրակրկիտ քարտեզագրումով և լիթո-պետրոլոգիական ուսումնասիրություններով անջատվել են հրաբխանստվածքային ֆորմացիաներ՝ 1) կարբոնատա-հրաբխային (կելլովեյ-բերրիաս) - մայրցամաքային ուֆտոգենների փուլ; 2) կայծքարա-հրաբխային (վալանժին-բարեմ) սպրեդինգի ընդհատված փուլ; 3) էֆուզիվ-հրաբխաբեկորային (միջին-վերին ալբ - վաղ կոնյակ) - նորաստեղծ մայրցամաքային կեղևի ուֆտոգենների փուլը:

Ֆորմացիայի ուղղաձիգ շարքը բնորոշում է Իրանական սալի հյուսիսային եզրի ուֆտոգենների հաջորդականությունը, նաև կարճաժամկետ սպրեդինգի և օֆիոլիտոգենների փուլ, ընդհատված միջին կավճի վերջին Խեոսի տարածքի կոմպրեսիայի հետևանքով:

ON MESOZOIC VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY FORMATIONS OF THE R.VEDI UPPER REACHES (VEDI OPHIOLITE ZONE OF ARMENIA)

M. A. Satian, A. Kh. Mnatsacanian, J. H. Stepanian

Abstract

The carbonate-volcanogenic (Callovian-Berriasian), siliceous-volcanogenic (Valanginian-Barremian-Aptian(?)) and effusive-volcaniclastic (Middle-Upper Albian-Lower Coniacian) formations mapped amid the outcrops of the Mesozoic tectonized succession in r.Vedi upper reaches are characterized the polycyclic riftogenesis of the Iranian plate northern margin. Following the continental rifling the stage of spreading (Valanginian-Barremian) were interrupted by middle Cretaceous compression of the Vedi microocean.