

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ
КОМИТЕТ АН СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК АН
АРМЯНСКОЙ ССР
АРМЯНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

**Х ВСЕСОЮЗНОЕ
ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ**
(ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1988

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
АН СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
АН АРМЯНСКОЙ ССР

АРМЯНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

3049
X ВСЕСОЮЗНОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ

(ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1988



Печатается по решению Ученого совета ИГН АН АрмССР и
ОХГН АН АрмССР

Ответственный редактор САТИАН М.А.

Редакционная группа: Нисанян Г.Б., Степанян Ж.О., Асламазян А.А.

ՍՍՀՄ ՄԻՋԳԵՐԱՏԵՍՉԱԿԱՆ ԼԻԹՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ԿՈՄԻՏԵ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ
ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԸՆԿԵՐՈՒԹՅՈՒՆ
ՀԱՄԱՄԻՈՒԹԵՆԱԿԱՆ ԼԻԹՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ԽՈՐՀՐԴԱԿՑՈՒԹՅՈՒՆ
ՆՍՏԱՇՐՋԱՆ
/գեկուցումների դրույթներ/

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ

Երևան

1988

© Издательство АН Армянской ССР 1988г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В тезисах докладов X Всесоюзного литологического совещания рассмотрены вопросы типизации осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Кавказа и Карпат, Камчатки и Анадыря, Курильских островов и Сахалина, а также советского Приморья.

Тематика совещания посвящена проблеме типизации стратифицированных формаций офиолитовых зон этих регионов. Наряду с ними обсуждаются формации надофиолитовых разрезов, а также формации, связанные с офиолитовыми сериями предполагаемыми латеральными переходами. Очевидно, совещание уделит внимание актуальным вопросам методики типизации формаций, будут рассмотрены также вопросы классификации и номенклатуры пород, парагенезы которых слагают стратифицированные формации офиолитовой серии и прочие — в этих вопросах еще немало спорного и недоработанного. Следует отметить, что особенно за последние два десятилетия исследований офиолитовых зон во многих регионах мира выявлено большое разнообразие типов стратифицированных формаций, которые могут быть отнесены к офиолитовой серии, полевыми исследованиями обнаружены гораздо больше, чем ранее представлялось, вариаций парагенезов пород, которые характеризуют эти толщи. Наконец, возникли достаточно противоречивые представления о геодинамической и седиментационно-палеогеографической обстановках накопления таких формаций: это не только срединные хребты, но гораздо вероятнее, это были краевые бассейны, а также внутриконтинентальные бассейны зон рифтогенеза. Не менее важно, что формации таких геодинамических обстановок весьма различаются.

В зависимости от масштабов предшествовавшего растяжения, а следовательно, и морфологии бассейнов компрессия этих впадин может породить не только офиолитовые покровы, но привести к образованию параавтохтонов, размещенных вблизи зон рифтогенеза. Собственно литологические задачи на настоящем этапе исследований, естественно, сосредотачиваются на вопросах не только о среде седиментации и постседиментационных преобразованиях вещества, литология, как наука, призвана типизировать стратифицированные формации, и на стыке с тектоникой она вплотную подходит к реконструкции условий возникновения и развития

обстановок зон рифтогенеза разных типов континентальных окраин. Тематика совещания, несомненно, направлена и на разработку проблемы, и она будет способствовать обсуждению главнейших особенностей развития мезозойских континентальных окраин центральной части Тетис (Кавказ, Карпаты) и с-з части Тихого океана на уровне формационного анализа и основных черт сходства и различия в строении и составе, условиях формирования указанных формаций и их рядов. Такая сложная и комплексная задача в удовлетворительной степени, конечно, не может быть решена в рамках одного совещания. Кроме того немаловажно, что имеет место довольно разный уровень геолого-геофизической и, в частности, литологической изученности. Надо надеяться, что совещание, положив начало обсуждению данной проблемы, с литологических позиций, рассмотрит возможность создания согласованной программы дальнейших, по крайней мере, на ближайшее десятилетие исследований, теоретическое значение и практическая целесообразность которых очевидны.

1. ВУЛКАНОГЕННО - ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ

ВЫСОЧИНА Т.И., ФРОЛОВ В.Т. МГУ

СИЛИЦИТЫ МЕЛОВОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Аллохтонная ватинская серия, представляющая фронт офиолитового шарьяжа Олюторской зоны, изучалась от р. Ветвей на юге до верховьев р. Майни-Имланваям на севере.

Ватинская серия датируется альб-кампаном, имеет сложное покровно-чешуйчатое строение. В её разрезе выделены: нижняя базальтовая (мощностью до 200 м) и верхняя - силицитовая (мощностью до 500 м). Описаны литологические типы силицитов, каждому из которых соответствуют определенные способ и условия образования.

Породообразующие компоненты силицитов - кварц и халцедон ($50-95\% \text{SiO}_2$), глинистая примесь, минералы железа, иногда витро и кристаллокластика. Структуры микрогранобластовые, текстуры массивные, слоистые.

Выделены основные литологические типы силицитов.

1. Кремни чистые (K1) серые, светло-зеленые и черные (из-за примеси магнетита). Кремнезем (80-95%) абиморфный с единичными кварцевыми шариками радиолярий, глинистая составляющая превращена в хлорит. 2. Кремни глинистые (K2) серые и темно-зеленые с 50-80% кремнезема, глинистым веществом, витрокластами, реликтами радиолярий и спикул губок. 3. Яшмы радиоляриевые (Я1) красные с 80-95% кремнезема, чешуйками гематита. Радиолярии составляют 50-75% породы. Видовой состав радиолярий меняется с геологическим возрастом, это дает возможность выделять подтипы среди литологических типов. 4. Яшмы глинистые (Я2) наиболее распространенные - темно-красные, с 50-80% кремнезема, хлоритом и другими глинистыми минералами. Радиолярии хорошей сохранности и большого видового разнообразия составляют

30-50% породы, встречаются спикеры губок. Нередка градиционная сортировка биофрагментов по размеру с образованием тончайшей слоистости в доли миллиметра. 5. Яшмы алевритовые песчаные (Я3) - яшмы первично глинистые, обогащенные кристаллокластикой (пироксены, плагиоклазы). Радиоларии полностью перекристаллизованы, но выделяются шарообразной формой среди угловатых обломков. 6. Яшмы железистые (Я4) ярко-красные, неслоистые, пятнистые и концентрически - зональные слагают линзы (до 0,5 м) среди силицитов или базальтов. Содержание гематита составляет до 25%. 7. Яшмы сферолитовые (Я5) желтого цвета, сложены главным образом халцедоном с подчиненным развитием кварца и гётита, редко встречается гематит. Халцедон образует сферолиты 0,3-6 мм в диаметре, подобные цветкам ромашки: микротонколучистый халцедон слагает лепестки, а в середине располагаются темные (марганцевые) минералы. 8. Яшмы с обломками иноцерамов (Я6) темно-красные, иногда содержат целые раковины крупноресистых иноцерамов типа *Inoceramus ex gr. schmidtii* Mich., встречаются отдельные ракушняковые "банки". 9. Яшмы брекчированные (Я7) имеют узорчатую, пеструю окраску. Состоят из перестроенных обломков яшм, сцементированных вторичным кварцем, глинисто-кремнистым веществом. 10. Яшмоиды (Я8) наиболее близки к железистым яшмам, встречаются в виде линз. Это красные породы с полным отсутствием признаков седиментационного генезиса (слоистости, остатков фауны и т.п.), сложены кварцем (95%) и гематитом. Образование (Я8) связано с процессами метаморфизма кремневых пород.

Силициты накапливались и в период наиболее активной эффузивной деятельности (прослой в базальтовой толще), но, в основном, в вулканические антракты. Мощные толщи силицитов залегают непосредственно над эффузивами. Изучение генетической природы литотипов указывает на формирование ватинской серии в глубоководных условиях при минимальном поступлении терригенного материала.

Сингенетичность ватинской серии и гипербазит - габбрового комплекса (Гальмоэнанский, Сейнаровский, Имлянский массивы) на данной территории окончательно не установлена из-за широкого развития надвиговых структур. Вопрос о существовании единой офиолитовой ассоциации требует детальных и комплексных исследований.

ГАВРИЛОВ В.К. ИГО "Аэрогеология", Москва

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Несмотря на очевидную необходимость детального изучения формаций современных островодужных систем, как своеобразных "реперов" при расшифровке строения складчатых поясов континентов, вулканогенно-осадочные комплексы Курильских островов, — единственной в стране островной дуги, — остаются все еще слабо изученными. В докладе рассматриваются состав и строение отложений островов, при этом особое внимание уделяется выявлению нерешенных литологических проблем.

Острова Большой Курильской гряды (внутренней дуги) сложены верхнекайнозойскими отложениями мощностью 4000 — 5000 м. Разрез, в целом, представлен двумя крупными комплексами горных пород — вулканическим и собственно вулканогенно-осадочным. В первом из них преобладают лавы, агломератовые туфы и вулканические брекчии. Обломочные породы в большинстве случаев лишены слоистости и, обычно, представляют собой нагромождение обломков без следов сортировки и окатанности. Мощность отдельных частных разрезов достигает нескольких сотен метров. Вулканогенно-осадочный комплекс сложен, главным образом, псаммитовыми и алевроитовыми породами — туфами, туффидами, вулканомиктовыми разностями и туфодиамидами. В породах наблюдается слоистость различного типа, в том числе градационная. Весьма характерны ритмично построенные пачки пород, которые некоторыми геологами описываются, как "туфогенная флишеидная формация". Мощность комплекса — 1500 м. На различных стратиграфических уровнях набор пород в комплексах и их строение остаются в общем одинаковыми, меняется лишь их роль в разрезе и состав обломочного материала. Состав обломочного материала в породах обоих комплексов является по своему происхождению вулканическим и представлен спектром пород от базальтов до риолитов при общем преобладании андезитов. По петрохимическим особенностям большая часть вулканитов относится к островодужной известково-щелочной серии. Вулканические комплексы формировались вблизи вулканических центров. Условия накопления вулканогенно-осадочных комплексов были более разнообразными. По ряду ярко выраженных фациальных признаков отчетливо обособляются породные ассоциации, которые формировались на шельфах вулкани-

ческих островов и в замкнутых бассейнах. По аналогии с современным осадконакоплением в районе Курильских островов можно предполагать наличие в разрезах отдельных элементов древних каньонно-вверных систем. В этом плане необходимо проведение специальных литологических работ.

На Малой Курильской гряде островов (внешней, фронтальной дуге), сложенной верхнемеловыми и, возможно, нижнекайнозойскими отложениями, выделяются те же комплексы пород: вулканический (матокотанская и зеленковская свиты, по 800 м мощности) и вулканогенно-осадочный (малокурильская свита, от 300 до 1000 м мощности). Состав вулканического материала в первом комплексе отвечает базальтам и андезито-базальтам. Малокурильская свита представлена флишиоидным чередованием вулканомиктовых песчаников, алевролитов и гравелитов с прослоями псаммитовых туфов и тефроидов щелочно-базальтоидного состава; встречаются также силлы того же состава. На юге гряды широко распространены пачки пород типа турбидитов с однонаправленной градационной слоистостью; им сопутствуют многочисленные следы обвалов, изогнутые линзы аргиллитов и брекчированные породы. Характер чередования пород вулканогенно-осадочного комплекса в некоторых разрезах связан, по-видимому, с периодичностью поступления в бассейн пирокластического материала различной гранулометрии; какая-то часть его, вероятно, отлагалась турбидными потоками.

Остаются неясными вопросы формационной принадлежности геологических образований Малой гряды и их пространственно-временных соотношений с комплексами Больших Курил. Отсутствуют убедительные доказательства того, что на о. Шикотан есть какие-либо части офиолитовой ассоциации. Геодинамическая интерпретация имеющихся петрохимических данных о вулканических породах неоднозначна, одни исследователи считают их океаническими, другие - островодужными. По-разному понимается положение малокурильских комплексов в латеральном ряду структур области перехода "дуга-желоб" (дуговой прогиб - аккреционная призма).

Продолжается дискуссия о природе "экзотических" галек, изредка встречающихся в мезо-кайнозойских отложениях островов. Этот факт является одним из аргументов в пользу представлений о заложении Курильской дуги на коре континентального типа. Однако, изучение состава вулканогенно-осадочных комплексов приводит к выводу о том, что источник материала при их формировании был местный,

подавляющую массу обломочного материала составляют продукты вулканизма. Так например, "сиалический" компонент присутствует в незначительном количестве в обломочной фракции, но самостоятельных типов пород он не образует.

На Курильских островах необходимо проведение исследований для выяснения литолого-фациальных особенностей вулканогенно-осадочных комплексов островных дуг*. Целесообразна также постановка работ в пределах Восточной Камчатки с целью изучения пространственно-временных соотношений между комплексами островодужного типа и формациями офиолитовых зон.

ГАВРИЛОВ В.К., СОЛОВЬЕВА Н.А. ИГО "Аэрогеология", Москва

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА

Покровно-чешуйчатая структура Восточно-Сахалинского поднятия сформировалась к концу мела — началу палеогена. В его пределах оказались смещенными серпентинитовый меланж с глинами метасфиолитов, отдельные части вулканогенно-кремнистой формации (реликты триас-раннемеловой океанической коры), терригенной песчано-глинистой формации континентального склона и его подножья, вулканогенно-кремнисто-терригенные комплексы окраинного моря, а также верхнемеловые островодужные и преддуговые ассоциации вулканических и вулканогенно-осадочных пород.

Сложное тектоническое строение района, отсутствие стратификации терригенных разрезов, резкая фациальная изменчивость пород и их линзовидно-блоковое залегание затрудняют исследования геологического строения района обычными литолого-стратиграфическими методами. Наиболее действенным является метод выделения парагенетических ассоциаций*, выяснение особенностей их строения, характера взаимоотношений между отдельными единицами толщи. В докладе рассматриваются вулканогенно-кремнистый и терригенный комплексы пород, наиболее тесно соприкасающиеся друг с другом в пределах района.

Вулканогенно-кремнистый комплекс представлен базальтами океанического типа — низкокальциевыми толеитами и щелочными базальтоидами, натровыми базальтами (спилитами), кремнистыми и карбонатными породами. Образование пород этой формации происходило в окраинном море спредингового типа. Анализ мощностей кремнистых толщ (лпм, радиоляритов, глинисто-кремнистых разностей) указывает

на образование некоторых пачек в условиях конденсированного осадконакопления. Вместе с базальтами низкокальциевого состава, эти породы слагают разрез, сформировавшиеся в абиссальных участках окраинного моря. Натровые базальты и, ассоциирующие с ними рифогенные известняки, были приурочены к вулканическим поднятиям.

Терригенная песчано-глинистая формация включает все фации каньонно-веерных систем: обвальноеползневые брекчии, отложения дебризных и зерновых потоков, проксимальные и дистальные турбидиты, "фоновые" осадки. Характерной особенностью пород этой формации является их смешанный состав-наряду с аркозовой составляющей постоянно присутствует материал разрушения внутрибассейновых поднятий, представленный кремнистыми, карбонатными и вулканическими обломками.

ГРАННИК В.М., СЕРГЕЕВ К.Ф. ИМГИГ ДВО АН СССР, г. Южно-Сахалинск
МЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ САХАЛИНА

Среди докайнозойских образований Сахалина выделены следующие в различной степени метаморфизованные структурно-вещественные комплексы: кремнисто-вулканогенные, вулканогенно-кремнистые, кремнистые, карбонатно-кремнисто-вулканогенные, карбонатно-вулканомиктово-вулканогенные, карбонатно-кремнистые флишеидные, вулканогенно-вулканомиктовые, вулканогенно-кремнисто-терригенные, кремнисто-терригенные и терригенные, иногда угленосные.

В составе большей части комплексов существенную роль играют отложения разнообразных гравитационных потоков осадков. В отдельных местах они сложены офиолитовыми меланжевыми и меланжево-олигостромовыми зонами, включают протрузии серпентинизированных перидотитов, а также прорваны основными, средними и кислыми по составу интрузивными, субвулканическими и экструзивными образованиями. Установленный по палеонтологическим данным возраст их соответствует интервалу от раннего триаса до раннего палеогена, что находится в хорошем соответствии с многочисленными радиологическими определениями 245-44 млн. лет (единичные определения 34 и 18 млн. лет). В составе тектоногравитационных микститов присутствуют глыбы и блоки вулканогенных, кремнистых и карбонатных пород, содержащие фауну или флору девона, карбона, перми, триаса, юры и мела.

Исследования состава, строения, распространения по латерали и в разрезе вулканогенно-осадочных образований привели нас к выводу о формировании кремнисто-вулканогенных комплексов при подводных трещинных излияниях в условиях абиссальных плато и поднятий, а вулканомиктово-вулканогенных и карбонатно-вулканомиктово-вулканогенных-при трещинных извержениях, формировавших подводные вулканические горы и вулканические острова. Кремнистые и терригенно-кремнистые комплексы накапливались в районах вулканических центров в межэруптивные периоды и на значительном удалении от них в местах разгрузки гидротерм. Кремнисто-терригенные комплексы формировались в одних случаях на значительном удалении от районов активного вулканизма, в других - после полного прекращения вулканических процессов и смены их, как правило, более продолжительной газовой-гидротермальной деятельностью. Терригенные и вулканомиктовые комплексы накапливались у подножий склонов подводных возвышенностей, вулканических гор и островов, а также выступов суши, нередко как продукты обвально-оползневых и автокинетических потоков осадков.

Анализ вертикальных и латеральных рядов структурно-вещественных комплексов, с применением историко-геологического и актуалистического методов, позволил восстановить следующие палеотектонические обстановки формирования рассматриваемых образований: мезобассейн с океанической корой, возникший в условиях деструкции и растяжения земной коры; островодужная система (окаймленное море, вулканическая дуга, глубоководный желоб), развивавшаяся в условиях сочетания и смены режимов растяжения и сжатия, сопровождавшаяся скучиванием земной коры и метаморфизмом и завершившая свое развитие подъемом значительной части территории и внедрением гранитных интрузий.

ГРИГОРЬЕВ В.Н., КРЫЛОВ К.А., СОКОЛОВ С.Д.: ГИН АН СССР, Москва
ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Корякское нагорье представляет собой гигантское покровно-складчатое сооружение, образовавшееся в результате аккрекции разнообразных в палеотектоническом отношении и разновозрастных структурно-вещественных комплексов (СВК). Весьма информативными

для восстановления условий седиментации и геодинамических режимов являются вулканогенно-кремнистые отложения.

Вулканогенно-кремнистые комплексы верхнего палеозоя - раннего мезозоя представлены яшмово-базальтовой, кремнистой, туфо-кремнистой и др. ассоциациями. Особый интерес вызывает экзотическая ассоциация триаса, в которой глыбы палеозойских известняков погружены в кремнистый, глинисто-кремнистый и туфо-кремнистый матрикс. Их образование связывается с разрушением крупных внутриокеанических вулканических плато, увенчанных карбонатными постройками. Рассматриваемые комплексы являются фрагментами океана Панталассы. Все они охарактеризованы фауной Тетической области, свидетельствующей об их образовании в южных широтах. В дальнейшем они оказались перемещенными в северном направлении на несколько тысяч километров, последовательно причленяясь к окраинам Азиатского и Американского континентов. Подобные СВК принято именовать чужеродными террейнами.

В аккреционных структурах Корякского нагорья обнаружены вулканогенно-кремнистые океанические отложения, имеющие широкий возрастной диапазон от верхней юры до верхнего мела. В их составе выделяются верхнеюрско-нижнемеловой (окофорд-апт) и верхнемеловой (альб-кампан) СВК. Об океанической природе вулканогенно-кремнистых отложений свидетельствуют состав вулканитов (абиссальные низкокальциевые толеиты, базальты океанических островов), малая мощность и низкая скорость седиментации, чистота кремнистых пород, лишенных терригенной примеси, металлоносные осадки, характер микрофауны и следы перемива радиоларий.

Изучение вулканогенно-кремнистых СВК Корякского нагорья крайне важно для понимания условий седиментации в древних океанических бассейнах.

ГУШИН А.В. МГРИ, Москва

К ТИПИЗАЦИИ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАНГЕЗУРСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Подводные вулканокластиты рассматриваются автором на примере южного звена Зангезурской офиолитовой зоны (Асланян, Сатиян, 1977). В районе села Татев изучены проявления подводных вулканокластических образований, ассоциирующих с офиолитовым

комплексом доверхнеаптского возраста. Типизация подводных вулканокластитов офиолитовой зоны и обрамляющих зон проводится по типу дезинтеграции изверженного материала, что позволяет выделить:

Фации пликативной дезинтеграции, представленные шаровыми лавами и их разновидностями. В зависимости от частоты излияний формировались либо лавы с алеврито-пелитовым заполнением межшаровых пространств (внутриосадочные излияния), либо, чаще, — лавы, практически не имеющие межшаровых пространств и только иногда с небольшими промежутками между шарами, заполненными кальцитом, цеолитами и другими минералами диагенетической и постдиагенетической стадий. Эти фации отмечены нами для подводных базальтов титон-валанжинского возраста Кафанской зоны и для палеогеновых базальтов Зангезурской офиолитовой зоны.

Фации пликативно-дизъюнктивной дезинтеграции представлены шаровокластитовыми лавами андезито-базальтов палеогена Зангезурской зоны.

Фации дизъюнктивной дезинтеграции представлены глыбовокластитовыми еще более вязкими лавами, свойственными доверхнеаптской андезито-базальтовой формации, представленной фрагментами меланжа офиолитовой ассоциации (в 2–3 км северо-восточнее села Татев); к фациям этого же типа принадлежат лавокластиты нижнеэоценовой андезит-граувакковой формации в зоне Хуступ-Гиратахского разлома. Для лав этих формаций характерны крупные (от I до 10–15 м) глыбы, ограниченные плавно изгибающимися, иногда вогнутыми внутрь глыб поверхностями. Эти глыбы с признаками хрупко-пластичных деформаций позднемагматической стадии расположены в псефито-псаммитовом материале, состоящем из сравнительно мелких округлых обломков лав и осколков гиадокристаллокластитовой матрицы. Фации первого, второго и третьего типов соответствуют смене состава от базальтов до андезитов, определяющей повышение в этом ряду вязкости продуктов излияний. Фации третьего типа поставляют основные объемы обломков для фаций переотложенных лавокластитов, сохраняющих многие особенности исходного материала: остроугольную форму осколков, сортировку позднемагматической стадии, преобладание зерен плагиоклаза над сильно раздробленными цветными минералами и т.д. Градационная сортировка позволяет выделить микрофации переотложенных подводных лавокластитов:

а) литокластиты, сложенные преимущественно обломками лав

размером более 0,15 мм; б) кристаллокластиты (в среднем 0,05 – 0,1 мм); в) собственно гиадокластиты – прослой, состоящие из осколков стекловатой основной массы лав (0,03 – 0,05 мм и мельче). Отмеченные особенности следует использовать в качестве дополнительных характеристик при типизации подводных вулканокластитов, в составе которых могут преобладать как шаровые лавы, так и глыбовокластитовые лавы. Рассматриваются диагностические признаки, индикаторы условий формирования и первичного залегания вулканокластитов выделенных фаций.

ЗАКАРИАДЗЕ Г.С., СИЛАНТЬЕВ С.А. ГЕОХИ АН СССР, Москва

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА И СОСТАВА МЕТАБАЗИТОВ, АССОЦИИРУЮЩИХ С ОФИОЛИТОВЫМИ КОМПЛЕКСАМИ ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Метабазиты умеренных и повышенных температур и давлений, тесно ассоциирующие с офиолитовыми комплексами, рассматриваются в качестве индикаторов геодинамической обстановки процессов деформации коры в палеоокеанических бассейнах. Дается сравнительный анализ данных по составам минералов, петрохимическим и изотопно-геохимическим особенностям пород (р.з.э, цирконий, иттрий, изотопы неодия и стронция) метабазитов, ассоциирующих с офиолитовыми комплексами Восточного Средиземноморья – Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа и комплексов Мамония (Кипр) и Бассит (Сирия).

На Малом Кавказе метабазиты представлены гранатовыми амфиболитами и амфиболитами, включенными в виде блоков в серпентинитовый меланж, а также амфиболитами, находящимися в виде ксенолитов в расслоенном толеитовом и бонинитовом плутонических комплексах. Гранатовые амфиболиты ($T=800^{\circ}$, $P=10-12$ кб) отвечают по составу базальтам типа толеитов океанических рифтов (ТОР) и резко обедненными в отношении легких редкоземельных элементов толеитовым андезитам. Породы амфиболитовой фации ($T = 550 - 600^{\circ}$, $P= 2-4$ кб) соответствуют по составу базальтам типа ТОР, щелочным базальтам внутриплитового типа и гранат-мусковитовым гнейсам, развитым по кварцевым песчаникам. Изотопные данные по неодию и стронцию, а также данные по содержаниям редкоземельных элементов для базальтов и толеитовых андезитов показывают, что метаморфизм

вулканитов происходил в условиях океанического бассейна с участием водного флюида морского происхождения.

На Кипре и в Сирии метабазиты представлены амфиболитами ($T=550-600^{\circ}$, $P=8$ кб), включенными в виде блоков в серпентиновый меланж. Среди ортоамфиболитов выделяются породы двух серий, толеитовой и щелочной, относящиеся к типу внутриплитных базальтов. Примерно 50% проанализированных амфиболитов составляют метаосадки, отвечающие известково-глинистым образованиям. В некоторых метаосадочных породах присутствуют кластогенные калишпат и магматический амфибол. Важной особенностью изученных амфиболов является низкое содержание в них хлора (0,03 вес.%).

Полученные и известные данные по метабазитам офиолитовых зон Восточного Средиземноморья свидетельствуют, что эти образования по целому ряду признаков отличаются от метабазальтов разломных зон современных океанических бассейнов. В частности, они включают более высокобаригенные типы ($P=2-4$ кб) и гораздо более широкий спектр составов магматических серий, а также осадки. Формирование рассматриваемых метабазитов связывается с деформациями коры океанического типа вблизи континентальных окраин Мезотетиса. Для северного офиолитового пояса Восточного Средиземноморья эти деформации проявились в средней юре, а для южного (Кипр, Сирия, Турция) - в верхнем мелу.

ЗИНКЕВИЧ В.П., КАЗИМИРОВ А.Д., КОНСТАНТИНОВСКАЯ Е.А., КРЫЛОВ К.А.,
МАГАКЯН Р.Г., ФЕДОРОВ П.И., ЦУКАНОВ Н.В. ГИН АН СССР, ГЕОХИ АН
СССР, Москва

СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОСТРОВО- ДУЖНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Исследования последних лет показали сложное покровно-складчатое и чешуйчатое строение юга Корякского нагорья и Восточной Камчатки. Сравнение состава и структурного положения мел-палеоценовых комплексов этих районов показывает, что они имеют много общего, отражая сходные геодинамические условия доаккреционной стадии их формирования.

На юге Корякского нагорья среди меловых образований выделяются: 1) кремнисто-вулканогенный ($K_1a - K_2cp$); 2) вулканогенно-

– обломочный ($K_2sr_3-P_1$) и 3) терригенный комплексы (K_2sr-P_2).

Первый – включает три типа разрезов, отличающихся соотношениями вулканогенного и кремнистого материала. Осадочные породы (яшмы, туфосилициты) лишены терригенной примеси и по генезису близки к гемипелагическим; отмечаются горизонты кремнистых пород обогащенных рудным веществом; базальты – по изотопно-геохимическим характеристикам близки к МОРВ. Породы второго комплекса включают фашиально изменчивые эффузивно-туфогенную и вулканогенно-терригенную ассоциации. Накопление их характеризуется лавинными скоростями седиментации при широком развитии туфогенной составляющей. Среди вулканитов выделены островодужная толеитовая, известково-щелочная и шшонитовая серии. По совокупности признаков в комплексе реконструированы собственно островодужные вулканогенные образования и осадочные отложения зоны дуга-желоб. Третий комплекс сложен субаркозовыми и реже – вулканомиктовыми терригенными отложениями, среди которых изредка встречаются пачки яшм и высокотитанистых толеитов. Образование комплекса связывается с заложением задугового бассейна.

В восточных хребтах Камчатки наиболее древние образования сложены вулканогенным (K_2sr-m), кремнисто-терригенно-туфогенным (K_2sr-P_1), кремнисто-терригенным (K_2m-P_1) и кремнисто-вулканогенным ($K_2m_2?-P_1$) комплексами. Анализ строения и соотношений этих комплексов позволяет реконструировать протяженную зону с разрезами, характерными для различных частей островной дуги, задугового и преддугового бассейнов. Формирование кремнисто-вулканогенного комплекса происходило в океанической обстановке, на что указывает генезис осадочных пород и состав базальтов. Более древние комплексы, сложенные кремнистыми и вулканогенными образованиями апта (?) – сеномана, встречаются в восточных хребтах Камчатки только в зонах значительной тектонической дезинтеграции – в виде глыб и блоков в серпентинитовых меланжах и олистостромовых толщах.

Сравнение меловых комплексов юга Корякского нагорья и восточных хребтов Камчатки свидетельствует о близких геодинамических условиях их формирования, в то время как строение меловых комплексов восточных полуостровов Камчатки резко отличается от всех более западных районов. На п-ове Камчатский Мис, где обнажено покровно-складчатое основание Алеутской островной дуги, выделяются вулканогенно-кремнистый ($K_1a_1-K_2sr?$) и терригенный

(K₂sr? - m) комплексы. Особенности кремнистых и вулканогенных пород свидетельствуют об образовании их в относительно глубоко-водных океанических условиях.

Формационные комплексы Кроноцкого полуострова представляют собой сенонские и палеогеновые островодужные образования, при-члененные к основной части камчатского блока в позднем кайнозое.

Характер пространственных соотношений рассмотренных выше комплексов, в сочетании с анализом условий их образования и положения в современной структуре, позволяют реконструировать существовавший в меловое и раннепалеогеновое время сложный ансамбль структур, среди которых уверенно выделяются образования островных дуг, окраинных морей, преддуговых и междуговых бассейнов.

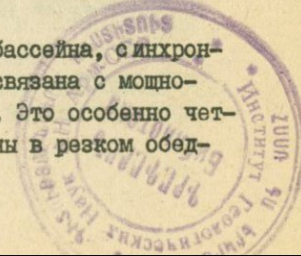
ИВАНОВ О.Н., КОЛЯСНИКОВ Ю.А. СВКНИИ ДВО АН СССР, г.Магадан

ТИПИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН АНАДЫРО-КОРЯКСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

5749
Позднемезозойские стратифицированные формации офиолитовых зон региона (Таловско-Пекульнейская, Хатырско-Майницкая, Эконай-ская) устроены примерно однотипно. В бортовых частях асимметричных эвгеосинклинальных прогибов, маркированных серпентинитовым меланжем, кремнисто-вулканогенные формации (КВФ) имеют существенно вулканогенный состав и максимальную мощность. Вкрест простира-ния зон и на флангах базальты выклиниваются, возрастает роль крем-нистых и обломочных пород. В туфо-терригенных разрезах обрамления КВФ залегают, как правило, согласно между аспидной (поздняя юра, апт-альб, сенон) и фойсоидной (готерив-апт, сеноман-турон, маа-стрихт); завершают разрез осадочного цикла шпировые формации (альб-сеноман, коньяк-сантон, поздний маастрихт).

Вулканогенная составляющая разрезов представлена альбитофир-дацит-андезит-базальтовой непрерывной высоконатровой серией из-вестково-щелочного ряда с хорошо дифференцированными базальтами. Здесь присутствуют пикробазальты, известковые, высокоглиноземи-стые, субщелочные и щелочные варианты.

В КВФ повсеместны признаки погружения дна бассейна, синхрон-ного их накоплению, причем амплитуда его прямо связана с мощно-стью вулканогенной (базальтовой) части формации. Это особенно чет-ко проявлено для Майницкой ветви офиолитовой зоны в резком обед-



нении отложений раннего несокома остатками фауны, в широко проявленном хлорит - ломонитовом метаморфизме погружения. Неокомские цеолитосодержащие катаклазиты туфо-терригенной толщи с олистостромовыми и кремнисто-вулканогенными пачками протягиваются широкой (до 15 км) полосой вдоль южного склона предполагаемой островной дуги и являются близким аналогом современных отложений глубоководных желобов. Некомпенсированное погружение дна палеожелоба во время накопления этого своеобразного комплекса формаций, способствовало образованию тектонических уступов с последующим развитием гравитационных покровов, сложенных палеозойско-раннемезазойскими офиолитами, и цунамигенных подводных оползней с сопутствующими олистостромами.

Обнаружение в этой типично офиолитовой зоне, наряду с островодужными андезитами, бонинитов прямо свидетельствует о том, что она представляет собой нижнюю часть палеосклона островной дуги. Присутствие здесь же, в составе ВКФ, пикритов является признаком рифтогенных и раздвиговых процессов при ее формировании. В этом отношении показательно также присутствие базальт - пикритового комплекса в геосинклинальных толщах Таловско - Пекульнейского прогиба, развивавшегося по границе раннемезозойского континента.

Состав шлировых формаций середины мела Майницкой и Рариткинской подзон свидетельствует об интенсивном разрушении в это время островодужного поднятия и вскрытии его гранитоидного основания. По комплексу имеющихся геологических данных, сама островная вулканическая дуга реконструируется на месте кайнозойской Анадырской впадины, сформировавшейся также в результате рифтогенеза, раздвигов и погружения.

Позднемеловые (альб-сеноман и кампан) КВФ Эконайской зоны отличаются от раннемеловых отсутствием пространственной связи с мощными полосами серпентинитового меланжа и своеобразной вулканогенной андезит - базальтовой высоконатровой железистой серией с бимодальным распределением калия.

В позднем мезозое в границах Анадырско - Корякской складчатой системы имело место последовательное смещение геосинклинального вулканизма и осадконакопления от континента к океану.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА
ВНУТРИПЛИТНЫХ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ ЗАКАВКАЗЬЯ)

Офиолитовые зоны Передней Азии в пределах Закавказья представлены Севанской и Вединской зонами.

Формирование их связано с внутриплитовым рифтогенезом в верхнем триасе, юрском и меловом времени в пограничной полосе, разделяющей Аравийскую и Евразийскую платформы с формированием морских бассейнов ограниченной ширины, типа Красноморского. На начальном этапе деструкции пассивной окраины платформы (Ирано-Армянский субконтинент) (верхний триас-лейас) проявился интенсивный субщелочной базальтовый вулканизм с пикритами, продукты которого трассируют юго-западный борт рифтовой зоны по линии Азнабюрт-Неграм.

Вулканогенная толща пород офиолитовой ассоциации (верхняя юра-мел) представлена двумя дискретными эффузивными сериями — контрастной низкокалиевой толеит-базальтовой и непрерывной щелочно-базальтовой, формировавшимися в подводных условиях.

Петрографические, петро-геохимические особенности низкокалиевых толеит-базальтов начального этапа развития рифтов сходны с таковыми вулканитов срединно-океанических хребтов современных океанов, а пород поздней щелочно-базальтовой серии — с магматическими образованиями подводных гор и океанических островов современных океанических литосферных плит.

Контрастная низкокалиевая толеит-базальтовая серия состоит из базальтов (спилитов), с подчиненным развитием андезитов-базальтов, плагиориолитов, плагиогранитов и с весьма ограниченным участием вулканогенно-осадочных образований (гиалокластитов), а щелочно-базальтовая серия — из щелочных оливиновых базальтов, титан-авгитовых и титан-авгит-керсутитовых базальтов, трахибазальтов, трахитов, переслаивающихся с туфами, туфобрекчиями, силлитами (иногда железо-марганцевистыми) и радиоляритами. По распределению редкоземельных элементов низкокалиевые толеитовые базальты принадлежат к типу (нормальной), а субщелочные — Е (обогащенной). Широко проявлена альбитизация (спилитизация) толеитовых базальтов, приведшая к повышению натриевой щелочности и омоложению радиогеохронологического возраста.

По мере расширения дна морского бассейна под панцирем вулканогенной толщи формировался расслоенный комплекс глубинных пород, дифференцированный от перидотитов, через разновидности габбро, до анортозитов, нигде не имеющих активных интрузивных контактов с другими членами офиолитовой ассоциации.

В период сближения континентальных плит и надвигания активной окраины Евразийской платформы, на северо-восточном краю морского бассейна океаническая кора, Севанская офиолитовая зона, субдуктирована под малокавказскую островную дугу, а Вединская — вероятно, под Цахкунк-Вайкский блок и сжималась с некоторым надвиганием пластов на юго-запад, на пассивный край Иранского микроконтинента с формированием асимметричных пликативных структур с крутыми или опрокинутыми (Севанский пояс) западными крыльями антиклинальных складок.

КАРЯКИН Ю.В. ГИН АН СССР, Москва

ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ТУРАГАЧАЙСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КAVКАЗА

Детальными исследованиями автора (геологическое картирование в масштабе 1:25 000) охвачена вся территория Турагачайской зоны Малого Кавказа. Установлено принципиальное сходство генерального разреза зоны с хорошо изученной смежной Севано-Акеринской зоной развития пород офиолитового комплекса. В пределах Турагачайской зоны отчетливо обособляются два главных комплекса: автохтонный и аллохтонный.

Автохтонный комплекс представлен в нижней своей части вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями средней юры. Выше залегает толща верхнеюрско — неокомских органогенно — обломочных и кремнистых известняков. В пределах Сусузлукской гряды на этой толще располагается горизонт туфов, туфобрекчий и туфопесчаников мощностью 100—150 м. Туфогенный горизонт в юго-восточной части гряды фациально замещается осадочными конгломератами с галькой среднеюрских эффузивов. Конгломераты чередуются с песчаниками и алевролитами, в которых найдены ископаемые остатки верхнеальбских аммонитов.

Надстраивает разрез Турагачайской зоны толща флишеидного чередования алевролитов, аргиллитов и песчаников мощностью 250—300 м

Толща литологически выдержана по простирацию зоны. Возраст ее по данным предшествующих исследований трактуется, как альб-сеноманский. Выше упомянутой толщи залегает офиолитокластовая олисто-строма. Контакт ее на большей части зоны с подстилающими отложениями постепенный. Однако, на ее северо-западе олистодрома по пологим надрывам надвинута на флишеидную толщу. При этом, вблизи контакта отдельные олистолиты отчетливо будинированы.

В составе аллохтонного комплекса Турагачайской зоны выделены два покрова: нижний - габбро-гипербазитовый и верхний - эффузивный.

Габбро-гипербазитовый покров представляет собой, по существу, серпентинитовый меланж, в котором отчетливо картируются крупные глыбы и обломки габброидов, плагиогранитов, базальтов, радиоляритов, мраморизованных известняков и т.д.

Эффузивный покров в настоящее время может быть описан более детально. В его составе выделяются две осадочно-вулканогенные формации: эффузивно-радиоляритовая и эффузивно-карбонатная.

Эффузивно-радиоляритовая формация представлена потоками лав базальтового состава с хорошо выраженной подушечной отдельностью. Базальты переслаиваются с красными и розовыми радиоляритами. Возраст осадков, на основании большого числа определений радиолярий, укладывается в интервал от валанжина до готерива включительно. По петрохимическим особенностям базальты формации относятся к типу MORB.

Эффузивно-карбонатная формация выделена впервые. Осадочная часть разреза ее представлена белыми, серыми и розовыми мраморизованными известняками. Последние чаще всего залегают среди вулканитов в виде глыб округлой или линзовидной формы. Создается впечатление, что глыбы уже консолидированных известняков "сыпались" в формирующийся разрез вулканитов с какого-то поднятия. Тем более, что контакты известняков с вулканитами чаще всего резкие, подорванные. Такую глыбовую форму залегания известняки имеют в базальтах почти на всем протяжении Турагачайской зоны. Однако, западнее меридиана г. Богдадаг это уже отдельные глыбы, а фрагменты слоев и линз, залегающие внутри вулканогенного разреза. Еще далее на запад мраморизованные известняки залегают среди базальтов в виде выдержанных по мощности слоев, мощностью от 0,3 до 15-20 м. Здесь они менее мраморизованы. В них ясно видна

слоистость. Возраст упомянутых известняков по предварительным данным палеозойский.

По петрохимическим особенностям базальты эффузивно-карбонатной формации резко отличаются от базальтов эффузивно-радиоларитовой формации. Имеющиеся данные позволяют отнести их к типу высокотитанистых базальтов внутриокеанических островов.

КИРИЛЛОВА Г.Л. ИГиГ ДВО АН СССР, г.Хабаровск
ФОРМАЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН ДНА ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Благодаря многочисленным международным экспедициям и большому объему глубоководного бурения б/с "Гломар Челленджер", Филиппинское море стало наиболее изученным среди окраинных морей. Обобщение данных бурения и драгирования по наиболее изученному геотраверсу вдоль 18° с.ш. позволило описать и скоррелировать конкретные геологические формации (Кириллова, 1985), выделить четыре офиолитовых зоны со специфическим набором ассоциирующих с ними формаций.

Рассмотрим их с востока на запад. Марианская офиолитовая зона прослеживается вдоль островного склона Марианского глубоководного жолоба-разлома. Нижние члены офиолитовой ассоциации подняты драгами в южной части в 17 рейсе НИС "Димитрий Менделеев", а в средней части - экспедицией "Мариана" Скрипсовского океанографического института на глубине 8-11 км. Это ультрабазиты (гарцбургиты, серпентиниты, лерцолиты), массивные и слоистые габброиды. Кроме того, в основании скв. 460, 461 на глубине 6,5 - 7 км вскрыты обломки metabазальтов, метадиабазов, различных габброидов, измененных до амфиболитовой фации метаморфизма, гнаукластитов. К западу разрез надстраивается формацией островодужных толеитовых базальтов, вскрытых в скв. 459 на глубине 4,6 км, которая включает как лавы, в том числе и подушечные, так и, возможно, интрузии. Еще западнее в скв. 458 на глубине около 4000 м выше по разрезу вскрыта бонинит - базальтовая островодужная формация. Возраст описанных выше формаций досреднеэоценовый. Предполагается, что офиолитовая ассоциация формировалась в ранние стадии островодужного вулканизма. В маломощных средне-верхнеэоценовых слоях присутствуют алевролиты, аргиллиты, кремни с прослоями гравия и песка. Весьма интересно, что среди обломков обнару-

живаются калькаренины, содержащие кальционеллы титона-баррема. Эта тетическая форма впервые найдена на западе Тихого океана. Встречается разрез в этой зоне олигоцен-раннемиоценовой формации пещего мела (скв.458), переходящей по простиранию в карбонатно-вулканокластическую турбидитную формацию (скв.459).

Западно-Марианская офиолитовая зона по имеющимся материалам может быть лишь намечена. В скв.453 на глубине более 5 км ниже турбидитов плиоцена вскрыты полимиктовые брекчии с обломками габбро, метабазальтов, подстилаемые серпентинизированными габброидами.

Сравнительно хорошо изучена работами многих экспедиций офиолитовая зона Яп-Паресе-Вела, прослеживающаяся вдоль одноименных разломов. Здесь с глубины около 6 км драгированы дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, анортозиты, троктолиты, оливковые габбро (Щека и др., 1986; Симаненко и др., 1987). На южном окончании этой зоны, на о.Яп обнажаются сильно дислоцированные, а местами меланжированные амфиболиты, зеленые сланцы, ультрабазиты, габброиды, глыбы плагиогранитов и туфоконгломератов. Возраст, определенный по ядерной части амфибола из амфиболитов, составляет 80-90 млн. лет. На о.Яп вышеописанный комплекс перекрывается олистостромовой среднемиоценовой формацией Мэн; а затем андезитовой формацией. В зоне разломов Яп-Паресе-Вела гипсометрически выше гипербазитов драгированы толеиты, которые похожи на пиллоу-базальты, вскрытые в скв.53,450 в котловине Паресе-Вела. Еще выше залегает вулканокластическая формация миоцена.

Имеются сведения о присутствии пород офиолитовой ассоциации и вдоль Центрального разлома (Щека и др., 1986). Но данных пока очень мало. На северо-западном окончании этого разлома в скв.293 на глубине около 6 км под плиоценовыми турбидитами вскрыты брекчии толеитовых базальтов и габбро.

Сведений о возрасте офиолитов не так уж много, в связи с этим полезно привлечь данные по офиолитовому комплексу Замбалес о.Лусон (Hawkins and Evans, 1983; Schweller et al., 1983), сложенному перидотитами, габбро-норитами, дайками и сланцами диабазов и базальтами. Детальными работами здесь установлено, что на неровной поверхности вулканических брекчий и пиллоу-базальтов без перерыва залегают верхнеэоценовые пелагические известняки формации Акситеро, выше появляются вулканокластиче-

ские турбидиты, аргиллиты со слоями конгломератов, содержащих обломки офиолитов. Эти данные позволяют высказать предположение о формировании офиолитов в большом окраинном море.

КРАСНЫЙ Л.Л. СВКНИИ ДВО АН ССР, г.Магадан

ФОРМАЦИИ КОРЯКСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ

В настоящее время с различной степенью детальности изучены вопросы геологии и петрологии офиолитов Корякского нагорья. Выделяются породы меланократового фундамента и перекрывающего их вулканогенно-кремнистого интенсивно перемятого, катаклазированного палеозоя (Пенжинский крах, хр.Пекульней, бас.р. Хатырки, Ваежский хр), формации окраинноморских бассейнов (Т-К₂), нижняя и верхняя моласса (поздний альб-неоген).

С начала мезозоя, в условиях сложно расчлененного тектонического рельефа (преддуговые бассейны, островные дуги, междуговые прогибы, рифты, внутренние поднятия), в Анадырско-Корякском регионе накапливаются разнообразные формации - кремнисто-вулканогенные, флишевые, граувакковые, создающие картину сложной латеральной неоднородности. Мобильность региона, в целом, значительно возрастает в Т₃-К₁ в обстановке крупных раздвигов и прогибания и последовавших в конце неокома горизонтальных перемещений (до 100 км) с выведением на поверхность массивов, блоков и узких (сотни м - первые км) протяженных (первые сотни км) полос ультрамафитов.

После среднемеловой (австрийской) фазы складчатости Корякская система вступает в орогенный этап своего развития. Нижняя моласса фиксируется с позднего альба в Пенжинской зоне, с верхнего сенона в центральной части нагорья, с раннего миоцена в Олиторской зоне. Верхняя моласса в Корякском нагорье представлена кайнозойскими угленосными и сероцветными формациями, а также крупными полями и покровами пестрых континентальных эффузивов, выделенных в осадочно-вулканогенную группу формаций.

ЛОМИЗЕ М.Г. МГУ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДИВЕРТИКУЛЯЦИЯ В СТРАТИФИЦИРОВАННОМ РАЗРЕЗЕ ВЕДИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Вединская офиолитовая зона - одна из наиболее сложных струк-

турных единиц Малого Кавказа, расшифровка которой имеет ключевое значение для понимания его тектонической природы и происхождения. Вся сумма геолого-геофизических данных, включая результаты бурения, укладывается в концепцию, согласно которой размещение офиолитов Веди контролируется сложной синформой СЗ-ЮВ простираения шириной 55-75 км. Синформа осложнена более мелкими антиклинальными и синклинальными изгибами, а также продольными взбросами.

Офиолиты приурочены к сложно построенной стратиграфической единице - хосровскому комплексу, который налегает на мергели ахсуинской толщи (нижний коньяк) и перекрыт базальными конгломератами азиатской толщи (верхний коньяк). Максимальная мощность комплекса более 1,25 км. Его разрез стратифицирован (снизу вверх): 1. Олистостромы с включениями пород офиолитовой ассоциации, радиоляритов и известняков, уже претерпевших тектоническую деформацию; 2. Тектонический "цветной меланж" тех же пород, преобладают базальтоиды (линзовидные тела длиной до нескольких километров) и радиоляриты; 3. Серпентинизированные перидотиты; 4. Габброиды. Самый молодой элемент (базальтоиды и радиоляриты), таким образом, залегает в разрезе под самым древним (перидотиты), и судя по положению подошвы и кровли в подушечных лавах, базальты сохраняют нормальное залегание, соотношение перидотитов и габброидов также отвечает их первичной последовательности.

Как показали А.Л. Книппер и С.Д. Соколов, контакт в основании габбро-серпентинитовой пластины тектонический. Под ним в базальтоидах, параллельного контакту, прослеживается зона рассланцевания и зеленосланцевого метаморфизма. Местами встречаются и минералы глаукофанового парагенеза.

Обратное размещение тектонических пластин в вертикальном разрезе (при сохранении нормального залегания каждой из пластин) известно как тектоническая дивертикуляция, впервые установленная М. Лижоном в Швейцарских Альпах. Для тектонотипа и некоторых других покровных сооружений дивертикуляция убедительно интерпретирована как результат последовательного гравитационного соскальзывания тектонических пластин (отвечающих все более древним частям первичного разреза) в тектонический прогиб, где эти пластины перекрывают друг друга в порядке, обратном их первоначальному положению.

Структурные взаимоотношения, наблюдаемые в Вединской офиолитовой зоне, не удовлетворяют этой классической схеме. Наиболее

вероятна следующая последовательность тектонических событий:

I фаза (середина мела) – сжатие и сдвигание океанической коры по пологому надвику где-то в пределах Малокавказской ветви Тетиса, перидотиты перекрывают базальты и радиолариты, под поверхностью надвига развивается динамо-термальный метаморфизм. Эти процессы гармонируют с характером проявления австрийских деформаций в других частях Средиземноморского пояса.

II фаза (рубеж раннего и позднего коньяка) – обдукция сдвоенной океанической коры на северный край Нахичеванского микроконтинента, тектонический срыв в основании нижних базальтоидов и их меланжирование с захватом снизу линзовидных включений габбро и перидотитов, выжимание отделенного этим срывом аллохтонного пакета в Вединский эпиконтинентальный бассейн и его дальнейшее гравитационное перемещение по уклону дна с формированием олистостромовой подстилки.

ЛЯШКЕВИЧ Э.М., БОЙЧЕВСКАЯ Л.Т., МЕДВЕДЕВ А.П., ЖАРИН О.А.
ИГТИ АН УССР, г. Львов

ЗНАЧЕНИЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ КАРПАТ ДЛЯ ТИПИЗАЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

При типизации офиолитов Тетиса выделено шесть типов, характеризующих различные геодинамические обстановки геологического прошлого (М.Марчел, М.Онеништеттер, А.Л.Книшпер и др.); однако, в отношении мезозойского базальтоидного комплекса Карпат, расположенного в пределах СССР, нет единого мнения о его природе (М.Г.Ломизе, Л.Г.Данилович). Сложность заключается в аллохтонном залегании пород комплекса и недостаточной изученности его вещественного состава.

Офиолитовый комплекс установлен в некоторых зонах южного склона Карпат и в донеогеновом основании Закарпатского прогиба, где фрагментарно входит в состав меланжа. Представлен различными производными основной магмы: габбро-диабазами, диабазами, натриевыми базальтами ("спилитами"), вариолитами, гялокластитами, андезито-базальтами, трахитами, базальтовыми туфами. В Мармарошской зоне развиты альпинотипные гипербазиты, пространственно сопряженные с глаукофановыми сланцами. Неоднократные тектонические

деформации и гидротермальные изменения привели к широкому развитию милонитов, тектонических брекчий, гидротермалитов, усложняющих разрез офиолитовых комплексов.

Для задач типизации вулканических образований, в частности офиолитов, большое значение имеют петрохимические особенности пород. Значительная магнезиальность и известковистость мезозойских вулканитов Карпат, их натриевая, реже калиево - натриевая сериальность свидетельствуют о регенерации магматических расплавов в условиях высокого теплового потока и значительного плавления мантийного вещества, что является спецификой вулканических ассоциаций океанов.

По содержанию титана в неизмененных базальтах офиолитового комплекса (TiO_2 от 1,42% до 2,08%, среднее $1,75\% \pm 0,33$) эти породы отвечают базальтам срединно-океанических хребтов, несколько обогащенных титаном. Следует отметить, что подобный тип базальтов формируется в океанах с большой ролью трансформных разломов.

Петролого-геохимические особенности вулканитов офиолитового комплекса, их положение в структуре региона, приуроченность к раннему мезозою и сменяемость во времени известково-щелочными сериями типа островных дуг указывают на правомерность сопоставления данных офиолитовых ассоциаций с древней океанической корой. По-видимому, в раннеальпийский, или предгеосинклинальный, этап развития Карпат происходило региональное растяжение с расколом континентальной коры. При этом предполагаются две стадии: стадия заложения, выраженная в деструкции эпипалеозойской коры континентального типа с заложением рифта (триас), и стадия раскрытия океана с формированием коры океанского типа и офиолитовым вулканизмом (юра - ранний мел).

Эта общая схема развития Карпат с накоплением данных по временным и латеральным рядам вулканических ассоциаций мезозоя, с установлением достоверных петрохимических формационных признаков офиолитовых комплексов, безусловно, будет детализироваться и уточняться. Уже сейчас ясно, что несмотря на фрагментарность развития, среди офиолитов проявляется несколько парагенетических типов, как например, срединно-океанических хребтов, трансформных разломов. Решение этих вопросов необходимо для палеотектонических реконструкций Карпат.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ТИПИЗАЦИИ КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ
ФОРМАЦИЙ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН

В триаде Г. Штейнманна, впервые выделившего офиолитовую ассоциацию пород в Сев.Италии, одним из членов являются литифицированные океанические осадки, которые, к сожалению, пока не привлекают должного внимания у исследователей. Все известные приемы идентификации офиолитов строятся на детальном геолого - геохимическом изучении магматических пород, тогда как осадочные образования, в большинстве случаев, только перечисляются по их названиям. Среди последних наиболее часто упоминаются радиолариты, красные и черные глинистые сланцы, металлоносные осадки, кремнистые сланцы, микритовые известняки. В целом, по составу - это кремнисто - карбонатные породы, которые могут быть выделены в геологическую формацию осадочной оболочки древней океанической коры.

Сложился такой подход, когда принадлежность осадочных образований к пелагическим фациям устанавливается, главным образом, по парагенезису с вулканитами офиолитового комплекса. Если же выходы первых изолированы, что нередко встречается в тектонически сложно построенном Альпийско-Средиземноморском складчатом поясе, то за исключением фаунистических остатков, другие признаки используются редко. Последнее в полной мере характеризует и геохимические критерии, ввиду их недостаточной обеспеченности данными.

Единственными из пелагических образований, при диагностике которых в настоящее время геохимические критерии типизации работают с полной нагрузкой, являются осадочные породы спрединговых палеохребтов. Особенности состава осадков были установлены при изучении зон спрединга в современных океанах. В условиях интенсивной магматической и гидротермальной деятельности здесь формируются специфические глинистые металлоносные осадки, бедные Al, Ti и, напротив, максимально обогащенные Fe, Mn, рудными микроэлементами (Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, Cd, U, Hg), а также В. Необычен и их минеральный состав, где присутствуют гидротермальные сульфиды и сульфаты, железо-марганцевые корки. Использование метода актуализма позволило идентифицировать подобные

образования среди осадочных пород офиолитовых комплексов Лигурии (Mn до 48%), Омана (Mn до 36%), а также массива Троодос на о. Кипр, где описаны специфические глинистые сланцы, называемые умбрами.

Эффективность актуалистического подхода при разработке геохимических критериев типизации древних и современных металлоносных осадков, дает возможность распространить подобные исследования на образования других фациальных обстановок пелагиали. Из них наиболее распространенными, и в силу рудоносности, хорошо изученными, являются кремнисто - глинистые осадки абиссальных котловин. Анализ литературных данных, а также непосредственные исследования показали, что выделяясь среди океанических осадков повышенными содержаниями Si, Al, Mn, Fe и пониженными Сорг., от других осадочных образований они отличаются устойчивыми парагенетическими ассоциациями элементов: 1) Si, Сорг.; 2) Mn, Co, Cu, Ni; 3) Fe, Ti, Al, Mg, Ca, K, Na, которые характеризуют соответственно биогенную, аутигенную и терригенную минеральные компоненты. По нашему мнению, эти ассоциации элементов могут быть использованы в качестве диагностического признака описываемого типа относительно мало измененных мезозойских пород, не только в полных разрезах офиолитового комплекса, но и, что важно, например, для характеристики геологической истории Карпатской складчатой области, в различного рода тектонических отторженцах, олистолитах. Данный подход, очевидно, заслуживает дальнейшего развития и включения в программу исследований стратифицированных формаций мезозойско-кайнозойских офиолитовых зон.

МАРКЕВИЧ П.В., ФИЛИППОВ А.Н., МАЛИНОВСКИЙ А.И., МИХАЙЛИК Е.В.,
ТИХОНОВА В.И. ДВГИ ДВО АН СССР, г. Владивосток

ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ЭНСИАЛИЧЕСКИХ И ЭНСИМАТИЧЕСКИХ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН ВОСТОКА АЗИИ

В последнее время установлены существенные петро- и геохимические различия базит-гипербазитовых магм офиолитовых комплексов востока Азии, развившихся на земной коре различной мощности и состава. В частности, среди офиолитовых магм, формировавшихся в условиях континентальной коры, различаются 1) окраинно-континентальные, связанные с фемической земной корой так называемые

мого переходного типа (Корякско-Камчатская область) и 2) внутриконтинентальные, образованные на мощной "зрелой" сиалической коре (Сихотэ - Алинская область). Первые представлены калиевыми толеитами, меймечитами и габбро-верлитовыми интрузиями с медно-колчеданной и железо-титановой металлогенией. Вторые отличаются от них повышенной щелочностью и фосфорно-титановой металлогенией. В зоне сочленения Евразийского континента и Тихого океана выделяются, таким образом, сиалические и мафические офиолиты.

Доказано также, что первый тип развивался в рифтах и является, по существу, энсиалическим, а второй формировался, в основном, на фемической океанической коре и его можно считать энсиматическим.

Терригенные формации указанных двух типов офиолитовых зон также имеют принципиально различный состав. Это относится как к терригенным компонентам самих офиолитовых комплексов, так и к слагающим вышележащие формации: аспидную, флишевую и молассовую.

Различия установлены в составе песчано-алевритовых и глинистых пород. В энсиалических зонах терригенные породы существенно аркозовые с минеральным и химическим составом, соответствующим гранитоидам и кислым метаморфическим породам. Они являются результатом разрушения и переработки зрелой гранитно-метаморфической коры, обрамлявшей рифтовые зоны. В энсиматических зонах - это существенно граувакки, состоящие главным образом из вулканического островодужного материала, соответствующего андезиту-базальту, а также из продуктов океанического фундамента - интрузивных базитов и ультрабазитов.

Для песчаников (которые изучены наиболее полно) эти различия иллюстрируются "набором" пороодообразующих компонентов, минеральным составом обломочной части тяжелой фракции и дисперсными минералами, валовым химическим и микроэлементным составом.

Роль океанического ультрабазитового фундамента, как источника питания осадков, наибольшая в нижних частях осадочно-вулканогенных разрезов офиолитовых зон.

Фундамент еще не был захоронен осадками. Непосредственная связь терригенных пород этого этапа и мафического океанического дна доказывается тождеством микрохимического состава обломочных хромитов и хромитов в составе гипербазитов, габброидов и основных базальтоидов, слагавших океаническое дно.

Вещественный состав песчано-алевритовых и глинистых пород терригенных формаций подтверждает энсиалическую природу Сихотэ-Алинской геосинклинальной области и энсиматическую - Корякско-Камчатской, расположенных на востоке Азии в зоне сочленения ее с Тихим океаном.

МАРХИНИН Е.К. Ин-т вулканологии ДВО АН СССР, г.Петропаловск -
- Камчатский

ПАРАОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Термины офиолиты, офиолитовая ассоциация, офиолитовый магматизм не являются вполне четкими, и со времени первого употребления Штейнманном (1905 г.) их смысловая нагрузка претерпела и продолжает претерпевать изменения. В представлениях об офиолитах свои толкования внесла и концепция литосферных плит. (см., например, Авдейко, 1977).

Обычно генезис офиолитов связывают с подводными трещинными извержениями основных лав в эвгеосинклиналях с одновременным образованием дайковых комплексов и интрузий, широко варьирующих по составу. Однако, в последнее время появились работы, в частности статья Лейтча (1984 г.), сопоставляющая развитие элементов островных дуг и образование офиолитовых ассоциаций. Лейтч подходит к проблеме островодужных офиолитов с позиций тектоники плит и связывает их генезис с явлением субдукции. Всего он выделяет четыре типа офиолитов, два из которых предшествуют образованию островной дуги и могут рассматриваться как "океанические", а два других формируются уже после образования дуги вулканических островов и могут быть отнесены к собственно островодужным.

Для ассоциации собственно островодужных офиолитов мы предлагаем термин параофиолитовая ассоциация.

По-видимому, в Курильской островной дуге в качестве параофиолитовой ассоциации может рассматриваться матакотанская толща, относящаяся к верхнему мелу (кампану) и впервые выделенная Саса. Она слагает северо-западную часть острова Шикотан, простирается в северо-восточном направлении и имеет мощность не менее 1800 м, а возможно значительно больше, так как нижние ее горизонты скрыты морем. Толща представлена базальтоидными породами, среди которых выделены шаровые лавы, прорвана габброидными интрузиями

и разнообразными по составу дайками. Важной особенностью этой толщи является широкое развитие вулканокластов.

По-видимому, это связано с тем, что подводный вулканизм в матакотанское время сопровождался извержениями неподалеку расположенных вулканов островной гряды.

Исследование параофиолитовых ассоциаций и связанных с ними вулканогенно-осадочных и осадочных отложений должно способствовать выяснению структурообразования и процессов в зоне сочленения океана и континента.

МЕЛИЯН Л.С. ИГН АН АрмССР, г. Ереван

ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ БАЗУМСКОГО ХРЕБТА (АРМЯНСКАЯ ССР)

Присутствующие в разрезах Базумского хребта ультрамафиты рассматривались как самостоятельные дайки, приуроченные к мезозойским известковым или более поздним вулканогенно-осадочным толщам, как проявление Севанской офиолитовой зоны. В последние годы офиолиты Базумского хребта рассматриваются как северо-западное продолжение Севанской и Зенгезурской офиолитовых зон Малого Кавказа. Однако остаются невыявленными их главные геологические особенности, геолого-структурная позиция, а самое главное — особенности вещественного состава и внутреннего строения.

Проведенное в последние годы детальное картирование северо-восточного сегмента северных склонов хребта выявило четко проявленную ассоциацию пород, близкую к офиолитам, образованную в глубоководных условиях в результате катастрофических, резких перемен в геологическом развитии области в верхнеюрско-нижнемеловое время.

По литологическим особенностям в них различаются три комплекса: 1) ультрамафиты с подчиненным (спорадичным) развитием габброидов; 2) толеиты с глубоководными вулканогенно-осадочными образованиями и 3) субщелочные базальтоиды с турбидитами и радиоларитами.

В первом комплексе, в основном, представлены апогарцбургитовые, аподунитовые серпентиниты в виде небольших тел, размещенных в разных частях разреза.

Вулканогенно-осадочные образования представлены двумя тол-

щами:

Разрез нижней толщи начинается глубоководными глинистыми и кремневыми образованиями с тонкими потоками вулканитов, которые сверху постепенно становятся преобладающими. Этот комплекс по вулканизму является контрастно толентовым и завершается плагиориолитами (мощностью до 6 м). В нижней части разреза верхней толщи преобладают субщелочные базальтоиды, выше следуют турбидитовые пирокласто-тефроидные образования и радиоляриты. Турбидиты, возможно, образовались в результате размыва метаморфического фундамента обрамления. Общая мощность рассматриваемой толщи колеблется в пределах 400–600 м(?).

Офиолиты Базумского хребта скорее можно отнести к островодужным или к рифтовым, развитым на континентальной коре. Об этом свидетельствуют также тесно сочетающиеся с ними крупные выходы метаморфических пород, принадлежащих кристаллическому фундаменту региона.

НАЗАРЕНКО В.С. РГУ, г.Ростов-Дон

ОФИОЛИТОВЫЙ ПЕРМО-ТРИАСОВЫЙ КОМПЛЕКС ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ БАССЕЙНА

Офиолитовый комплекс пород довольно широко распространен в Восточном Предкавказье. Он приурочен к Ногайской свите и стратиграфически условно отнесен к карнийскому и норийскому ярусам. Мощность свиты достигает 500–1000 м., максимальная мощность вскрыта в скважине Бурунная № I, составляя 1530 м. Литологически разрез представлен туфами и туффитами, реже встречаются эффузивные образования, имеющие, как правило, кислый и средний состав. Для офиолитового комплекса характерны наиболее высокие значения геотермического градиента в сравнении с другими породами пермо-триасового возраста. Максимальная пластовая температура была зафиксирована на глубине 4930 м в скважине Березкинская, I и составила 194°C. Анализ гидрогеохимических условий привел к выводу, что породы офиолитового комплекса существенно предопределили химический состав пластовых вод. Прежде всего это касается щелочных и щелочно-земельных элементов, представляющих значительный интерес для народного хозяйства. Выска-

зано предположение, что контакт сингенетических пластовых вод с вулканогенными породами в условиях высоких температур приводил к концентрированию ряда редких металлов в пластовых водах. Совместный анализ закономерностей распространения пород офиолитового комплекса с гидрогеологическими условиями позволил выявить зоны, благоприятные для обнаружения промышленных вод.

ПАНОВ Г.М., МАРУШКИН А.И. ИГТИ АН УССР, г. Львов
СКАТЫНСКИЙ Ю.П. ИГО "Запукгеология"

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА В СОВЕТСКИХ КАРПАТАХ

В Советских Карпатах образования офиолитового комплекса в виде серпентинизированных гипербазитов, основных вулканогенных пород и кремнисто-карбонатных толщ развиты фрагментарно. Их структурная позиция контролируется разломами глубокого заложения (Мармарошский, Шибенский) и связанных с ними региональными надвигами.

В формационном отношении вулканогенные породы принадлежат спилито-базитовой и спилито-кератофировой формациям, которые отличаются по составу, возрасту и положению среди вмещающих толщ. Спилито-базитовая формация (чивчинская свита) приурочена к шовным зонам Мармарошского разлома и подстилается кремнистыми и яшмовидными породами келловей или келловей-оксфорда, а перекрывается карбонатной толщей киммеридж-титона. В отдельных разрезах известняки с туфами чивчинской свиты контактируют с вышележащими терригенными породами (берриас?) несогласно. Вулканогенные образования тростенецкой толщи, составляющие спилито-кератофировую формацию, располагаются северо-восточнее и приурочены к Шибенскому разлому. Их положение в разрезе (баррем-апт, возможно альб) определяется исходя из взаимоотношений с толщей флишoidного облика (белотисенская, буркутская свиты). В ряде разрезов наблюдается нормальный переход спилито-кератофировой формации в буркутские песчаники.

Осадочные породы чивчинской свиты представлены, в основном, туфогенными образованиями, на которых согласно залегают рифогенные известняки и известняковые конгломерато-брекчии с включениями

вулканических бомб; завершают разрез тонкоплитчатые известняки с прослоями глинистого и туфового материала. Тростенецкая толща характеризуется присутствием туфогенных валунных конгломератов и органогенных известняков. Сравнительное литолого-геохимическое изучение известняков показало их высокую кремнистость, низкое содержание магнезитового компонента, некоторую обогащенность марганцем на контакте с магматическими породами. Полученные данные свидетельствуют о синхронности накопления туфогенных и карбонатных осадков в морских мелководных условиях, которые впоследствии сменились более глубоководными. В то же время, непосредственно эксплозивная деятельность протекала на земной поверхности (присутствие вулканических бомб) и сопровождалась подводными лавовыми излияниями (пеллоу-лавы).

По материалам крупномасштабных геологосъемочных работ интрузивные образования в виде даек, штокообразных тел и сложных агмолитов развиты в зоне Мармарошского разлома (Петроская и Каменопотокская интрузии). Вмещающими породами являются лавы чивчинской свиты, терригенно-карбонатные отложения верхнего триаса, углисто-мергелистые породы нижней юры и флишеидная толща берриаса (?). Породы Петроской и Каменопотокской интрузий представлены разностями основного и среднего состава. Для Петроской интрузии установлена постепенная смена пород в горизонтальном направлении (с юга на север): ультрабазит, меланогаббро, габбро, лейкократовое габбро, кварцевый диорит. Существенно иную позицию занимают серпентиниты Мармарошской утесовой зоны. Они находятся в перестроенном положении и принадлежат вильдфлишевой формации, возраст которой предположительно готерив-баррем.

Систематизация материала и дополнительные исследования по стратифицированным вулканогенно-осадочным толщам офиолитового комплекса в Советских Карпатах приводят к выводу, что спилито-базитовая формация входит в состав кремнисто-карбонатных толщ, характеризующих начальную стадию геосинклинального процесса, тогда как спилито-кератофировая является составной частью обломочных (спарагмитовых) толщ зрелой геосинклинальной стадии. В типичных флишевых отложениях Советских Карпат упомянутые формации отсутствуют.

МОДЕЛИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ТИПАХ ПОРОД ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВ КОРЯКСКОГО ПОЯСА

Данные о распределении малых элементов в вулканических породах офиолитовых комплексов используются для типизации, определений геологических обстановок образования и моделей происхождения как пород, так и офиолитов в целом, а также эволюции верхней мантии. Такие элементы в наименьшей степени подвержены изменениям при метаморфических преобразованиях пород, достигших в вулканитах Корякского пояса зеленосланцевой фации.

В Корякской системе выделены позднедокембрийские - раннепалеозойские, досреднепалеозойские, средне-позднепалеозойские (-триасовые), позднеюрские-раннемеловые офиолиты. Вулканические породы вулканических и вулканогенно-кремнистых комплексов офиолитов представлены толеитовыми, щелочными оливиновыми базальтами, пикритами, трахибазальтами. Отчетливо выделяются: 1 - толеитовые базальты с низкими содержаниями РЗЭ, с обеднением относительно углистого хондрита La, Ce, Nd, Hf, Th; высокими Cr, Co, Sc; Rb/Sr < 0,01; $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} \leq 0,7010$; 2 - толеитовые базальты с умеренными и повышенными в 20-30 раз относительно хондрита содержаниями РЗЭ, без обеднения La, Ce, Nd; умеренными содержаниями Ti, Cr, Co, Sc; Rb/Sr < 0,01; $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,7020-0,7030$; 3 - щелочные оливиновые базальты с умеренными содержаниями РЗЭ, в 10-30 раз превышающими хондритовые, с обогащением La, Ce, Nd относительно Tb-Lu в 20-30 раз, высокими содержаниями Cr, Co, умеренными - Sc, Ti; Rb/Sr = 0,005, $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,7030-0,7040$; 4 - щелочные оливиновые базальты с высокими содержаниями РЗЭ, в 300-100 раз превышающими хондритовые, с резким обогащением La, Ce, Nd относительно Tb, Yb, Lu; $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,7030-0,7040$.

Содержания и распределения редких и редкоземельных (РЗЭ) элементов четко дифференцируют различные по химическому составу, пространственному положению и возрасту вулканические породы. Данные по малым элементам показывают, что вулканические породы, состав которых лежит в пределах базальтового, образовались в результате различных ступеней фракционирования гранатовых пироксе-

нитов. Изменения их состава определяются фракционированием расплава в результате отделения оливина, орто- и клинопироксена, чрезвычайно редко - плагиоклаза. Степень фракционирования субстрата уменьшается от древних вулканических комплексов к молодым. Модели распределений несовместимых элементов показывают, что источник расплавов для офиолитовых базальтов пояса географически был одним и тем же и ограниченно пополнялся веществом. Он был постоянно обеднен Na, K, Rb, Ba, Cs и др. Исходя из соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах как функции Rb-Sr возраста, линия развития его соответствует $\text{Rb}/\text{Sr} \ll 0,01$, близким результатам по измерениям в базальтах. Это показывает, что Корякский пояс подстилался обедненной мантией, которая служила источником базальтов на протяжении всей доступной исследованиям истории геологической эволюции офиолитов.

РОЖДЕСТВЕНСКИЙ В.С. Ин-т Морской геологии и геофизики ДВО
АН СССР, г. Южно-Сахалинск

ОФИЛИТЫ ХОККАЙДО-САХАЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

В пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы выделяются 3 пояса офиолитов: Камуикотан-Сахалинский, Хидака-Сахалинский и Восточно-Сахалинский. Камуикотан-Сахалинский пояс протягивается от южной части о. Хоккайдо до Набильского хребта Восточно-Сахалинских гор. Пояс обладает очень сложным геологическим строением. Отмечаются следующие основные геологические позиции офиолитовых ассоциаций. 1. Офиолиты в виде олистолитов в слабо метаморфизованных пелито-псаммитовых образованиях альб-сантонского возраста. 2. Офиолиты в виде олистолитов в пелито-псаммитовых олисто-стромах, подвергшихся высокobarическому глаукофансланцевому метаморфизму. 3. Офиолиты в виде глыбовых включений в серпентинитовом меланже. 4. Пластины офиолитов, сохранившие псевдостратифицированное строение, надвинутые на высокobarические глаукофановые метаморфические сланцы с позднеюрским - раннемеловым возрастом метаморфизма. Офиолиты двух последних типов ассоциируются с поздне-

палеозойско-мезозойскими кремнисто-вулканогенными эвгеосинклинальными образованиями. Офиолиты Восточно-Сахалинского пояса слагают Восточный хребет п-ова Шмидта. Основная часть пояса скрыта под водами Охотского моря и кайнозойскими отложениями. Его положение намечается по непрерывной цепочке интенсивных положительных магнитных и гравитационных аномалий, прослеживающейся вдоль шельфа северо-восточного Сахалина от п-ова Шмидта до Южно-Охотской глубоководной впадины. На п-ове Шмидта сохранились фрагменты псевдостратифицированного разреза офиолитовой ассоциации, кремнистые породы которой содержат меловые радиолярии. Радиометрический возраст плагиогранитов пояса 87 млн. лет.

По петрографическому составу и петрохимическим особенностям офиолиты Камуйкотан-Сахалинского и Восточно-Сахалинского поясов обнаруживают значительное сходство. Средний химический состав перидотитов (гарцбургитов) близок среднему составу океанических перидотитов и слабо дифференцированных перидотитов других альпийских гипербазитовых поясов. Для габброидов характерно низкое содержание окиси титана и резкое преобладание натрия над калием в составе щелочей. В лейкократовых породах также наблюдается значительное преобладание натрия над калием. Эффузивные породы офиолитовой ассоциации на п-ове Шмидта являются толеитовыми базальтами с высоким содержанием суммарного железа и окиси титана и низким (до 0,3%, редко до 1%) содержанием окиси калия. Базальты из позднепалеозойско - мезозойских эвгеосинклинальных толщ Камуйкотан - Сахалинского пояса относятся как к толеитовому, так и к щелочному (содержания калия до 6%) типам.

В пределах Хидака-Сахалинского пояса, приуроченного к осевой части Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы, наблюдается своеобразная ассоциация магматических пород, напоминающая офиолитовую. Наряду с линзами и пластинами серпентинитов в зонах меланжа, здесь встречаются изометричные по форме массивы гипербазитов и габброидов, сложенные норитами, габбро-норитами, пироксенитами, верлитами и троктолитами, образующими совместно с дунитами, гарцбургитами и лерцолитами отчетливо расслоенную серию. Нижняя часть разреза расслоенных массивов сложена дунитами, перидотитами и пироксенитами, верхняя габбро-норитами и габбро-диоритами. Габбро-гипербазиты этой зоны ассоциируются с кремнисто-вулканогенными отложениями альб-сеноманского и кампанского возраста. Контакты с вмещающими отложениями тектонические, а радиометрический возраст

габбро-норитов и габбро-пегматитов измеряется в пределах 142 ± 7 ; 94 ± 10 млн. лет (калий-аргоновый метод).

Судя по возрасту кремнистых толщ и радиометрическому возрасту магматических пород наблюдается миграция в восточном направлении офиолито-голубосланцевых поясов Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы.

САТИАН М.А. ИГН АН Арм.ССР, г.Ереван

ВОПРОСЫ ФОРМАЦИОННОЙ ТИПИЗАЦИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ МЕЗОТЕТИСА

Сложность формационного анализа рассматриваемых толщ предопределена, во-первых, чрезвычайной гетерогенностью слагающих их пород, среди которых имеются биогенные и хемогенные, терригенные и эдафогенные, вулканогенно-осадочные и вулканические породы, также как продукты вывода мантийного вещества в сферу седиментации, нередко ксеногенные продукты, исследование которых только начинается. Во-вторых, строение офиолитовой серии осложнено конседиментационными деструкциями (оползни и др.), а также более поздними (частично и конседиментационными) тектоническими неоднократными деформациями, крайним выражением которых является тектонический меланж. В последнем случае литологическая характеристика фрагментов офиолитовой серии становится особо решающим признаком корреляции и реконструкций.

По результатам авторских исследований по региону Малого Кавказа, а также многочисленным литературным данным по Передней Азии типизированы вулканогенно-осадочные формации, среди которых наиболее представительны конкретные формации: кремнисто-эффузивная, кремнисто-карбонатно-вулканогенная и кремнисто-граувакково-вулканогенная. В Передней Азии и на Кавказе за небольшим исключением (Кипр) формации слагаются чередованием вулканитов и осадочных, а также смешанных вулканогенно-осадочных пород, что имеет существенное значение для типизации ритмики вулканизма и осадконакопления по восходящему разрезу формаций и в дистальном направлении и для тектонических и палеогеографических реконструкций. Рассмотрены их главные парагенезы, включая парагенез вулканитов и металлоносных осадков. Отмечается дифференцирован-

ность продуктов вулканизма (до трахитов, либо до риолитов), рассматриваются формации, включающие высокомагнезиальные продукты вулканизма (пикриты, пикродолериты, а также породы, сходные с лампроитовой серией, и типа бонинитов). Показаны разнообразие соотношений стратифицированной вулканогенно-осадочной толщи с ультрабазитовыми телами: а) протрузиями, размещенными как секущие тела на разных уровнях формации, а нередко — в разрезе над-офиолитового чехла; б) крупными пластинами в покровных структурах, с явными признаками дивертикуляции.

На этой основе обсуждено седиментационно-тектоническое районирование центрального сектора Мезотетиса, выделены зоны преимущественного развития многопластинчатых покровов с признаками дивертикуляции, зоны преимущественного развития параавтохтонов с мощным проявлением меланжа и зоны с подчиненным его развитием (причлененные к срединным массивам и находящиеся вдали от них). Дается краткий анализ особенностей строения офиолитовой серии сравнительно с офиолитовыми разрезами центрального Средиземноморья. Намечается предопределенность структурных форм размещения офиолитовой серии в строении складчатой зоны первоначальными тектоническими условиями ее формирования (компрессионные зоны весьма ограниченного растяжения с кратковременной стадией спрединга и зоны более масштабного растяжения и длительного спрединга с развитием срединнохребтовой ситуации).

САФОНОВ В.Г. ИГО "Аэрогеология", Москва

ЛИТОЛОГИЯ ГРАУВАККОВОЙ ФОРМАЦИИ МАЙНИЦКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)

Большая часть Майницкой тектонической зоны сложена вулканогенно-кремнисто-терригенными породами позднемюрско-раннемелового возраста.

Выделены две структурно-формационных зоны: юго-восточная эльгеваямская и северо-западная тополёвская, разделенные в современной экспозиции полосой Ягельного серпентинитового меланжа. Основанием для этого послужило следующее: а) различие в динамических способах формирования осадков, б) различие в характере эксталяционно-гидротермальной деятельности, в) наличие блоков

чужеродных пород эльгеваямской зоне, г) наличие пород, тектонизация которых обусловлена сжатием ложа осадочного бассейна - в эльгеваямской зоне.

Морфология малых оползней, местоположение контуритов позволило реконструировать рельеф и направление сноса терригенного материала. Областью поставки служила вулканическая гряда, реликты которой сохранились вдоль западной периферии Ягельного меланжа. Значительное количество туфов и состав вулканитов (подушечные базальты, андезиты-базальты, бониниты, плагиориолиты) позволили отнести эту гряду к энзиматической островной дуге.

Туфопесчаники тополёвской зоны слагают мощные седиментационные ритмы с прямой градацией обломочного материала, сформированные при активной гидродинамике придонных вод. Толща слагает окраинноморскую периферию островной дуги.

Грувакки и силициты эльгеваямской зоны сформировались на крутом протяженном склоне юго-восточного погружения. В толще более 45% объема сложено оползневыми микотитами и блоковыми оползнями. В грувакковых псефитах значительна примесь эдафогенного материала. Циклиты силицит-кремнистый аргиллит, по нашему мнению, имеют частично эксталяционно-гидротермальный генезис.

Значительная часть разреза эльгеваямской толщи превращена в специфические тектониты - брекчи без существенного перемещения обломков. Они сцементированы гидротермальным агрегатом: кальцита, кварца, ломонтита, пренита. Тектонизация затронула и нелитифицированные осадки. Аналогичные породы известны на Малой Курильской гряде и вскрыты глубоководным бурением на островодужном склоне Японского жёлоба. Возникновение таких тектонитов объясняется региональным сжатием, связанным с субдукцией океанической литосферы.

Эльгеваямская толща содержит чужеродные блоки позднепалеозойских мраморизованных известняков и террейнов раннеюрского возраста, состав разреза которого отвечает островной дуге. В позднеюрское-раннемеловое время террейнов, содержащий кислые магматические дифференциаты, служил дополнительным источником сноса для грувакк эльгеваямской толщи, что обусловило повышенное содержание кварца и присутствие редких пертитовых сростков в грувакковых слоях, пространственно приуроченных к террейну.

Состав эльгеваямской толщи, большое количество в её разрезе оползневых отложений, наличие объемной тектонизации, которой были

затронуты и нелитифицированные осадки, а также наличие чужеродных блоков позволяет считать эту толщу сформированной на океаническом склоне островной дуги.

УСПЕНСКАЯ Е.А., БУРИТЭЙН Л.Е., ГУШИН А.В., ЛЕВЕН Э.Я.,
АВАНЕСЯН А.С. МГРИ, Москва

ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХУСТУП-ГИРАТАХСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КAVKAZA

Хуступ-Гиратахская шовная зона, представляющая собой часть Зангезурской офиолитовой зоны, по А.Т. Асланяну и М.А. Сатиану (1977), расположена между Кафанским и Зангезурским тектоническими блоками. В последние годы в шовной зоне выделены мощные верхнемеловые-палеоценовые олистостромовые толщи (Левен, Успенская, 1988) и дислокации Воротанской надвиговой зоны, пространственно связанные с серпентинит-кремнисто-метабазитовым меланжем (правый берег р. Воротан, в 2-3 км северо-восточнее села Татев).

В вертикальном ряду изученных стратифицированных формаций шовной зоны наиболее древние доверхнеаптские толщи ассоциированы нами с фрагментами формации подводных брекчированных базальтов, андезито-базальтов, андезитов и их гиадокластитов. Эти породы тесно связаны в меланже Воротанской надвиговой зоны с фрагментами туфогенно-кремнистой формации. Для лавовых потоков характерен дизъюнктивный тип дезинтеграции, отличающий их от типичных шаровых лав. Глыбы имеют округлые очертания и располагаются в матрице, представленной псефито-псаммитовой лито-кристалло-гиадокластитовой брекчией. Породы формации отличаются самой низкой среди вулканитов зоны щелочностью и калийностью. Метабазальты соответствуют натровым толеитам, андезито-базальты и андезиты относятся к натровой известково-щелочной серии. Сонахождение подводных вулканитов, туфогенно-кремнистых пород и впервые установленных нами спорадических проявлений серпентинитов позволяет предположить возможность соответствия формаций Воротанской надвиговой зоны офиолитовым ассоциациям.

Более молодые образования шовной зоны представлены: а) кремнисто-карбонатно-терригенной формацией (окузаратская свита позднеаптско-альбского возраста) с базальными горизонтами конгломерата

тов с галькой и гравитационно перемещенными глыбами метабазитовых и кремнистых пород подстилающего меланжа; б) карбонатно-глинисто-терригенной формацией (турон-коньяк) с олистостромовыми горизонтами, включающими олистолиты баррем-нижнеаптских известняков, песчаников и вулканитов; в) граувакковой грубооритмичной формацией (палеоцен) с горизонтами аркозов, олистолитами и олистоплаками вулканитов, метаморфитов, серпентинитов и маастрихтских известняков; г) базальт-андезит-дацитовый эффузивно-терригенной подводной формацией (нижний эоцен), представленной шаровыми базальтами, брекчированными андезит-базальтами, андезитами, дацитами, гялокластитами, вулканомиктовыми турбидитами с многочисленными поверхностями внутриформационного размыва.

На месте Хуступ-Гиратахской шовной зоны в предверхнеаптское время существовал морской прогиб с корой, близкой к океанической.

Начиная с верхнего апта, и до эоцена в шовной зоне сближенных Кафанского и Зангезурского блоков развивается своеобразный относительно глубоководный прогиб, в пределах которого накапливаются мощные олистостромовые формации на фоне вулканизма повышенной кремнекислотности и щелочности.

ФЕДОРОВ П.И., КАЗИМИРОВ А.Д. ГИН АН СССР, Москва

ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ЮГА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

На юге Корякского нагорья в пределах Олюторской покровно-складчатой зоны выделяются две вещественные ассоциации: кремнисто-вулканогенная (ватинская серия, $K_1AI - K_2sr$) и вулканогенно-обломочная (ачайважская свита, K_2sr_3-P).

В составе ватинской серии выделяются три типа разреза: "снеговой" - определяющую роль в составе которого играют вулканогенные образования и радиоляриевые яшмы; "эпильчикский", в котором при значительном развитии вулканитов увеличивается количество кремнистого и туфогенного материала и "матыскенский", отличающийся широким развитием кремнистого и туфогенно-кремнистого материала при незначительной роли вулканитов.

Ачайважская свита отличается крайне сильной фациальной изменчивостью. Выделяется два типа разреза. Первый в низах пред-

ставлен толщей базальтов, переслаивающихся с туфами и туфосилитами, переходящими вверх по разрезу в туфоконгломераты и лаваобрекчии и сменяющимися туфогравелитами и туфопесчаниками; при отсутствии последних туфоконгломераты перекрываются флишеподобной терригенной толщей с прослоями черных кремней и фтанитов в основании. Во втором типе разреза в основании залегает толща переложенных туфоконгломератов и акватуфов с отдельными потоками пикритов и базальтов, сменяющаяся через горизонт гравелитов и песчаников толщей ритмично слоистых туфоалевролитов и туфопесчаников.

Вулканиты ватынской серии отнесены к низкокальциевой высокотитанистой толеитовой серии, характеризующейся устойчиво высокими содержаниями высокзарядных некогерентных элементов (TiO_2 1,4-1,8%, Zr 130-140, Y 22-24, Hf 3-3,4) при низких значениях K_2O (0,08-0,4%) и Th (0,1-0,3 г/т) и истощенном характере легкими Tr ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 0,7$; $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 0,5 - 0,65$). Для базальтов серии характерно также высокое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

($\text{Nd} = +9,3 - 10,9$) Как крайние дифференциаты серии выступают с одной стороны ферробазальты, отличающиеся высоким содержанием TiO_2 ($> 2,2\%$), FeO (12,5%) и отношением $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 3,5-4,2$, с другой - плагиофировые базальты, характеризующиеся значительным накоплением глинозема с образованием кумулятивных структур.

Среди вулканитов ачайваемской свиты возможно выделение следующих серий: (1) толеитовой низкотитанистой, характеризующейся низким содержанием высокзарядных элементов (Ti 0,6 - 1%,

Zr 25-60%, Y 10-16) и умеренно высоким Ba , Rb , Sr , и Th (соответственно 100-450, 6-22, 110-570 и 0,5-0,8 г/т). В распределении Tr намечается слабое накопление легких лантаноидов ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 0,8-1,2$; $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1,4-2,9$); отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

высокое ($\text{Nd} = +8,9 \pm 0,4$); (2) известково-щелочной; в базальтах серии отмечается слабое накопление железа при дифференциации и высокое содержание калия и редких щелочей - Rb , Ba , Sr (соответственно 1,4-2,4%, 22-34, 200-700, 460-1000 г/т) при повышенной сравнительно с толеитовой серией концентрацией высокзарядных элементов. Отмечается большее обогащение легкими Th ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 2,4$); (3) шшонитовой. Лавы этой серии локально встречаются во втором типе разрезов ачайваемской свиты и характеризуются существенно

калийевой специализацией. Исходным членом серии являются пикриты с наиболее примитивным составом (TiO_2 0,4-0,6; MgO 13-16, Cr 300-450, Ni 140-350) и высокими La_N/Yb_N (3,1-3,7) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\text{Nd} = +9,7 \pm 0,5$) отношениями. Дифференцированные члены серии отличаются повышенными содержаниями когерентных (Cr 50-120, Ni 35-90 г/т) и высокими некогерентных (Ba 420-570, Sr 270-700, Rb 26-64, Zr 130-145, Y 14-24 г/т).

Данные по литологии и геохимии рассмотренных вулканогенно-осадочных формаций позволяют сопоставлять вулканы и осадочные образования ватинской серии с образованиями, формирующимися в субокеанических условиях. На "истощенный" источник магм, близкий по составу источнику современных MORB указывает характер распределения Tr и высокие отношения изотопов Nd , а также сопряженные с ним отношения изотопов Sr (Виноградов и др., 1986) и Rb (Кирнозова и др., 1984). Характер осадочных пород и особенности распределения редких и редкоземельных элементов в лавах, а также данные по изотопии свидетельствуют о близости образований ачайваймской свиты к отложениям как преддугового (постофиолитового), так и собственно островодужного типа.

ФЕДОРЧУК А.В., ИЗВЕКОВ И.Н., РУМЯНЦЕВА Ю.С., БИШНЕВСКАЯ В.С.
Ин-т литосферы АН СССР, Москва

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ КАМЧАТСКОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

Изучение вулканических и осадочных составляющих офиолитовых ассоциаций дает информацию как об их палеотектонической природе, так и времени и условиях их становления в современной структуре. Это особенно существенно для тектонически расчлененных офиолитов, примером чего является ассоциация полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка). Здесь, наряду с гипербазитами и габброидами, развита вулканогенно-осадочная (африканская) серия мелового возраста, которая рассматривалась как стратиграфически единый разрез верхней части офиолитового комплекса. Однако детальное ее изучение показало, что в ней присутствует не менее трех типов различных по составу образований.

Наибольший объем в составе африканской серии занимает тер-

ригено-кремнисто-вулканогенная толща, сложенная туфами и туффи-тами, в том числе кремнистыми, субаркозовыми песчаниками и алевро-литами, а также базальтами. Состав эффузивов (TiO_2 менее 1%, La_N/Sm_N около 1), развитие туфогенных и вулканокластических пород указывают на островодужный генезис толщи. Возраст ее - вторая половина позднего мела, на что указывают радиолярии *Archaeoserp-geranium aff. huxei*, *Theosampe cf. altamontensis*, *Dictyonitra mul-ticostata* gr. и др., отмытые из туфитовых яш. Терригено- -кремнисто-вулканогенная толща выступает в качестве матрицы, за-ключающей олистостромовые горизонты. Олистолиты представлены яш-мами, кремнисто-карбонатными породами и кварцитовидными кремнями широкого возрастного диапазона (на основе радиоляриевых анализа ранний мел - кампан-маастрихт), а также базальтами железо-титани-стого ($\text{TiO}_2 = 2-3\%$, $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 0,5-0,8$) и щелочного ($\text{TiO}_2 = 3\%$, $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 4$) типов. Олистолиты, по-видимому, представляют собой дез-интегрированные фрагменты верхних горизонтов океанической коры.

В обрамлении габброидных массивов полуострова развиты клас-тические осадки, варьирующие от грубых брекчий до алевропеллов; обломки в них представлены габбро, диабазами, базальтами, серпен-тинитами; характерны линзы мономиктовых пироксеновых песчаников. Генетически они представляют тектонокластические осадки, возник-шие при подводной денудации выведенного на поверхность океаниче-ского фундамента. Соотношения их с терригено-кремнисто-вулканог-енными породами тектонические, возраст - позднемеловой, о чем свидетельствуют остатки радиолярий родов *Pseudosalphacus*, *Amphi-runda* и др. Таким образом, в составе африканской серии присут-ствуют: а - островодужная толща, б - фрагменты коры океанического бассейна, в - тектонокластические осадки зон океанических разло-мов. Первые два типа образований участвуют в строении аккрецион-ной призмы, сопряженной с позднемеловой островной дугой, а послед-ний тип вместе с тектонически нарушенным океаническим фундаментом был обдуцирован на них в более позднее время.

ПАМЕРЯН О.П., ЗАКАРИАДЗЕ Г.С., СОБОЛЕВ А.В. ГЕОХИ АН СССР, Москва
ПЕТРОЛОГИЯ ВУЛКАНИТОВ ВЕДИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

В строении Вединской зоны намечаются три комплекса: автохтон, аллохтон и неавтохтон. Офиолитовый аллохтон состоит из двух по-

кровов: нижнего, сложенного блоками эффузивно-радиоляритовой серии, и верхнего, представленного расслоенными ультрабазитами и габбро. Офиолитовые разрезy Вединской зоны, по-видимому, включают как юрско-неокомские, так и верхнемеловые вулканиты. Пространственное их разделение в пределах нижнего офиолитового покрова затруднительно.

Исследованные нами блоки вулканогенно-осадочных образований в ущельях рек Веди и Кюсуз по комплексам радиолярий отнесены к верхней юре - неокому. Вулканические породы офиолитовой ассоциации в той или иной степени претерпели зеленосланцевое изменение и однозначное их отнесение к определенному типу магматизма, характеризующему конкретный геодинамический режим затруднительно. Исследование же включений расплава в фенокристаллах методом полной гомогенизации дает возможность установить одновременно температуру процесса кристаллизации и состав расплава с погрешностями для базальтовой области, не превышающими $\pm 20^{\circ}\text{C}$ и 5-10% отн.

Экспериментальные исследования проводились с использованием технически высокотемпературной микроскопии. В большинстве случаев использовались свежие вкрашленники клинопироксена, реже - плагиоклаза. Были получены составы расплавов, отвечающие трем типам магматизма: щелочному, субщелочному и типу толеитового магматизма океанических рифтов. Первые два типа по петрохимическим критериям Пирса (1976) относятся к полю внутриплитового базальтового магматизма, последний (толеитовый) тип принадлежит полю базальтового магматизма срединно-океанических рифтов. Кристаллизация расплавов происходила в интервале температур $1170 - 1220^{\circ}\text{C}$. Преобладающие по объему щелочные и субщелочные серии являются аналогами вулканитов вулканогенно-осадочных толщ, ассоциирующих с офиолитами юго-восточного Средиземноморья (Хайби-Оман, Мамония - Кипр, Агрилия - Греция). Но, в отличие от некоторой неопределенности геологической позиции вышеуказанных толщ, проявление на Малом Кавказе вулканизма такого состава в океанических условиях представляется более вероятным. Об этом свидетельствуют, в частности, составы полученных расплавов, которые на классификационной диаграмме Пирса (1977 г.) попадают в поля базальтов океанического, а не континентального происхождения.

Составы расплавов типа толеитов океанических рифтов, полученные в клинопироксенах из диабазовой дайки, пересекающей вулканогенно-осадочную хосровскую свиту (нижний офиолитовый покров), отвечают составам малоглубинного типа океанических толеитов, выделенного Дмитриевым Л.В. с соавторами. Обнаружение амфибола в расплавных включениях в клинопироксенах щелочной и толеитовой серии может служить одним из признаков повышенного содержания воды в расплаве. Известно, что низкокальциевые магмы срединно-океанических рифтов обеднены водой (0,3% вес. H_2O), повышенные же содержания воды (до 1% вес. и выше) обнаружены только в закалочных стеклах толеитов окраинных бассейнов (море Скоша, Марианский трог).

На основании комплекса полученных данных можно предположить, что все выделенные типы вулканитов Вединской офиолитовой зоны являются продуктом магматизма окраинного бассейна с достаточно сложной геодинамической обстановкой их формирования.

ЦАРНЕНКО П.Н. ИГТИ АН УССР, г. Львов

ТЕКТОНО-СТРУКТУРНАЯ ОЦЕНКА БАЗАЛЬТОИДНОГО ВУЛКАНИЗМА УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Карпатское горное сооружение в пределах УССР ограничено неогеновыми Предкарпатским и Закарпатским прогибами и сложено, главным образом, мел-палеогеновой флишевой формацией, в тыльной области развития которой выделяются Пенинская и Мармарошская зоны с более древними нефлишевыми породами и шовным характером строения. Молассы Закарпатского прогиба содержат излившиеся продукты кислого и андезитового вулканизма. Вулканогенные породы более древнего возраста (олигоцен, верхний мел) присутствуют в небольшом количестве среди флишевой формации в виде разномошностных слоистых кислых туфов и являются продуктами дальней транспортировки. Диабазы и их производные (верхняя яра - нижний мел) содержатся только в тыльной части флишевой области - Буркутско-Раховской группы зон, в Мармарошской и Пенинской зонах и в фундаменте Закарпатского прогиба. В последних эти породы обнажаются фрагментарно или вскрыты скважинами. В связи с пересмотром истории геологического развития региона в плане плитовой тектоники В.Е. Хаин и соавторы (1977 г.), производя оценку офиолитового магматизма Карпат показали, что альпийотипные гипербазиты в Закарпатье и шовных зонах являются аллох-

тонными элементами, принесенными сюда из более внутренних областей Карпат австро-альпийскими покровами. Об этом свидетельствуют глубокая тектоническая переработка офиолитового комплекса и вмещающих пород, бескорневой их характер, холодные контакты с вмещающими породами и другие признаки.

Диабазовые породы принадлежат флишевой области и, безусловно, связаны с начальной стадией формирования геосинклинали. Они выведены на дневную поверхность в районе Покутско-Буковинского поперечного поднятия. По форме залегания различают два типа вулканогенных тел — одни в виде слоистых известняково-вулканогенных брекчий и пластовых лав, другие — в форме тектонических отторженцев у надвигов чешуй. С этими вулканитами часто ассоциируют блоки позднеюрских и нижнемеловых известняков с обильной фауной аммонитов. Эти и другие находки известняков (уже без вулканитов) по всей флишевой области предполагают их повсеместное присутствие ниже флишевых серий. Как тектонические клинья, так и пластовые тела упомянутых базальтоидов приурочены к подошве флишевого комплекса, в связи с чем их континентальный характер (по высокому содержанию калия) предполагает зарождение прогиба в условиях растянутой и утоненной континентальной коры. Об этом также свидетельствуют отсутствие во флише Карпат глубоководных океанических осадков и развитие у южного борта флишевой области склоновых фаций мощного терригенного и терригенно-карбонатного флиша с олистостромами пород Мармарошского типа, образовавшихся уже на стадии сжатия. У противоположного, северного края Карпатской геосинклинали, заложенной на борту Европейского континентального блока, признаки начального вулканизма отсутствуют.

ЧАЛЫН М.А. ВНИИзарубежгеология, Москва

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ МЕЗОЗОЙСКИХ БАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Большинство мезозойских базитовых формаций восточной части Средиземноморского складчатого пояса относится, изучавшими их исследователями, к офиолитовым (эвгеосинклиналильным) сериям. В многочисленных попытках интерпретации данных об этих образованиях с

позиции тектоники плит они, как правило, относятся к ряду "океанических" формаций, особенно если ассоциируют с ультраосновными породами. Базитовые и ультраосновные комплексы рассматриваются в этих случаях как реликты спрединговых зон или "океанической" коры, не уничтоженные при субдукции.

Критический анализ формационных свойств базитовых вулканических серий и их интрузивных производных приводит к выводу о формировании их в условиях значительно отличающихся от типичных для рифтовых зон океана. Для многих из рассмотренных базитовых формаций свойственна относительно высокая степень дифференциации и известково-щелочной ее тренд, наличие в разрезе пород среднего и кислого состава. Некоторые из них обладают такими изотопными отношениями стронция и содержанием редких элементов, которые характерны для островодужных и окраинно-континентальных магматических образований.

Вывод о формировании рассматриваемых формаций в условиях, отличавшихся от типичных "океанических", подтверждается и анализом одновременной с вулканизмом седиментации. Этому процессу свойственны большие скорости накопления осадков, присутствие в разрезах большого количества грубообломочного и терригенного материала. Эти факты свидетельствуют о накоплении осадочных толщ, сопровождающих образование офиолитовых серий, в замкнутых бассейнах, расположенных на незначительном удалении от областей эрозии. Совокупность геологических и петрологических данных позволяет предложить иную, чем обычно обсуждается, модель формирования офиолитовых серий. Она основана на предположении о первоначальном генезисе базитов офиолитовой ассоциации в бассейнах Средиземноморского типа. "Океанические" пространства в их пределах имели ограниченное развитие, располагаясь в виде отдельных "окон" среди участков с корой "переходного" и "континентального" типов.

ЩЕРБАКОВА М.Н. МГУ

РАЗРЕЗ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ЮРЫ КРЫМА (район СИМФЕРОПОЛЯ)

Под Симферополем т.н. Петропавловским карьером вскрыт уникальный разрез подушечных и покровных базальтов, заключающих мощные горизонты вулканогенно-обломочных пород. Этот разрез,

по-видимому, представляет фрагмент офиолитовой ассоциации. Фрагментарность разрезов офиолитовой ассоциации объясняется возможным внутренним расслаиванием офиолитового покрова в процессе надвигания (Книппер и др., 1988). Наличие гипербазитов в настоящее время предполагается при интерпретации выявленных интенсивных магнитных аномалий (Плахотный и др., 1988).

Принадлежность вулканитов к офиолитовой ассоциации подкрепляется данными химического состава базальтов, отвечающих океанским толеитам срединно-океанических хребтов. Обнажение офиолитов приурочено к крупному разрывному нарушению Горного Крыма, т.н. Лозовской зоне. Породы описываемого комплекса, по-видимому, имели сложную историю, о чем свидетельствует вертикальное их залегание в современной структуре и сонахождение с такими геологическими образованиями, как олистостромой и флишем. Флишевая формация отвечает т.н. эскиординской свите, возрастному аналогу таврической серии верхнего триаса-нижней юры. Нам представляется спорным мнение (Славин и др., 1983) о нормальной стратиграфической последовательности: флиш-олистострома-вулканиты, ибо зоны контактов названных образований несут следы деформаций и разрывных дислокаций. Кроме того, в известняках из олистостром имеются находки фауны более молодой по сравнению с тем возрастом, который им приписывался.

Разрез фрагмента офиолитовой ассоциации представляется следующим:

1. Базальты (обр. 7/6, 109), разделенные прослоями вулканогенно-осадочных пород (мощностью от 0,5 до 2-2,5 м). Среди вулканогенно-осадочных пород был встречен горизонт, мощностью 2 м интимбритоподобных туфов (обр. 7/4). И в других районах Горного Крыма среди юрских отложений были установлены спекшиеся туфы (Оникиенко, Пронин, 1985).

2. Выше располагаются лавы с подушечной отдельностью (обр. 104, 107, 7/1, 106). Мощность лав оценивается до 40 м. Подушки по морфологии уплощенные, отвечающие, как считают, малой крутизне склонов, по которым текла лава. Размер подушек 0,8-1 x 0,5 м. Отдельные подушки цементируются эффузивно-обломочным материалом - гиалокластитами, содержат мелкие линзы яшм.

3. Подушечные лавы сменяются покровными базальтами, мощностью до 17 м, с характерной столбчатой отдельностью.

4. Четко выраженный горизонт туфоаргиллитов, мощностью 0,3 м.

5. Завершают разрез лавы (обр.103) с отпрепарированной нижней поверхностью лавовых труб типа слоновых хоботов.

Базальты являются низкотитанистыми с преобладанием порфировых разностей (вкрапленники в лавах составляют до 30%), возможно, они характеризуют обстановку низких скоростей спрединга. Вообще, подушечные лавы типичны для хребтов с низкими, менее 3 см/год, скоростями (Зоненшайн и др., 1985). Потоки лав разделены горизонтами вулканогенно-осадочных пород. По мощности последних можно представить длительность перерывов в вулканической деятельности, которые даже при высоких скоростях осадконакопления определяются цифрой порядка нескольких тыс. лет. Обнаружение интимбритоподобных туфов позволяет думать, что рассматриваемая ассоциация пространственно была связана с островодужным комплексом, где имел место эксплозивный вулканизм в наземной обстановке.

Итак, в парагенезе с подушечными лавами и потоками базальтов, сопоставимыми с разрезом второго слоя океанической коры, присутствуют вулканогенно-обломочные породы-гялокластиты, интимбритоподобные туфы и туфоаргиллиты.

Обнажения вулканитов офиолитовой серии Петропавловского карьера заслуживают сохранения, тем более, что он является одним из объектов проводимых ежегодно в Крыму студенческих геологических практик многих вузов страны.

II. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ОФИОЛИТОГЕНЕЗА И СЕДИМЕНТАЦИИ

АБОВЯН С.Б., МАМАДЖАНЫН М.А. ИГН АН Арм.ССР, г. Ереван

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ПОРОД МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ
ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ ЗАКАВКАЗЬЯ И НЕКОТОРЫЕ
ВОПРОСЫ ИХ ТИПИЗАЦИИ

Мафит-ультрамафитовые (габбро-перидотитовые) интрузивные комплексы Закавказья, совместно с вмещающими их кремнисто-вулканогенными отложениями, слагают офиолитовую ассоциацию пород верхнемелового возраста (Севано-Акеринский и Вединский офиолитовые пояса).

Исследованиями последних лет показано, что массивы габбро-перидотитовых комплексов по своей формационной принадлежности относятся к "альпинотипным" образованиям. В сравнительно крупных массивах, в силу особых геологических условий - близости кристаллического фундамента, служащего жестким основанием и создающего субплатформенные условия, наблюдается дифференциация пород. В нижних частях интрузивов залегают ультрамафитовые породы, в средних - мафитовые и в верхних - породы среднего состава. Между указанными тремя грубыми слоями наблюдаются переходные разновидности пород, характеризующиеся промежуточным составом. Эти интрузивы обладают признаками стратиформных комплексов, характеризующихся расслоенностью.

Ультрамафиты входят в состав расслоенных комплексов, расположены в нижних частях интрузивов и характеризуются микрорасслоенностью (скрытой расслоенностью) и сложены, главным образом, перидотитами. Последние в нижней части ультрамафитового слоя представлены гарцбургитами, в средней - лерцолитами, в верхней - верлитами. С перидотитами переслаиваются линзы - и пластособразные тела дунитов. В целом, для ультрамафитового слоя характерна оливин-пироксеновая минеральная ассоциация, причем снизу вверх повышается их железистость и понижается магнезиальность.

Мафиты составляют среднюю часть расслоенных комплексов, также характеризуются скрытой расслоенностью и представлены снизу вверх оливиновыми габбро, габбро-норитами и габбро. В целом, для мафитового слоя характерна плагиоклаз-пироксеновая ассоциация минералов, причем снизу вверх понижается основность плагиоклаза и повышается железистость и кальциевость пироксенов.

Породы среднего состава составляют верхнюю часть расслоенных комплексов, характеризуются скрытой расслоенностью и представлены в нижней части диоритами, переходящими выше в кварцевые диориты и плагиограниты. Для данного слоя характерна плагиоклаз-амфиболовая минеральная ассоциация. Снизу вверх понижается основность плагиоклаза и повышается железистость амфибола.

Породы, располагающиеся между ультрамафитами и мафитами, характеризуются оливин-плагиоклазовой или оливин-плагиоклаз-пироксеновой ассоциациями; между мафитами и кварцевыми диоритами - плагиоклаз-пироксен-амфиболовой ассоциацией.

Рассмотренные минеральные ассоциации пород являются типичными для многих габбро-перидотитовых комплексов офиолитов Средиземно-

морской и Тихоокеанской геосинклинальных областей и других регионов мира (массивы Вуринос, Алтае-Саянской области, Забайкалья и Дальнего Востока, а также часть уральских массивов).

АГАМАЛЯН В.А., КУРТИНЯН Э.Н. ИГН АН Арм.ССР, г.Ереван

О СПИЛИТ-ДИАБАЗОВОМ И ГАББРО-НОРИТОВОМ КОМПЛЕКСАХ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ, ВСКРЫТЫХ СКВАЖИНОЙ I-ОКТЕМБЕРЯН (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АРАКСИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ)

Параметрической скважиной I-Октемберян, пройденной в 1984-88 г.г. в западной части Араксинской депрессии, вскрыты два комплекса: вулканогенный спилит-диабазовый мощностью 407 м (на глубинах 3225-3632 м) и залегающий ниже интрузивный, габбро-норитовый, непрерывно вскрытый на протяжении 1349 м (на глубинах 3651-5000 м). По границе раздела между ними, в интервале 3632-3635 м вскрыты катаклазиты, состоящие из обломков пород обоих комплексов, сцементированных их перетертым материалом, что может быть признаком тектонического контакта между этими комплексами. Несогласно с размывом, перекрывающие офиолитовый разрез отложения представлены плиоцен-четвертичными аллювиально-делювиальными и эффузивными образованиями мощностью 75 м, мелко- и грубообломочной субформацией миоцена общей мощностью 2857 м, карбонатно-терригенными отложениями верхнего эоцена мощностью 293 м.

Спилит-диабазовый комплекс представлен однотипными по минеральному составу вариолоидальными афировыми спилитами мелкозернистого сложения и диабазами среднезернистого сложения, имеющие интерсертальную и метадолеритовую структуры. Состоят из альбита и хлорита с примесью лейкоксена, карбоната и эпидота. Петрохимически их можно отнести к низкокалиевым ($K_2O=0,07\%$, $Na_2O/K_2O=0,02$) толеитовым базальтам ($SiO_2 = 48,79\%$), которые, согласно недавно принятой классификации (Эволюция магматизма ..., 1987), соответствует толеитам срединно-океанических хребтов (T_{Na-COX}). Это подкрепляется значениями микроэлементов ($Ba-32г/т$, $Sr-180-240$ по двум анализам).

Габбро-норитовый комплекс представлен равномерными среднезернистыми мезократовыми породами офиолитовой и габбровой структуры, состоящими из зонального основного плагиоклаза (№ 95 в ядре

и № 35 на периферии), гиперстена, который ярко плеохроирует до светло-оранжевого цвета по № ; из желтоватого клинопироксена, оба резко ксеноморфные по отношению к плагиоклазу, а также единичных крупных кристаллов оливина, сравнительно крупных ксеноморфных выделений титаномagnetита и единичных зерен апатита. На верхних горизонтах габбро-нориты интенсивно изменены с почти полным замещением пироксенов зеленым амфиболом, соскритизацией и пелитизацией плагиоклаза, серпентинизацией оливина, с развитием также скоплений и прожилков пумпеллинита и глаукофана. Вторичные изменения с глубиной значительно затухают и на нижних интервалах почти исчезают, что характерно для "океанического" метаморфизма (Колман, 1979).

Петрохимически, по I7 хим. анализам, габбро-норитовый комплекс, аналогично вышележащей вулканогенной толще, характеризуется базальтовым составом ($SiO_2 = 49,68\%$) с очень низким содержанием калия ($K_2O = 0,20\%$, $K_2O/Na_2O = 0,10$). По соотношению индикаторных петрогенных компонентов они оказываются в толито-вом поле и дают скопления в поле основных кумулятов офиолитов. Их средний состав почти аналогичен среднему составу габбро офиолитов Севанского пояса (Абовян, Костанян, 1970). Отметим, что спилиты, диабазы и габбро, обнажающиеся в центральном секторе Вединской зоны, и вскрытые в ранее пробуренных скважинах, сильно отличаются от вышеописанных повышенными содержаниями щелочей, особенно калия.

Вышеизложенное позволяет предположить, что в скважине I - - Октемберян подсечены две пластины офиолитов: спилит-диабазовая и габбро-норитовая. Судя по вещественному составу, магматическая кристаллизация эффузивных и интрузивных пород происходила, очевидно, в СХХ Мезотетиса. Тектоническое их перемещение произошло, видимо, синхронно офиолитам Севанской зоны в нижнеконьякское время. Нормальная стратиграфическая последовательность пластин, значительная мощность габбро и характер зональности метаморфизма могут свидетельствовать о крупных размерах пластин, перекрывших мезозойский осадочный прогиб, где могут быть "запечатаны" значительные скопления углеводородов.

СЕРПЕНТИНИТЫ-ИНДИКАТОРЫ СПЕЦИФИКИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН

Альпинотипные серпентиниты представляют собой коровые гидротермально-метасоматические образования и являются индикаторами мощного магниевого метасоматоза, проявляющегося вдоль глубинных разломов офиолитовых зон и связанного со спецификой состава магматической деятельности ранних этапов развития складчатых областей.

Серпентиниты гидротермально-метасоматическим путем образуются по продуктам смектитовой фации вулканогенно-осадочных толщ в морских условиях. Наиболее благоприятной матрицей для этого являются глинистые образования каолинит-монтмориллонитового состава.

Экспериментально установлено, что такой процесс оптимально протекает в интервале температур 300-450°C и давлении 500-1000 атм. в магниево-карбонатной среде. По каолинитовому субстрату при этом образуется преимущественно хризотил, по монтмориллониту - хризотил и лизардит. Преобразования идут твердофазным путем в результате трансформационных превращений слоистых силикатов.

В ходе геологического развития офиолитовых зон под воздействием регионального и контактового метаморфизма по серпентинитам образуются вторичные оливин-пироксеновые минеральные агрегаты, определяющие состав дунит-перидотитовых комплексов гипербазитовых поясов. Ведущими факторами подобных преобразований по экспериментальным данным является процесс дегидратации серпентинов и геохимические особенности среды, в которой осуществляется переход серпентин $\rightarrow$ оливин + пироксен, серпентин $\rightarrow$ оливин.

Изложенный подход к генезису альпинотипных гипербазитов требует тщательного литолого-петрографического и петро-геохимического анализа вмещающих их терригенных, вулканогенных, карбонатных и кремнистых пород с детальным исследованием в этих образованиях и гипербазитах акцессорных минералов. В этой же связи необходимы исследования по установлению палеогеографических, палеоклиматических и палеовулканологических условий формирования офиолитовых зон с целью выявления возможных связей оруденения гипербазитов с вулканическим процессом.

К КОНВЕРГЕНТНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МАЛОГО КАВКАЗА

Магматические члены офиолитовой ассоциации Малого Кавказа представлены: гарцбургитовой (мантийная), габбро-тректолитовой (расслоенная), диабаз-кератофир-кремнистой (океаническая) формациями. Они рассматриваются нами в свете эволюции петролого-геохимических процессов в условиях столкновения в мезо-кайнозойскую океанической и континентальной коры, происходящего в ходе многоступенчатого процесса развития восточного сегмента Альпийского складчатого пояса.

Петролого-геохимические признаки пород и минералов офиолитовой ассоциации позволяют считать, что они гетерогенны по исходному веществу и конвергентны.

Формации здесь имеют петролого - тектонический характер. Габброиды и толеитовые диабазы - конвергентны и рассматриваются как вневременные категории, т.е. однотипные формации могут быть встречены в структурах разного возраста (герцинских, альпийских и др.). Принцип конвергентности открывает широкие возможности для проведения сравнительного анализа разновозрастных, но аналогичных в генетическом отношении магматических серий, комплексов в пределах каждой из рассматриваемых формаций.

ЖАРКОВ М.А. ИГиГ СО АН СССР, г.Новосибирск

МЕЗОЗОЙСКИЕ ЭВАПОРИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ ТЕТИСА

Мезозойско-кайнозойский цикл эвапоритового морского соленакопления был связан с последовательным расколом Пангеи, образованием Тетиса и Атлантического океана и соединенных с ними обширных зон эвапоритового осадконакопления в аридных областях прилегающих континентов. В позднем триасе - ранней юре в центре Пангеи сформировалась уникальная область соленакопления, занимающая площадь более 10 млн. км², которая вдавалась более чем на 5000 км в глубь континента. Вдоль южной и юго-западной окраин Тетиса на территории восточной периферии Африкано-Аравийского континента в это же

время находился протяженный пояс эвапоритовой седиментации, простиравшийся более чем на 7000км, в состав которого входили такие крупные бассейны, как Месопотамско-Аравийский, Сомали-Эфиопский, Мандера-Лук, Сакамена, Мондава, Мозамбикский и др. На северо-восточной окраине Тетиса в пределах Южно-Китайского кратона на протяжении длительного времени триасового периода существовал обширный Верхне-Янцзыйский солеродный бассейн. В конце поздней юры произошли качественные изменения обстановок эвапоритового осадконакопления. В это время сформировалось два глобальных пояса эвапоритовой седиментации, приуроченных к окраинным морям Гондваны и Лавразии. Северный пояс простирался почти на 12000км, а южный — более чем на 20000км. Оба пояса охватывали прибрежные и шельфовые зоны Тетиса. В меловом периоде обширный эвапоритовый пояс находился на юге Евразии, простираясь более чем 6000км параллельно северной окраине Тетиса охватывая области прибрежного и континентального эвапоритового осадконакопления. Еще один эвапоритовый пояс располагался вдоль южной окраины Тетиса, занимая шельфовые зоны северной части Африки и Аравии.

Эвапоритовая седиментация была характерна для бассейнов, связанных с Тетисом, что было вызвано широтным простираанием океана и приуроченностью шельфовых зон Тетиса к аридным зонам.

КИРКИНСКИЙ В.А.: ИГиГ СО АН СССР, г.Новосибирск

НОВАЯ МОДЕЛЬ ОФИОЛИТОГЕНЕЗА

На основе разработанного автором глубинного механизма тектоники плит (В.А.Киркинский, Механизм и цикличность глобального тектогенеза, Новосибирск, Наука, 1987) предлагается новая модель происхождения офиолитов.

Процесс субдукции океанической плиты на границе с континентом обуславливает образование рифта и спрединг в тылу островных дуг. Выплавление легкоплавких фракций из мантийного материала и их кристаллизация в виде даек, силлов, поверхностных базальтовых лав и образование реститов в этом процессе формирует типичный офиолитовый комплекс. Спрединг приводит к углублению и расширению краевого моря, накоплению вулканогенно-осадочных пород.

Анализ сил, действующих на океаническую плиту, показывает, что скорость ее субдукции в сейсмофокальных зонах периодически изменяется. В периоды минимальных скоростей погружения литосфера крайних бассейнов испытывает горизонтальное сжатие, которое приводит к образованию надвига в области наиболее тонкой ее части в задуговом рифте. Дальнейшее развитие надвига сопровождается образованием покровов и складчатостью осадочных пород, породы офиолитового комплекса при этом выносятся в верхние горизонты осадочных пород.

Обдукция офиолитов, образовавшихся на дне краевых бассейнов является закономерным следствием механизма, приводящего в движение литосферные плиты.

КОНЮХОВ А.И. МГУ

ОЛИСТОСТРОМЫ И ТУРБИДИТЫ НА СОВРЕМЕННЫХ ОКРАИНАХ МАТЕРИКОВ

Детальные исследования, проведенные за последние годы в глубоководных районах окраин материков с различным тектоническим режимом, выявили картину широкого распространения олистостром, турбидитов и отложений потоков обломков (дэбрис флюу). Зоной их аккумуляции в большинстве случаев является нижняя половина континентального склона и прилегающие участки подножия, а на активных окраинах — также глубоководные желоба. Удельный вес различных образований гравитационного генезиса меняется от одного типа материковой окраины к другой. Даже среди зон перехода (от континента к океану) с пассивным тектоническим режимом мы сталкиваемся с тремя различными ситуациями. Так, на окраинах неактивизированных областей кратонов, примером которых может служить атлантическая окраина Северной Америки, широко развиты как олистостромы в форме оползней, обвальных масс осадков и языков дэбрис флюу, так и турбидиты. Последние встречаются в составе относительно небольших подводных конусов выноса, прислоненных к континентальному склону и выдвинутых в сторону абиссали на несколько десятков или первых сотен км. Турбидиты преобладают в средней и нижней частях этих конусов выноса, тогда как верхние их сегменты образованы, в основном, отложениями флюидизированных зерновых потоков и дэбрис флюу. Масштабы формирова-

ния олистостром на окраинах этого типа достаточно велики: до 40% площади континентального склона покрыто оползнями и грядками стекших или обвалившихся осадков. Отдельные оползни к северу от м.Хаттерас имеют протяженность до 40 и даже 100 км. Они протягиваются вдоль изобат на глубинах 1600–3000 м. Глубоководные же конусы выноса располагаются близ устьев крупных подводных каньонов на глубинах от 2500 до 5100 м.

Совершенно иная ситуация сложилась на пассивных окраинах, претерпевших неотектоническую активизацию. Одной из них является западная окраина Норвегии. С помощью сейсмоакустических методов здесь выявлены мощнейшие оползневые фронты, протягивающиеся на несколько сотен км в нижней части континентального склона. Мощность втянутых в оползание толщ осадков превышает 1 км. Крупнейший из фронтов прослеживается на расстояние до 800 км. Наряду с оползнями в нижней части этих олистостром находятся языки дэбрис флюу и небольшие аккумулятивные тела, сложенные турбидитами. Эти образования являются вторичными по отношению к оползням и порождены их движением по склону. На норвежской окраине выделяются два уровня олистостром, один с возрастом около 30 тыс лет, другие – от 5 до 8 тыс лет. Присутствия крупных конусов выноса здесь не установлено.

Уникальная обстановка сложилась на окраинах континентальных рифтов. К ним во многих случаях приурочены устья крупных и крупнейших рек. Здесь на относительно узком участке сгружается огромное количество терригенного материала, мобилизованного на континенте. Этот материал утилизируется частично в речных дельтах. Однако большая его часть по подводным каньонам перемещается на континентальный склон и подножие, где формируются конусы выноса гигантских размеров. Некоторые из них (конус р.Нигер) полностью засыпал склон и образует огромную осадочную линзу, ступенчато погружающуюся в сторону океанского дна. В большинстве своем эти аккумулятивные тела, площадь которых измеряется в млн.км², сложены турбидитами, олистостромы же играют небольшую роль.

Наконец, на активных окраинах материков зоны формирования турбидитов и олистостром зачастую пространственно разобщены. Первые заполняют глубоководные желоба, выступающие как аналоги древних флишевых трогов. Вторые приурочены непосредственно к преддуговым впадинам, находящимся между континентальным склоном и асейсмичным хребтом (аккреционной призмой), который нависает над же-

лобом со стороны окраины континента или островной дуги. Сползны известны и на склоне этого хребта, обращенном к глубоководному желобу. Здесь возможно присутствие блоков пород офиолитовой серии.

ЛЕВАШЕВ Г.Б., РЫБАЛКО В.И., КОВАЛЕНКО С.В., СОРОКА В.П.
ДГИ ДВО АН СССР, ПО "Примгеология", г. Владивосток

ОФИОЛИТЫ ГЕОСУТУРЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Габбро-гипербазитовые комплексы основания офиолитового разреза фанерозойских деструкционных систем выведены в осевой части Сихотэ-Алинского сегмента мезозойских континентальных окраин в виде гирлянды аллохтонных пластин. Они группируются в меридиональный офиолитовый пояс (Сергеевско-Аннйскую геосутуру) протяженностью более 800 км. Геосутура ограничивает с запада Центральную коллизионную зону, которая, помимо структур офиолитового шва, включает мезозойские комплексы "дикого флиша" (Мельников, Изосов, 1984), гранитоидный пояс переработанных структур альбской (а возможно и доваланжинской) активной окраины и системе надвигово-сдвиговых нарушений Центрального шва.

Вся эта сложная система коллизионных элементов была образована в процессе сближения и столкновения Восточно-Сихотэ-Алинской плиты со структурными блоками Западной плиты (Ханкайская, Арсеньевская, Южно-Приморская и Алчано-Бикинская зоны). В дофанерозойский период эти плиты составляли единую континентальную глыбу (Амурский геоблок), начавшую дробиться в раннем палеозое. На месте ее формировались рифтовые (Рз), а затем (Т-Ј) и спрединговые зоны. Активный магматизм окраин проявился на континентальном склоне Западной плиты в пермское время.

В раннем-среднем мезозое морские бассейны красноморского типа были преобразованы в зрелые океанические бассейны атлантического типа (без активных окраин). Вполне вероятно, что офиолитовые пластины, обдуцированные (K_1) на структуры континентального склона Западной плиты (Арсеньевская зона), являются рубцом океанического бассейна, существовавшего в домеловом времени на месте Сихотэ-Алиня.

Габброиды офиолитовых пластин геосутуры представлены поли-

хронными и геохимически неоднородными образованиями. На юге Приморья (в пределах сложно эшелонированных аккреционных систем) совмещены древние (дораннепермские) и позднепермские офиолиты (Шека и др., 1973). Первые объединяют комплекс "сергеевских габброидов" метабазитового основания архейских блоков. Роговообманковые габбро-анортозиты (Al_2O_3 до 24% массы) протокрыны отличаются высоким уровнем накопления Sr (1050-1560 г/т), В (120-300), Се (54-38), Nd (47-35) и низким - Ba (140-196), Rb (0-18), Zr (19-32 г/т). В ряде случаев с ними ассоциированы древние мигматит-плагиогранитовые образования.

Офиолиты пермских зон растяжения, формировавшиеся на жестком основании "сергеевского" типа, характеризуются парагенезисом высокотитанистых (TiO_2 2-2,4% массы) габбро-норитов и субщелочных (калиевых) базитов. В них установлено низкое содержание (280 г/т), отсутствие Nd и повышение концентрации Ba (500-723 г/т), Rb (до 50), La (134-238). По данным бурения аллохтонные пластины офиолитов этих двух типов перекрывают трахибазальты и риолиты, имеющие доваланжинский возраст. Это доказывает существование восточнее центрального шва раннемеловой активной окраины, разрушенной при столкновении с Восточной плитой.

В центральной части геосутуры обдуцированы крупные пластины расслоенных офиолитов (Бреевской, Чугуевской) ложа Мз океана. Толеитовый парагенезис этих пород (K_2O 0,15% массы) включает высокоглиноземистый троктолит (Al_2O_3 21,3% массы) высокомагнезиальный (MgO 16,4% массы) габбро-норит. Для них характерен низкий фон Rb (2-5 г/т), Ba (45-87), Nb (13), Zr (до 2), Се (9-13), La (14-18 г/т) и пониженная титонистость (TiO_2 1% массы).

ПАЛАНДЖЯН С.А., ДМИТРИЕНКО Г.Г. СВКНИИ ДВО АН СССР, г.Магадан

ПЕРИДОТИТОВЫЙ ФУНДАМЕНТ ОФИОЛИТОВ: ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ГЕОТЕКТЕНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Г.Дик и Т.Буллен (1984) показали возможность разделения шпинелевых перидотитов на абиссальные (океанические) и островодужные по величинам хромистости $Cr/Cr+Al$ акцессорных хромшпинелидов (АХ). Нами разработана более детальная типизация магматических перидотитов, основанная на статистической обработке 360 анализов АХ гарцбургитов.

тов и лерцолитов дна современных океанов, островных дуг западного обрамления Тихого океана, а также разновозрастных складчатых областей. По составу АХ мантийные перидотиты подразделены на четыре главные группы, соответствующие различным геотектоническим обстановкам их формирования.

1. Субконтинентальный тип, представленный лерцолитами (реже и диоксидовыми гарцбургитами) с величинами $Cr/Cr + Al$ ниже 0.25: глубинные включения в щелочных базальтах, массивы "корневой зоны", лерцолиты Красного моря, зон разломов в краевых бассейнах - Карибском, Филиппинском. К этому типу относятся также некоторые лерцолитовые массивы офиолитовых серий, такие, как Кривая-Коних в Центральном поясе Динарид, Эльденыр и Тамватней в Корякском нагорье, представляющие собой, очевидно, фрагменты перидотитового фундамента коры малых океанических бассейнов.

2. Субокеанический тип - гарцбургиты и лерцолиты с преобладанием умеренно - хромистых АХ (величины $Cr/Cr + Al$ в пределах 0.25-0.5). К этому типу относится большая часть перидотитов дна современных океанов, а также многие альпинотипные массивы: гарцбургитовые (Войкаро-Сыньинский, Кемпирсайский на Урале, Дюзефин, Бурро Маунтин в Калифорнии); лерцолит-гарцбургитовые (Усть-Бельский, Корякское нагорье); гарцбургит-лерцолитовые (Нурали, Крака на Урале); лерцолитовые (Ланцо, Зап. Альпы). Массивы с умеренно-хромистыми АХ можно рассматривать как фрагменты перидотитового фундамента древних океанов, включенные в складчатые сооружения аккреционного типа.

3. Островодужный тип перидотитов ($Cr/Cr + Al = 0.6-0.9$), представленный гарцбургитами и обогащенными оливином гарцбургитами современных и древних примитивных островных дуг с проявлениями бонинитового вулканизма: Идзу-Бонинской, Марианской, Тонга; мезозойской Майницкой в Корякском нагорье (массивы Красногорский и Чирнайский). К этому типу относятся также гарцбургиты отдельных массивов Новой Каледонии, Внутреннего пояса Динарид, Саян, Северного Тибета. Крайне истощенные гарцбургиты с высокохромистыми АХ, судя по минералогическим особенностям, формировались путем переработки субокеанических перидотитов флюидными и флюидно-магматическими потоками на ранних стадиях развития энсиматических островных дуг.

4. Переходный тип, с преобладанием промежуточных (между субокеаническими и островодужными) значений хромистости АХ (0.5-0.6).

Гарцбургиты этого типа распространены в складчатом обрамлении Тихого океана (Корякское нагорье, Восточная Камчатка, Западная Япония, Новая Каледония, Калифорния); к этому же типу относятся и гарцбургиты Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов в Армении, Хабаровинского на Урале. Почти все массивы содержат также гарцбургиты с субокеаническими или островодужными АХ. Предполагается формирование гарцбургитов переходного типа при частичном истощении океанических перидотитов под воздействием наложенного на них магматизма (внутриплитного — типа "горячих точек" или островодужного).

Таким образом, состав АХ служит независимым критерием для оценки возможных геодинамических обстановок формирования перидотитов основания офиолитовых серий, не всегда адекватных обстановкам формирования габброидных и вулканических комплексов.

СОЛОВЬЕВА Н.А., ПАРДАНОВА Т.А. МГУ

ХАРАКТЕР СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ, КАК ОТРАЖЕНИЕ СПОСОБОВ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ САХАЛИНА, КАВКАЗА, КАЗАХСТАНА)

Рассматриваются осадочные комплексы пород в различных бассейнах обрамления Тетиса и Тихого океана. В основу работы положены исследования авторов по литологии мезозойских образований Восточного и Западного Сахалина и Южного склона Большого Кавказа. Для сравнения приведены материалы по литологии палеозойских отложений Центрального Казахстана. Используются литературные данные по геологическому строению различных районов обрамления Тетиса и Тихого океана.

На основании изучения ритмичности строения осадочных толщ, строения элементарных циклов, анализа текстур, включений, характера контактов и других литологических признаков в изучаемых разрезах выделялись парагенетические ассоциации пород, образованные под действием различных факторов осадконакопления: терригенного привноса, вулканической деятельности, биохемотренной седиментации. Особое внимание уделяется терригенному привносу, как преобладающему и наиболее постоянно действующему фактору. Вулканическая деятельность, как правило, имеет спорадический характер, а биохемотренная седиментация подавляется терригенным привносом. Парагенетические ассоциации пород, образованных различными способами

переноса обломочного материала представлен: обвальными-оползневыми брекчиями, отложениями каньонно-веерных систем и отдельных автокинетических потоков, донно-флювиальными образованиями и собственно бассейновыми (фоновыми) илами. Наиболее широко представлена группа пород, образованных в каньонно-веерных системах - брекчии подножия склонов, грубозернистые галечниковые породы русел, песчаники каналов, проксимальные турбидиты верхних и средних фонов и дистальные турбидиты конусов выноса.

Строение осадочных толщ палеобассейнов обрамления Тетиса и Тихого океана зависит от морфологии бассейнов, степени развития шельфовых зон, сейсмической и вулканической активности региона, крутизны склонов, наличия или отсутствия кордильер. Все эти факторы в той или иной степени связаны с тектоническим режимом, с различными стадиями развития структур. Прослежена роль разных факторов терригенного привноса в строении осадочных толщ палеобассейнов обрамления на различных этапах их развития. Рассмотрены осадочные комплексы, формировавшиеся, по данным тектонических и палеогеографических реконструкций, в преддуговых и междугловых бассейнах и в древних окраинных морях.

Проведенные исследования показывают, что наряду с каньонами, деятельность которых, по мнению многих исследователей, является главным фактором терригенной седиментации, существенная роль в формировании морских осадочных толщ принадлежит донным течениям и фоновой седиментации. Широкое развитие каньонов приурочено к начальным стадиям раскрытия окраинных бассейнов спредингового типа. Для этих структур характерно линзовидное строение осадочного чехла, резкая фациальная изменчивость пород, обилие в разрезах грубообломочных разностей. По мере расширения площади бассейна на строение осадочных комплексов влияют различные факторы. При регрессии резко уменьшается ширина шельфа; каньоны переносят обильный обломочный материал с мелководной зоны, формируя крупные конуса выноса. При незначительной ширине бассейна и слабой деятельности донных течений конуса выноса далеко вдаются в центральную часть бассейна, создавая пятнистую картину распределения осадков автокинетических потоков и фоновых илов. При значительной роли донных течений и достаточной ширине бассейна, конуса выноса концентрируются вдоль основания склона, а в центральных частях бассейна накапливаются тонкослоистые тонкозернистые осадки донных течений и фоновых илов, с редкими горизонтами дистальных турбидитов.

В наиболее удаленных от побережья частях бассейна могут накапливаться биохемотенные илы. При трансгрессивном цикле развития бассейна и, соответственно, широком шельфе терригенный материал концентрируется преимущественно в шельфовой зоне. В этот период деятельность каньонов может прекратиться, развиваются отдельные потоки разжижения и зерновые потоки, образованные площадным смывом осадков со склонов и террас. На данном этапе строение осадочного чехла бассейна формируется преимущественно донными течениями, фоновой садкой илов и спорадическими автокинетическими потоками. Если континентальная окраина осложнена преддуговыми желобами, последние являются ловушками обломочного материала, поступающего по каньонам. В бассейнах с превалирующей ролью донных течений формируются хорошо стратифицированные ритмически построенные толщи, а широкое развитие каньонных фаций формирует фациально изменчивый профиль осадочного чехла. Миграция русел каньонов обуславливает линзовидное залегание песчаных тел, чередующихся с грубыми русловыми фациями, тонкими осадками дистальных турбидитов и фоновых илов. Роль донных течений усиливается в бассейнах типа проливов, что, видимо, характерно для поздних стадий развития окраинных палеоморей Тетиса.

III. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ НАДОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА И ЗОН ОБРАМЛЕНИЯ

АБАКЯН Т.А. ИГН АН Арм.ССР, г.Ереван

ВУЛКАНОГЕННО-ДИАТОМОВАЯ ФОРМАЦИЯ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА МАЛОГО КAVKAZa

Породы диатомовой формации, парагенетически связанные с породами субаэральной вулканической толщи верхнеплиоцен-четвертичного возраста, относящиеся к зонам транскавказской и северной дуг (Карапетян, 1969), имеют, в основном, базальтовый (превалируют долериты), липаритовый, андезит-дацитовый, андезит-базальтовый составы.

Область развития вулканической т.н. северной дуги ограничивается регионально выдержанными офиолитовыми швами: Зангезурским

на севере и Вединским на юге, причем в пределах офиолитовых швов не выявлены крупные вулканические центры верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма. Таким образом, вулканическая дуга приурочена к промежуточной между офиолитовыми швами тектонической зоне, глубинное строение которой характеризуется наличием "базальтового" и "гранитного" геофизических слоев, типичных для континентальной коры.

По этапности развития диатомообразование приурочено к интервалам между тремя циклами извержения (Ширинян, 1962) от верхнего плиоцена до четвертичного периода.

По генетическому признаку в диатомовой формации выделяются вулканогенно-осадочная и осадочная субформации. Латеральные изменения, как и смена главных компонентов по разрезу формации, выражены в соотношениях диатомового материала с лавами, пирокластами, вулканогенно-терригенными, а также собственно терригенными образованиями. Эти вариации обнаруживают также корреляцию с составом продуктов вулканизма. Так, в западной и северо-западной частях региона диатомиты ассоциируют с полями вулканитов андезито-базальтового, андезито-дацитового состава, в центральной части региона с вулканитами андезито-базальтового, а также липаритового, а в южной части - трахибазальтового, трахиандезитового, дацитового и липаритового состава.

Усредненное соотношение пород диатомовой формации: диатомиты (30-50%), глинистый диатомит и диатомовая глина (40-65%), смешанные туфо-диатомовые породы (20-30%), пирокласты (15-35%), лавы (10-30%), вулканогенно-терригенные (25-35%), терригенные (20-35%).

АГАРКОВ Ю.В. РГУ, г.Ростов-Дон

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫЕ И КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Изучение разрезов мезозойских и кайнозойских отложений Северного Кавказа показало, что на протяжении всей истории альпийского этапа развития существовали относительно короткие временные интервалы, в период которых происходило накопление кремнистых комплексов. Кремнистые породы приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам, часто прослеживающимися во всех структурно-фациальных

зонах. Верхнеюрские и нижнемеловые силициты представлены конкреционными образованиями в отложениях карбонатных комплексов фронтальной зоны барьерных рифов. Они встречаются среди пород практически всех ярусов, но наибольшего насыщения и площадного распространения достигают в кимериджском и титонском. Для верхнего отдела меловой системы характерно два основных уровня проявления силицитов. Первый охватывает карбонатные флишевые и субфлишевые образования с линзовидными прослоями кремней верхнесеноманского и нижнетуронского подъярусов. Второй соответствует комплексу плитняковых известняков сантонского яруса. Палеогеновое кремненакопление связано с датским, инкерманским, качинским, симферопольским и хаттским веками. В первые три века формировались толщи флишевого переслаивания опок и терригенных пород, а в следующих двух терригенные комплексы с прослоями и линзами диатомитов, диатомитовых глин, трепелов, спонголитов и кремнистых хлидолитов. Последний интервал кремненакопления приурочен к сарматскому и маотическому векам. Диатомиты этого времени имеют локальное распространение в зоне краевого прогиба на Западном Кавказе.

Анализ периодичности кремненакопления и эпох вулканической активизации на изученной территории и в сопредельных областях выявил асинхронность этих процессов, что позволяет отрицать вулканогенный источник кремнезема при формировании силицитов мезозойско-кайнозойских комплексов складчатого обрамления Б.Кавказа.

АСРАТЯН В.П., МОВСЕСЯН М.А. ЕГУ, г.Ереван

О КОРРЕЛЯЦИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ЗОЦЕНА СЕВАНО-ШИРАКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ ПО ДАННЫМ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ

Вулканогенно-осадочные образования среднего зоцена испытали существенное преобразование на уровне глубинного эпигенеза, воздействия конседиментационных сильно агрессивных гидротерм.

По данным спектрального анализа анализируется распределение микроэлементов-индикаторов, как Ti , Zr , La , Ba , Sr , учитываются микроэлементы, входящие в состав породообразующих минералов, микроэлементы, связанные с акцессорными минералами (Ni , Ti , V , Cr , Mo , Zr , Cu , Zn , Ga , Yt , La , Li , Be , Rb),

которые являются немаловажными индикаторами палеогеографической обстановки формирования вулканогенно-осадочных пород.

Рассмотрены корреляция микрокомпонентного состава с аутигенными минералами: баритом, целестином, стронцианитом. Вариации микроэлементов обнаруживают совпадение с ритмичкой появления синхронного вулканизма. Например, La , Sr , Ba варьируют синхронно и генетически связываются с наличием в отложениях барита, целестина, стронцианита, которые образуются в промежутках вулканической активности, когда происходило накопление вулканогенно-осадочных пород за счет осаждения переотложенной вулканогенной тефры и отложение хемогенных продуктов, в том числе входящих в состав туффитов.

Вариации Ti и Zr , по своей ритмике асинхронны ритмам La , Ba , Sr . Генетически они связываются с вовлечением в разрыв выходов изверженных пород с обогащением осадков рутилом и цирконом.

Значительное содержание Cr , Ni , Co , V в зонах распространения протрузии серпентинитов (Шоржа и др.) связано с размывом пород офиолитовой ассоциации и, прежде всего, ультрабазитов.

БЕРИДЗЕ М.А. Геологический институт АН ГССР, г.Тбилиси

О РОЛИ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКОЙ ТУРБИДНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ОСТРОВОДУЖНЫХ ПАЛЕОБАССЕЙНАХ

В настоящее время можно с достаточной уверенностью констатировать, что турбидный механизм седиментации успешно используется большинством исследователей при анализе флишевых бассейнов геологического прошлого. Доказательством реальности такого механизма могут служить непосредственные наблюдения процессов турбидной седиментации во многих современных окраинных морях, а также ее удачное воспроизведение в многочисленных экспериментах. Относительно менее изучены те модификации турбидной седиментации, в которых ведущая роль отводится не терригенной кластике, привносимой с шельфа, а вулканогенно-обломочному материалу, генерируемому из высокоэксплозивных островодужных вулканов. В этом отношении наибольший интерес вызывают вулканогенные т.н. "порфиритовые" формации, в составе которых, как выясняется в результате их де-

тального палеофациального анализа, превалирующую роль играет вулканокластический материал. В качестве одного из первых, наиболее древних по возрасту и детально изученных объектов можно назвать ирендыкскую вулканогенную свиту девона на Южном Урале. Другими, не менее яркими примерами могут служить среднеируская вулканогенная "порфиритовая" серия Закавказья и эоценовые вулканогенные образования Малого Кавказа.

Анализ этих и других островодужных бассейнов показывает, что турбидный вулканокластический седиментогенез как латерально, так и по восходящему разрезу, тесно сочленяется с терригенными и терригенно-карбонатными толщами флишевых трогов.

Латеральное распределение типов ритмов и их мощностей находилось в зависимости от деятельности расположенных в пределах бассейнов высокоэксплозивных вулканов. С ослаблением эксплозивной их активности уменьшается роль тефрогенной и увеличивается количество вулканотерригенного, местами терригенного материала.

Вследствие пятнистого характера наложения продуктов собственно эффузивной фации, крупные вытянутые флишевые трогги могут быть перегорожены и трансформированы в малые по протяженности морские седиментационные депрессии котловинного типа. В условиях сложнодифференцированного подводного вулканического рельефа при реседиментации тефры, роль продольных придонных течений и, соответственно, формирование тефроконтуритов значительно снижены. С другой стороны, вблизи вулканических построек тефротурбидиты сменяются продуктами т.н. "густых пирокластических потоков"; небольшие же котловины целиком заполняются этими продуктами. Вулканокластический турбидный седиментогенез является распространенным процессом во многих палеобассейнах зон обрамления центрального сектора Тетис. В частности, аналогичный механизм седиментации тефрогенного материала наглядно иллюстрирован на примерах меловых бассейнов Среднегорской зоны Болгарии и Югославской части Карпато-Балканид. Последующие детальные исследования в этом направлении, несомненно, умножат перечень подобных примеров.

БОЙКО Н.И., СЕДИЦКИЙ В.И., РТУ, г.Ростов-Дон

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОЗДНЕЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ Б. КАВКАЗА

На Северном Кавказе в зоне сочленения Русской (Восточно-

-Европейской) докембрийской платформы и геосинклинали Большого Кавказа широкое распространение получили отложения верхнеюрской карбонатной формации. Они выполняют депрессии южного края эпипалеозойской (Скифской) платформы. На большей части территории распространения формация датируется поздним келловеем - ранним кимериджем, а на отдельных локальных участках - поздним келловеем - титоном.

Характерной особенностью строения позднеюрской карбонатной формации является наличие мощных (до 1500 м) барьерных рифогенных комплексов. Их формирование происходило непосредственно на внешнем крае шельфа, вдоль глубинных разломов, отделявших глубоководный геосинклинальный бассейн от мелководного эпиконтинентального суббассейна. Образование барьерных построек началось в позднем келловее - раннем кимеридже и продолжалось в течение позднего кимериджа-титона, когда процессы карбонатного седиментогенеза, осуществлявшиеся на шельфе, были замещены интенсивным накоплением эвапоритов (до 1500 м). Их росту в это время способствовало на - правленное морское течение, обусловленное падением уровня воды на шельфе за счет её интенсивного испарения в аридном климате. Оно приносило в зону биогермообразования необходимое количество питательных веществ в виде фитопланктогенного органического вещества. Значительные его массы в результате резкого изменения гидрохимической обстановки отмирали и захоронялись в тыловых частях, при определенных благоприятных условиях формировались горючие сланцы.

Сочленение платформы и геосинклинали посредством мощных барьерных рифов, сопровождавшееся накоплением органического вещества, не исчерпывается примером Северного Кавказа. Аналогичное соотношение платформы и геосинклинали известно также для Восточной Сибири в раннем кембрии, востока Русской платформы в позднефранское время, огромной территории Мидконтинента США в пермском периоде и других регионов.

БУНИН Г.Г., ЖЕНТИ Т.Г., КАСПАРОВ С.А., МАГОМЕДОВ А.М.

Ин-т геологии Дагфиллала АН СССР, г.Махачкала

К ВОПРОСУ О СПИЛИТ-КЕРАТОФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ ТРИАСА-НИЖНЕГО ЛЕЙАСА В ДАГЕСТАНСКОМ СЕКТОРЕ Б. КАВКАЗА

В Дагестанском секторе Б.Кавказа базальные горизонты нижней

кры не обнажаются, видимый разрез начинается с аспидных сланцев плинния (средний лейас).

Проведенное исследование пересечения Б.Кавказа на траверсе Бежта-Лагодехи, во время которого специально обращалось внимание на признаки термо- и динамометаморфизма геосинклинальных формаций, а также специальные петрологические изучения, приводят к предположению о наличии в регионе спилит - кератофировой формации триаса - нижнего лейаса.

Согласно работам дагестанских петрологов, спилиты обнаружены в верхнем течении р.Динди-чай, в разрезе нижней кры в виде подводных лавовых излияний диабазовой магмы, имеющей признаки палеотипности основной массы. Исследователями Кавказа обращено внимание на два дайковых пояса - Казбековский и Кахетинский. Дайки представлены, в основном, диабазовыми порфиритами. Последние являются обычно дериватами ультраосновных пород и, в данном случае, насыщены лабрадором. Элементы простирания и падения этих даек маркируют два пояса ультраосновных пород на уровне подошвы аспидной формации среднего лейаса.

Таким образом, высокопроницаемые деривиты ультраосновной магмы (офиолитов), проникшие на уровень аспидной формации, позволяют прогнозировать под ней спилит-кератофировую формацию, характеризующую однозначно эвгеосинклинальный режим указанного сектора Б. Кавказа на границе триас- нижняя кры.

ВОЛОХИН Ю.Г., БУРИЙ Г.И., МИХАЙЛИК Е.В., РУДЕНКО В.С.
ДВГИ ДВО АН СССР, г. Владивосток

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И СКОРОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ ТРИАСОВОЙ КРЕМНЕВОЙ ФОРМАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В раннегеосинклинальном комплексе Сихотэ-Алинской складчатой области кремневые толщи известны на каменноугольно-пермском, триасовом и средне-верхнеюрском уровнях, однако возрастные границы, их истинные мощности и строение разреза недостаточно ясны. Литологические, структурные и биостратиграфические исследования в различных структурно-фациальных зонах позволили установить в триасе только одну непрерывно формировавшуюся кремневую формацию.

В ней выделены известняковая рифовая, кремневая (терригенно-кремневая), карбонатно-кремневая, терригенно-вулканогенно-кремневая (?) и вулканогенно-яшмовая фации. Реконструированы первичные разрезy терригенно-кремневой и карбонатно-кремневой, наиболее широко распространенных фаций. Разрез терригенно-кремневой фации Сихотэ-Алиня включает фаунистически охарактеризованные конодонтами и радиоляриями силициты всех ярусов (и подъярусов) триаса от анизия до верхнего нория в бас.р.Уссури (мощность 66 - 72 м) и от оленёка до верхнего нория включительно в Дальнегорском районе (37-46 м.) Низы формации сложены пачками: 1) глинистых кремней и 2) глинистых кремней, фтанитов и глинистых фтанитов, имеющих оленёкский возраст в Дальнегорском районе и анизийский - в бас.р.Уссури, расположенном в 110 км западнее и ближе к Ханкайскому микроконтиненту. В бас.р.Уссури верхи формации (раннеюрские слои ?) размывы и на верхненорийских кремнях залегают несогласно граувакковые турбидиты и глинистые кремни байоссо-оксфордского возраста. В Дальнегорском районе на верхненорийских кремнях залегают средние (?) - верхнеюрские глинистые, согласно перекрытые верхнеюрско-берриасовой толщей черных алевролитов и аркозовых песчаников.

Разрезы триасово-юрской геосинклинальной серии Южного Сихотэ - Алиня отвечают отложениям, формировавшимся на бровке в верхней части склона Ханкайского микроконтинента и Прибрежной геосинклинальной гряды, что обусловило их незначительную (сокращенную) мощность при относительно высоких скоростях кремневой седиментации (стратиграфические скорости в 3-7 раз ниже истинных скоростей кремненакопления), вследствие синседиментационной микроэрозии и смыва значительной части радиоляриевого ила в понижения дна. В средней (?) - поздней юре - начале берриаса тектоническая активизация привела к образованию подводно-оползневых пластин триасово-юрских кремнево-терригенных серий и олистостромовых мощных горизонтов. В северной части области ладинско-верхненорийский карбонатно-кремневый разрез р.Гур представлен 4-мя толщами плитчатых кремней и 3-мя толщами (8, 75 и 113 м) известняков и доломитовых известняков с желваками, линзами кремней и пачками ритмичного переслаивания известняков и кремней, связанных постепенным литологическим переходом в единый макроциклит, мощностью 385-425 м. В сходно построенном разрезе р.Хор низы формации представлены полнее и наблюдается переход от нижней.

толщи плитчатых кремней к терригенным глинистым (кремнево-глинистым) породам через пачку глинистых кремней (25 м). Наиболее мощные верхние известняковые толщи в формации установлены на верхнекарнийско-средненорийском уровне. Стратиграфические скорости седиментации (мм/1000 л.) и абсолютные массы накопления свободного кремнезема терригенно-кремневой фации в Дальнегорском районе - 1,12-1,39 и 0,25-0,26; в бас.р.Уссури - 2,2-2,4 и 0,49-0,54 соответственно. Скорости накопления карбонатно - кремневой фации (р.Гур) были на порядок выше - 17-20 мм/1000л. Абсолютные массы свободного кремнезема - 1,8-2,0 г/см² за 1000л. Карбонатно-кремневая фация триасовой кремневой формации отлагалась на небольшом удалении от сиалической суши, в центральной части трогов Сихотэ-Алинского геосинклинального моря.

ГЕЛЕЦЯН Г.Г., ХОНДКАРИН Д.Г., ЕГУ, ПО "Армгеология", г.Ереван

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕЮРСКОЙ АСПИДНОЙ ФОРМАЦИИ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И СОПРЕДЕЛЕННЫХ ПЛОЩАДЕЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Наиболее мощные и фаунистически датированные отложения лейаса и нижнего аалена, слагающие единую толщу, обнажаются в северо-восточной части М.Кавказа - в Шамшадинском и Локском антиклинориях Сомхето-Карабахской зоны. Небольшие изолированные, фаунистически неохарактеризованные выходы указанных образований известны на Мургузском хребте (Шамшадинский антиклинорий). Толща, общей мощностью более 500 м., сложена кварцевыми, слюдисто-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами, рассланцованными аргиллитами и глинистыми сланцами, в меньшей мере туффоидами, конгломератами, реже - известняками и мергелями, в которые местами внедрены до 30-50 м субинтрузивные тела порфиров. Песчано-глинистые отложения в ряде случаев отличаются повышенной битуминозностью. Рассматриваемые отложения слагают аспидную (нижнюю терригенную) формацию и в раннеальпийских геосинклинальных прогибах выделяются в качестве самостоятельного структурного яруса. Толща имеет ритмичное строение и в ее восходящем разрезе происходит последовательное уменьшение размера частиц терригенного материала. Она венчается горизонтом аргиллитов и глинистых сланцев. Характерно, что в Альпийско-Гималайской области и, в частности, на

М. Кавказе широкое развитие глинистых отложений в нижней юре начинается с конца плинсоаха (доммера) и достигает своего максимума в тоаре. Это обстоятельство, а также идентичность строения и соизмеримость мощностей разрезов нижней юры с таковыми сопредельных территорий Азербайджана и Грузии, дает основание верхнюю, глинистую часть толщи отнести к тоар-нижнему аалену, а подстилающую её основную (песчаную) часть разреза — к нижнему и среднему лейасу. Структурно-текстурный анализ рассматриваемых отложений позволяет восстановить палеобатиметрию и палеообстановку их накопления. Литогенетические особенности указывают, что песчаники штормогенные образования (темпеститы), отлагались в глубинах между нормальным и штормовым базисами волн (или близких штормогенному базису) под воздействием отливных донных потоков, возникших при штормах, а глинистые породы толщи (или по крайней мере верхней её части) принадлежат фациям застойных водоемов или приливо-отливных отмелей, отлагавшихся выше базиса нормальных волн в анаэробных условиях. Алевролиты характеризуются прерывистой и растрепанной слоистостью со следами взмучивания и растрескивания, что наиболее характерно субаэральным приливо-отливным отмелям и лагунам. Отсутствие или слабое проявление микроразрывов кровли глинистых прослоев средней и, частично нижней части толщи, где они ассоциируются со штормогенными песчаниками, по — видимому, указывают, что они, как и часть алевролитов, переслаивающихся с песчаниками, отлагались ниже приливной зоны, на глубинах между базисами нормальных и штормовых волн в промежутках между крупными штормами.

Нижняя и средняя части формации, сложенные преимущественно песчаниками, отлагались в прибрежно-мелководной шельфовой зоне открытоморского бассейна, отличающегося нормальной соленостью, (на что указывает наличие в них стеногалинных форм фауны) и принадлежат к трансгрессивной серии. Формирование верхней, глинистой части формации (тоар) происходило при регрессии морского бассейна, в результате которой на значительной части Сомхето-Карабахской зоны открытоморские условия седиментации сменились полузамкнуто — и замкнуто-водоемными, где установились анаэробные условия (лагун, приливо-отливные отмели или застойные водоемы). Эта часть формации представлена регрессивной серией, на что указывает также наличие в тоарских отложениях пластов углей, выявленных в разных частях Ирано-Кавказского сегмента. Регрессия

носила кратковременный характер и в раннем аалене сменилась новой морской трансгрессией. Приведенный палеогеографический анализ, по нашему мнению, подтверждается характером распределения органического мира во времени лейас-раннего аалена. В частности, в междуречье Асрикчай - Ахынджачай и в Локском массиве, где нижнеюрские отложения фаунистически охарактеризованы практически погоризонтно, нижнеаарская фауна не обнаружена, несмотря на отсутствие каких-либо следов перерыва в осадконакоплении между плинсбахом и верхним тоаром, что следует объяснить вышестоящей регрессией, приведшей к смене открытоморских условий седиментации полузамкнуто - и замкнуто-водоемными. Вследствие раннеааленской трансгрессии вновь устанавливается прочная связь с Мезотетисом, восстанавливаются открытоморские условия, что ознаменовалось пышным развитием морской фауны и появлением новых родов фораминифер и аммонитов.

ИСМАИЛ-ЗАДЕ А.Д. ИГ АН Азерб.ССР, г.Баку

СООТНОШЕНИЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ПРОГИБОВ С МЕЗОЗОЙСКИМИ ОФИОЛИТОВЫМИ ЗОНАМИ МАЛОГО КAVKAZa

Кайнозойский этап характеризуется возобновлением процессов сжатия после позднесенонской надрегиональной трансгрессии и прогибания. В палеоцен-эоценовую стадию произошла локализация прогиба между двумя офиолитовыми зонами (Севано-Акеринской и Веди-Нахичеванской). За пределами последних эоценовые образования представлены в первом случае в туфогенно-осадочной фации и лишь на СЗ и ЮВ флангах в вулканогенной фации (Аджаро-Триалетская и Талышская зоны), а во-втором - на значительном удалении в Центральном Иране - в вулканогенной фации. В палеоцене в пределах Араксинской части прогиба терригенные, а в Севано-Акеринской - карбонатные осадки сменяются в эоцене в пределах обеих зон туфогенным и пирокластическим флишем, а в олигоцене - мелководный морской режим сменяется континентальным и морское осадконакопление перемещается в Куринский прогиб. Вулканические породы, образующие палеоценовый "андезитовый пояс" Малого Кавказа, рядом исследователей (Книшпер, 1975; Соколов, 1977; Лордкипанидзе, 1980; Рустамов, 1985) подразделяются на пояса: северный (центральный)

и южный. Образование их увязывается с активностью малокавказской офиолитовой шовной зоны или же с двумя офиолитовыми шовными зонами. Вулканизм в них, согласно существующим данным, представлен сериями нормальной щелочности, а также известково-щелочной и субщелочной разностями. В северном же прогибе — преимущественно субщелочными — типа щелочно-базальтовых комплексов.

Нашими исследованиями этих двух сопряженных вулканических поясов установлена петрохимическая и геохимическая полярность по мере удаления от центральной шовной офиолитовой — Зангезурской, наблюдаемой фрагментарно в пределах Анкаван-Зангезурской зоны (Асланян, Сатян, 1977). Вулканические формации по составу соответствуют породам островных дуг, а по характеру проявления в вулкано-плутонических ассоциациях и закономерностям проявления относительно главной шовной зоны Малого Кавказа отражают вулканизм типа активных континентальных окраин. Известково-щелочной характер вулканизма последних отражает их субдукционную природу в процессе поглощения океанической коры, а щелочно-базальтоидный — внутридугового растяжения (Лордкипанидзе, 1980).

Из вышеизложенного следует, что за позднеэоценовой фазой складчатости, очевидно, не последовало окончательного замыкания океана Мезотетиса и замыкание относится лишь к концу эоцена — началу олигоцена. Палеогеновый вулканизм был обусловлен продолжавшейся субдукцией, а неогеновый — был более редуцирован и представлен укороченными сериями кислого состава и в целом являлся сопряженным с эоценовым. Продукция четвертичного вулканизма, обособляющаяся по петро-геохимическим признакам от таковых эоцена и олигоцена, указывает на особые геодинамические условия его возникновения.

Таким образом, на кайнозойском этапе формирования Малого Кавказа, главной магмоконтролирующей структурой является Анкаван-Зангезурская офиолитовая зона, в современном геотектоническом плане представляющая главную зону.

КАГРАМАНОВ Ю.Р., ВОДНЕВ Е.В., АГАМАЛЯН К.А. ИГН АН АрмССР, г.Ереван
К ВОПРОСУ О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОФИОЛИТОВОГО
КОМПЛЕКСА И НАДОФИОЛИТОВОГО ЧЕХЛА ПРИАРАКСИНСКОЙ ЗОНЫ

В западной части Приараксинской зоны кровля офиолитовой серии погружена под неоген — четвертичные молассы и лавовые покровы

вы, и восточнее в виде небольших выходов выступает в Арарат - ском районе Армянской ССР. В пределах Приараксинской зоны офиолиты вскрыты скважинами № I-Чатма, I-Арарат, I2-Неджерлу, № 5-Маркара, I-Октемберян на глубинах 1500-2600 м. Кровля офиолитового комплекса пород имеет вид относительно приподнятых и опущенных блоков - возможно, пластин, надвинутых на прогнутый южный борт Приараксинской зоны, включающий палеозойский - триасовый субплатформенный комплекс. По данным скважины № I-Октемберян в разрезе офиолитов отмечаются интервалы интенсивно раздробленных пород, выступающие в роли трещинных коллекторов. Они насыщены флюидами с аномально высокими пластовыми давлениями. Градиент давления составляет 1,4-1,5. При опробовании офиолитового разреза в интервалах 4327-4333 м и 4347-4388 м были получены соответственно притоки пластовой воды с дебитом 56,7 м³/сут и газа с дебитом около 30 тыс.м³/сут. Геохимические исследования шлама и кернa скважины установили довольно высокую концентрацию хлороформенного битумоида в разрезе офиолитовой серии.

Так же как офиолиты, вышележащие осадочные отложения над-офиолитового чехла, имеют определенные перспективы в отношении нефтегазоносности.

КЕТЕЖИНСКАС П.К. Ин-т литосферы АН СССР, Москва

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ СУБЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНОГЕННО - ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС ЮЖНОЙ КОРЯКИИ И ПРОБЛЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ОСТРОВОДУЖНЫХ ПОШОНИ- ТОВЫХ СЕРИЙ

Палеогеновый субщелочной магматизм Олюторской зоны Корякского нагорья представлен силлами и лавовыми покровами пород пошонитовой серии, насыщающими предположительно эоценовый терригенный разрез вочвинской свиты.

Пошониты лавовой фации образуют глыбовые потоки, характеризующиеся $Amf-Gsp-Cpx-P1-T1-Mt$ парагенезисами вкрапленников. Такие же минеральные ассоциации отмечены в силлах. Амфиболы образуют ряд от магнезиальных эденитов до ферроактинолитовых ро-

говых обманок, клинопироксены представлены суб-Са авгитами, плагиоклазы — альбит-олигоклазами.

Петрохимические данные позволяют отнести изученные эффузивы к дифференцированной шшонитовой серии, включающей ряд пород от абсарокитов до банакитов с преобладанием шшонитов. Для них характерны низкие отношения $(La/Sm)_N = 0,90-2,42$, свойственные дериватам внутриплитного источника гавайского типа. Ближайшими геохимическими аналогами южнокорякских шшонитов являются шшониты Фиджи, Центрального нагорья Папуа Новая Гвинея (ПНГ), миоценовые калиевые интрузивы юго-восточного ПНГ, шшониты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и некоторые другие субщелочные лавы переходных зон. Эти эффузивы характеризуются относительно повышенными концентрациями титана (в пределах островодужных содержаний этого элемента), низкими отношениями LIL/HFS и в целом невысокими концентрациями крупноионных литофилов. Им свойственно постоянное присутствие амфиболов ряда гастингсит-эденит-магнезиальная роговая обманка — актинолитовая роговая обманка и редкость-ортопироксен в фенокристовых парагенезисах. Эти шшониты выделяются в качестве "высокотитанистого" типа, связанного с деятельностью теплового диапира неистощенного мантийного вещества (внутриплитный гавайский источник). Они маркируют интрадуговый (окраинноконтинентальный) рифтогенез, могут быть проявлены в любой части островодужной системы, на любой стадии ее развития, и не являются показателями зрелости островной дуги и наличия в ее пределах энсиалического фундамента.

Шшониты второго типа (Кирганинский комплекс Камчатки; верхнемеловые лавы Восточного Среднегорья, Болгария; шшониты Лесбоса; лавы вулкана Тамбора, Индонезия и др.) характеризуются пониженными концентрациями титана, резко обогащенными цериевыми землями, спектрами РЗЭ ($La_N/Sm_N > 3$, $La_N/Yb_N > 8$), резко повышенными содержаниями крупноионных литофилов (прежде всего, Ba), отсутствием амфибола и присутствием ортопироксена во вкрапленниках. Образование шшонитов "низкотитанистого" типа связывается с плавлением метасоматически обогащенной мантии (источник центрально-итальянского типа) в мантийном клине над зоной субдукции. Они маркируют нормальный островодужный режим, приурочены к тыловой зоне островной дуги и являются индикаторами ее эволюционной зрелости.

О РИТМИЧНОМ СТРОЕНИИ ЮРСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ
СЕВЕРНОЙ ОСЕТИИ

Юрская вулканогенная формация выходит на дневную поверхность в Северной Осетии в виде двух полос, приуроченных к северным крыльям Садоно-Унальского поднятия и Центрального антиклинария Северного Кавказа. Мощность формации достигает 1000 м. Её слагают альбитофиры, порфиристы, туфы, англомераты, туфопесчаники и др.

Во внутреннем строении вулканогенной формации выделены типоморфные разности пород, закономерные, неоднократно повторяющиеся парагенетические ассоциации пород, выделены горизонты, толщи и проведена их корреляция. Установлено ритмичное строение толщ вулканогенной формации. Изучение характера парагенетических соотношений пород и слоев, выявление маркирующих горизонтов конгломератов позволили расчленить формацию на три толщи: эффузивную, эксплозивную и осадочно-вулканогенную. Каждая толща имеет в основании горизонт конгломератов с галькой из подстилающих пород, характеризуется вполне определенным петрографическим и химическим составом, обладает рядом присущих только ей особенностей. Многократное повторение в толщах парагенетических ассоциаций пород (ритмов), связанное с многократным возобновлением вспышек вулканической деятельности, обусловило ритмическое строение формации. Изучение ритмов вулканических образований оказывает помощь при расчленении вулканогенных формаций.

ЛЕЩУХ Р.И., ПАВЛУК М.И. ИГТИ АН УССР, г. Львов
МЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ
ЮГО-ЗАПАДА УКРАИНЫ

В платформенном чехле южной окраины Восточно-Европейского кратона нами установлена вулканогенно-осадочная субформация, которая играет существенную роль в структуре альпийского осадочного комплекса. Субформация представлена мощной (до 2000 м) толщей переслаивающихся терригенных и вулканогенных пород альбского воз-

раста. Первые сложены, главным образом, аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников; вторые — грубообломочными и псаммитовыми андезитовыми туфами, туфитами, лавами и туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами.

Вулканические тела образуют мощные линзообразные толщи среди обычных осадочных пород и характеризуются постоянным андезитовым, реже — дацит-андезитовым составом. По литолого-фашиальным построениям в комплексе с анализом карт магнитного поля выявлена линейно-вытянутая цепочка палеовулканов. Образую узкую полосу, прослеживающуюся в широтном направлении вдоль северной части Равнинного Крыма, они поставляли материал для формирования вулканогенно-осадочных толщ. К югу и к северу от этой полосы количество вулканокластических пород резко уменьшается и одновременно сужается вертикальный диапазон их развития.

Структурное положение субформации свидетельствует о ее приуроченности к субширотной триас-юрской рифтовой зоне. Накопление осадков происходило здесь в условиях преобладающих нисходящих движений и многофазных вулканических проявлений, связанных с разломной тектоникой.

Процессы вулканизма и усиление дифференциации тектонических движений обусловили перераспределение мощностей меловых пород, своеобразие формирования локальных поднятий и, как следствие, смешение структурных планов ниже- и верхнемеловых отложений.

В Украинских Карпатах из мезозойских вулканогенных образований наиболее древние — ранне-среднетриасовые туфы и туфобрекции андезитового состава, а также диабазы и диабазовые туфы Мармарошской зоны.

Из-за скудости фактического материала, вызванной сложным покровным строением и слабой обнаженностью Карпат, очень трудно судить о значимости вулканогенных процессов, имевших здесь место в триасовое время, т.е. в самую начальную стадию зарождения геосинклинали.

О развитии вулканизма в ранне-среднеюрское время в Карпатах можно судить только по субщелочным образованиям в окрестностях города Брашова (Румыния). На нашей территории к кимерид — оксфордским относится кремнисто-вулканогенная толща (г. Рудария), яшмовидные породы Чивчинских гор и вулканогенная толща в истоках р. Черный Черемон. Инъекции базальтовой магмы в светло-серых известняках Чивчинских гор и по руч. Каменный следует уже отнести

к позднеюрским-ранненеокомским.

В пределах Украинских Карпат наиболее развиты меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения. Они известны в ряде свит: каменнопотокской (титон-неоком), раховской (неоком-баррем), шипотской (баррем-альб), белотисенской (апт-альб), головнинской (сеноман-коньяк) и т.д., а также на сопредельных территориях Польши, Чехословакии, Венгрии и Румынии: в слоях Синайя (берриас-готерив), вежовских и тешинских слоях (готерив-апт), 1000-метровый офиолитовый комплекс гор Мечек (верхняя юра-нижний мел), слои Аудия (баррем-альб), гезовые слои (верхний альб). Кроме этого, протокластический материал также широко известен в отложениях мела сопредельных районов Предкарпатского прогиба, Волыно-Подольской плиты, Польской низменности. Судя по широкому распространению вулканогенного материала в разрезах мела всех структурно-фациальных единиц Украинских Карпат и сопредельных районов, можно заключить, что во флишевой геосинклинали на протяжении всего мелового периода извержения происходили многократно, но наиболее существенным был вулканизм в начале ранней, в конце ранней - начале поздней и в конце поздней меловой эпохи, что хорошо увязывается с австрийской и раннеларамийской фазами тектогенеза.

Исходя из анализа пространственно-временного распределения вулканических образований среди мезозойских отложений юго-запада Украины, можно говорить о том, что мезозойский вулканизм, как и вся история геологического развития этого региона, тесно связаны с тектоническими перестройками, происходившими здесь на протяжении триасового, юрского и мелового периодов.

МАКАРОВ Ю.В. ГИН АН СССР, Москва

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕ-СРЕДНЕ-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ВЕРХНЕЙ РАЧИ (ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА).

Нижне-среднеюрские отложения в рассматриваемом районе выходят на поверхность между Мамисонским и Вапцисверским перевалами, формируя (Казбекско-Лагодехскую) зону складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Они представлены снизу-вверх конгломератами, песчаниками (J_1), алевролитами и глинистыми сланцами (J_1^t - J_2^b) общей мощностью около 2500 м. Между ущельями рек Риони и Лухуни-

цкали охарактеризованы фауной только верхнелейасовые и среднеюрские отложения, которые формируют южную (Гатрско-Джавскую) зону складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Они составляют сложно построенную толщу чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 600 м., которая согласно перекрывается отложениями базальтоидной порфиритовой серии байосского возраста.

Начало формирования рассматриваемых отложений ознаменовало завершение герцинского цикла тектогенеза. Раннеальпийский этап развития характеризуется интенсивным прогибанием Кавказской окраины Евразийского континента, широкой трансгрессией Тетиса и небольшим проявлением риолит-дацитового вулканизма. Изученный район являлся частью окраинного моря, отделенного от океана Тетис. Ось этого моря трассируется южнее Закавказского срединного массива, где в байосское время мощно проявился толлит - базальтовый вулканизм, сопоставимый с островодужным.

В литолого-фашиальном анализе большое внимание уделено первичным текстурным особенностям осадочных образований, вещественному составу отложений, вопросам потенциальных источников сноса обломочного материала и путях его транспортировки, восстановлению условий среды осадконакопления. Проведенный анализ позволяет утверждать, что в раннеюрское время в районе северной зоны накопления терригенного материала происходило за счет размыва Северокавказской суши и недолго существовавших локальных наземных поднятий, располагавшихся на месте Главного хребта. Формирование несортированных гравийно-песчаных отложений, залегающих в основании разреза верховья реки Дамбарула, осуществлялось в прибрежной зоне при незначительных путях транспортировки материала. Начавшаяся в позднелейасовое время регрессия моря способствовала интенсивной денудации Закавказской срединной суши, выносу в большом количестве реками песчано-алевритового материала, который первоначально осаждался в подводно-дельтовых и прибрежно-морских ландшафтных зонах. Обилие обломочного материала и активная тектоническая позиция региона обусловили проявление во фронтальных частях дельт процессов гравитационного оползания с образованием ламинарных зерновых потоков. Северная зона в течение большей части раннеюрского и среднеюрского времени являлась наиболее удаленной от источников сноса областью седиментации, в которой осаждался преимущественно тонкий глинистый материал и в меньшем количестве - песчано-алевритовые

осадки, поступающие со стороны Дзирульского массива и разносимые субширотными подводными течениями.

МАНДАЛЯН Р.А. ИГН АН Арм.ССР, г.Ереван

К ВОПРОСУ О ГРАНИЦАХ И ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ ФОРМАЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ-НЕОКОМА МАЛОГО КАВКАЗА)

Установление границ и особенностей внутреннего строения формаций относится к числу наиболее сложных задач литолого-формационного анализа. В вулканогенно-осадочных формациях эта сложность усугубляется самой природой вулканического процесса и его соотношением с факторами седименто- и литогенеза. Отметим главные из них.

- Неодинаковые масштабы проявления подводной вулканической деятельности в бассейне седиментации.

- Несоизмеримость в скоростях накопления вулканического и осадочного органогенно-хемогенного материала, а также качественно разный механизм наращивания мощности.

- Подавление терригенного сноса, связанного с размывом древних пород, интенсивным поступлением вулканокластического и вулканогидного обломочного компонента.

Поясним изложенное на примере мелководных вулканогенно - осадочных формаций верхней юры-неокома Малого Кавказа.

В составе терригенной формации келловей, развитой в Алавердском и Шамшадинском антиклинориях Сомхето-Карабахской (Сомхето-Агдамской) зоны преобладают обломочные накопления, связанные с размывом плагиолипаритовой формации байоса. К востоку и юго-востоку в составе образований келловей резко возрастают объемы туфов и туффицитов с редкими потоками андезитов (Абдуллаев, 1963), а кислые граувакки и гравелиты доминируют лишь на нескольких участках. Налицо быстрое замещение терригенной формации келловей формацией смешанного типа, в которой развито несколько типов породных ассоциаций: вулканический, вулканогенно-осадочный и собственно терригенный.

Исключительно сложными пространственными взаимоотношениями карбонатного и вулканического компонента характеризуются формации верхней юры-неокома: вулканогенно-карбонатная (Иджеванский синкли-

норий, Шамтадинский антиклинорий) и карбонатно-вулканогенно-обломочная (Кафанский антиклинорий). Это обусловлено сочетанием следующих процессов.

- Временном сокращении площади морской карбонатной седиментации в связи с ростом вулканических островов, с чем связаны первичные выклинивания карбонатных накоплений и переходы от вулканогенно-карбонатного парагенеза к чисто вулканическому.

- Разубоживании карбонатных накоплений вулканокластическим материалом и формировании смешанных пород - туфоизвестняков и карбонатно-лавокластических образований, что отчетливо контролируется характером вулканических проявлений и приводит к формированию следующих типов породных ассоциаций: известковый туф-туфоизвестняк-известняк, известковый гиалокластит - смешанная карбонатно-лавокластическая порода - известняк.

- Механическом и термально-гидрохимическом воздействии вулканического расплава на донные карбонатные осадки, что приводит к разубоживанию осадков и нарушению их линейности на значительном протяжении. Характерный парагенез: подушечная лава с многочисленными реликтами донных карбонатных осадков - подушечная брекчия с включениями преобразованных карбонатных накоплений - известняк.

МИХАЙЛОВ В.А., ВОЛОХИН Ю.Г. ДВГИ ДВО АН СССР, г.Владивосток

ОСОБЕННОСТИ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В раннемезозойский (триас-начало берриаса) этап развития Прибрежной зоны Сихотэ-Алиня осадконакопление происходило в условиях геосинклинального бассейна, расчлененного на ряд вытянутых в северо-восточном направлении прогибов и поднятий.

На поднятиях формировались биогермные известняки среднего - позднего триаса (730 м) и поздне триасовые-раннемеловые известняковые брекчии с прослоями и линзами песчаников, алевролитов, реже глинистых кремней, спилитов, пелитоморфных известняков (260 м) тетюхинской серии. Количество прослоев терригенных пород вверх по разрезу серии возрастает. Это типичные рифогенно-аккумулятивные образования, фациальный облик которых определялся сложным сочетанием органогенных построек (известняки), продуктов их последующего

разрушения (склоновые известняковые брекчии) и аккумулятивных накоплений (известняковые песчаники, аргиллиты, гравелито-брекчии удаленных фаций). Эти фации характеризуются пластообразной формой с асинхронными литологическими границами, пластообразно сменяющимися и скользящими по разрезу. В современной структуре района серия присутствует как в автохтонном (фрагменты рифовых массивов, окруженные продуктами их разрушения), так и в аллохтонном (глибы и оползневые пластины в раннемеловой олистостроме) залегании. В случае автохтонного залегания (Мономаховский блок, г. Карьерная), она согласно перекрывается берриас-валанжинской мономаховской свитой. Толща известняков охарактеризована ладинскими, карнийскими и норийскими двустворками, кораллами, гастроподами, конодонтами, фораминиферами, а толща известняковых брекчий содержит позднетриасовые двустворки и радиолярии (в нижней части), прские (в средней) и раннемеловые (в верхней) радиолярии.

Параллельно в прогибах и местами на склонах поднятий формировались триас-юрская кремневая (50–150 м) и позднерская раннемеловая терригенная (280–360 м) толщи горбушинской серии. Толща кремней в стратотипическом разрезе по р. Рудная сложена внизу глинистыми кремнями с маломощными прослоями кремней, фтанитов и глинистых фтанитов оленековского и низов анизийского ярусов (25 м). Средняя ее часть сложена толстоплитчатыми кремнями верхов анизийского и ладинского ярусов (9 м) и тонкоплитчатыми кремнями верхнего триаса (8 м), верхняя – прскими глинистыми кремнями и кремнистыми аргиллитами (8 м). В двух разрезах она имеет сходное строение, мощность горизонтов иногда возрастает. Толща охарактеризована комплексами ранне-, средне- и позднетриасовых конодонтов, средне-, позднетриасовых, ранне-, средне- и позднерских радиолярий. Терригенная толща согласно, с постепенным переходом перекрывает толщу кремней. В ее основании залегают кремнистые аргиллиты (3–5 м), сменяющиеся алевролитами с подчиненными прослоями песчаников (30 м), пачкой их флишеидного переслаивания (20 м). Верхняя часть сложена аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов. Толща охарактеризована позднерскими и берриас-валанжинскими радиоляриями и папоротниками. Она трансгрессивно перекрывается флишевой толщей мономаховской свиты. Кремневая толща накапливалась со скоростями, на порядок меньшими, чем терригенная. Ее формирование обусловлено низкоскоростным отложением опала радиолярий в период

максимального снижения привноса терригенного материала в бассейн.

При сравнении разрезов горбушинской и тетухинской серий отмечается в целом синхронный трансгрессивно-регрессивный характер их строения. Трансгрессивная часть седиментационного цикла обусловлена прогрессирующим уменьшением поступления в бассейн терригенного алевроито-глинистого материала в раннем и среднем триасе (наличие мергелей в анизии и ладине рифовых фаций и глинистых кремневой толщи), происходившем на фоне бассейновой биогенной седиментации — накопления радиоляриевого кремнезема во впадинах и на склонах поднятий и роста известковых биогермов на их вершинах. Регрессивная часть обусловлена прогрессирующим увеличением поступления терригенного материала в юре и начале раннего мела (толщи известняковых брекчий и терригенная). Причиной могли быть колебания уровня моря, приводившие к изменению базиса эрозии и регуляции поступления в бассейн терригенного материала, связанные с тектоническим циклом развития региона.

К берриас-валанжинскому этапу приурочены крупномасштабные оползневые явления, скольжение чешуй и их нагромождение в основании склонов в виде хаотичных олистостромовых толщ и многократно повторяющихся тектонических конседиментационных пакетов.

САДОЯН А.А. ИГН АН Арм.ССР, г.Ереван

ОФИОЛИТОКЛАСТЫ В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МАЛОГО КAVKAZA И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Офиолитокласты (обломки пород офиолитовой серии) имеют неравномерное распространение в разрезах палеогена Малого Кавказа и северной части Армянского нагорья. В указанном регионе они, в основном, установлены в терригенно-карбонатных породах палеоцена — нижнего эоцена. Относительно участия офиолитокластов (в заметных содержаниях) в составе обломочных пород среднего, верхнего эоцена (вулканогенно-осадочная флишеидная, карбонатно-терригенная флишевая и шельфовая карбонатно-терригенная ассоциации) и олигоцена (нижнемолассовая формация) Армянской ССР нет убедительных доказательств. Они отмечены в среднеэоценовых отложениях Центральной Анатолии (Cestini 1977).

В палеоцен-раннеэоценовом морском бассейне существовали локальные ареалы развития офиолитокластов: Амасийский, Севанский, Вединский и Зангезурский. Офиолитокласты представлены обломками спилитов, вариолитов, диабазов, яшм (радиоляритов), габброидов. Отмечаются также серпентиниты, мелкие частицы которых входят в состав цементирующего материала. Присутствие материалов размыта офиолитовой серии указанных ареалов подтверждается также минеральным и химическим составом (повышением содержания MgO). Среднее содержание офиокластов в них меньше, чем суммарное содержание терригенных (кварц, кварциты) и карбонатных (палеозойские известняки, палеоцен-нижеэоценовые интеркласты) обломочных компонентов.

Показательно отсутствие офиолитокластов в средне-верхнеэоценовых отложениях. Видимо, во второй половине палеогена на Малом Кавказе офиолиты не были вовлечены в область сноса. И напротив, наличие офиолитокластов в эоценовых отложениях центральной части Анатолии было обусловлено существованием досреднеэоценовых офиолитовых областей сноса, либо появлением новых, средне-верхнеэоценовых обдуцированных офиолитовых пластин.

САРКИСЯН О.А., САДОЯН А.А. ЕРГУ, ИГН АН Арм.ССР, г.Ереван

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ФОРМАЦИИ МАЛОКАВКАЗСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА

Исследованная территория охватывает Вединскую, Амасия-Севанскую и промежуточную - Зангезурскую зоны Малокавказского офиолитового пояса. Заложение офиолитовых трогов имело место в позднеюрско-меловое время на границе Перигондванской эписайкальской платформы (пассивная окраина Африкано-Аравийской плиты) и Евразийской активной окраины Тетиса. Вдоль последней в мезокайнозое существовала Понтийско-Закавказская-Северноиранская островная дуга. Возникновение офиолитовых трогов свидетельствует о кратковременном раздвижении или смещении плит на фоне их общего сближения. На границе мела и палеогена имело место регионально выраженное поднятие, в палеогене - тектонические контрастные подвиги (преимущественно нисходящие), которые сопровождались мощным известково-щелочным вулканизмом.

Восстановление условий возникновения формаций - формационный

анализ базируется на литофациальный, палеогеографический анализ определенных комплексов осадков, накопившихся на определенных ландшафтах палеоструктур со свойственным им климатом и сформировавшихся на определенных этапах геотектонического развития.

Формации палеогена Малого Кавказа и сопредельных областей формировались в геодинамической обстановке активной континентальной окраины, на определенных этапах её развития.

Формации палеогена возникли и формировались в орогенно-коллизийной (молаассовая, нижнемолассовая) и доорогенной (флишевая) стадиях развития Малого Кавказа и северной части Армянского нагорья. В исследованном регионе не выделяются Араксинская и Базум-Зангезурская структурно-формационные зоны с соответствующими подзонами, характеризующимися определенными наборами формаций. Доорогенные формации Ури-Южновайоцзорской и Предсомхето-Карабахской подзон формировались в более жестких участках палеоструктур - в узких шелохах островных (континентальных) блоков.

Базальт-андезитовая, липаритовая, базальт-трахиандезитовая и флишевая формации Араксинской и Базум-Зангезурской зон формировались в окраинном и переходном, более мобильном участке палеоструктур - на подножии континентального (островного) склона. В работе приводится характеристика флишевой, шельфовой нижнемолассовой и молассовой, а также вулканогенных формаций (с соответствующими ассоциациями пород) палеогена исследованного региона.

САФРОНОВ И.Л., ИШКОВ В.В. Днепропетровский горный институт

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И ФАЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КРСКИХ ПОРОД ТКИБУЛИ-ШАОРСКОГО УТОЛННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В основу литолого-фациального анализа угленосных пород Ткибули-Шаорского месторождения положены следующие основные признаки: гранулометрический состав, характер сортировки и окатанности зерен, минеральный состав, окраска, тип слоистости, размер серий и слойков, углы наклона слойков и серий, органические остатки, их родовая принадлежность, степень сохранности и характер распределения в породе, включение обломков пород, состав минеральных новообразований, степень карбонатности пород, форма и мощность слоев, характер контактов. Детальное литологическое изучение пород

позволяет выделить аллювиальные, озерные, болотные, лагунные и дельтовые фациальные комплексы.

Аллювиальный комплекс включает: а) фации песчаных осадков относительно крупных русел приустьевых частей рек; б) фации песчаных осадков русел малых рек и притоков относительно крупных рек; в) фации песчано-алевритовых осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод.

Озерные комплексы: а) фации глинисто-алевритовых осадков застойных озер, речных долин и аллювиально-дельтовых равнин; б) фации глинисто-алевритовых осадков заболачивающихся озер речных долин и аллювиально-дельтовых равнин.

Болотные комплексы: а) осадков подвижного сильно обводненного застойного торфяного болота; б) осадков устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота; в) осадков весьма устойчивого сильно обводненного застойного, местами слабопроточного торфяного болота.

Лагунные комплексы включают: а) фации песчано-алеврито-глинистых осадков заливов и лагун эпиконтинентального морского бассейна; б) фации переслаивания глинисто-алевритовых и песчано-глинистых осадков мелководья заливов и лагун эпиконтинентального морского бассейна.

Дельтовые комплексы: а) фации алеврито-песчано-гравийных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья подводной дельты; б) фации алеврито-песчаных осадков подводной части дельтовых островов сильно подвижного приустьевого мелководья.

Фациальный состав угленосных отложений позволил выделить на Ткибули-Шаорском месторождении следующие типы ландшафтов: а) относительно глубоководной части эпиконтинентального морского бассейна; б) заливно-лагунных водоемов мелководья эпиконтинентального морского бассейна; в) открытого мелководья эпиконтинентального морского бассейна; г) речной долины относительно крупных рек; д) приустьевой заболоченной аллювиально-дельтовой равнины; е) торфяных болот; ж) относительно приподнятых холмистых равнин.

Разнообразие фаций и фациальных комплексов, которые охватывают определенные участки древней суши, послужили основанием для выделения зон ландшафтов вдоль северной периферии Грузинской глыбы. Здесь выделены следующие зоны ландшафтов: а) эпиконтинентального морского бассейна; б) заливов и лагун; в) аллювиальных и аллювиально-дельтовых равнин относительно крупных рек; г) холми-

стых равнин.

Сочетание и взаимопереход типов ландшафтов на площади месторождения и прилегающей к ней территории позволили выделить зоны ландшафтов и воссоздать общую картину палеогеографии образования среднеюрских угленосных отложений района.

РЕЗНИКОВ А.Н., СИАНИСЯН Э.С., ВОЛКОВ В.Н., СЛАВЯНОВ К.В.
РГУ, г.Ростов-Дон

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И ПРОГНОЗОВ РЕСУРСОВ УГЛЕВОДО- РОДОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО АРМЯНСКОГО ПРОГИБА (ЦАП)

В вопросе перспектив нефтегазоносности недр региона мы исходим из анализа имеющихся геологических материалов ЦАП, который позволяет считать углеводородопроизводящими отложения девона и перми, а также палеогеновые осадочные образования. На основании изучения современной гидрогеологической и геотермической обстановки, результатов определения максимальных палеотемператур по включениям в минералах, сделано предположение о перспективности отдельных частей ЦАП.

Изучаемая территория относится к Эрзинджан - Севанской и Вединской офиолитовым зонам, которые испытали растяжение и деструкцию континентальной коры в начале киммерийско-альпийского времени и сжатие на байкальском и современном этапах. Активное погружение в палеоцен-эоцен способствовало накоплению осадочных образований с относительно высоким содержанием некарбонатного углеводорода, что в целом способствовало активизации образования углеводородов.

С использованием хронобарометрического метода, дается прогноз вероятных фазово-генетических типов углеводородных скоплений и ресурсов нефти и газа. Особое внимание уделено влиянию фактора динамокатагенеза, количественная характеристика которого позволяла отнести данный регион к сильно сжатым осадочнопородным бассейнам, характеризующимся смещением главной зоны нефтеобразования вверх по разрезу по сравнению с платформенными областями.

СОЛЕРОДНЫЕ ПРОГИБЫ МИОЦЕНА МАЛОГО КАВКАЗА И ИХ СООТНОШЕНИЯ
С ОФИОЛИТОВЫМИ ЗОНАМИ

Гипсоносно-соленосная формация по своему строению и условиям формирования относится к полициклическому, мелководному типу и имеет четкое ритмичное строение. Выделяется два крупных бассейна - Приараксинский (Октемберянский) и Приереванский, разделенный Паракар-Енгиджинским горстовым поднятием. Максимальная мощность гипсоносно-соленосной формации фиксируется у восточной границы Приараксинского бассейна скв. I2-Наджерлу (I360 м.), а минимальная - I00-I50 м. в районе Паракар-Енгиджинского выступа (скв. II4, II5). Соленосная формация согласно залегает на пестроцветной толще верхнего олигоцена - нижнего миоцена и перекрывается глинистыми отложениями верхнего миоцена (конк-сармат). Непосредственного налегания на офиолиты соленосных отложений нигде не зафиксировано. Возраст соленосной формации среднемиоценовый. Сложена она галитами, глинами, сульфатами кальция-гипс и ангидрит, в меньшей степени сульфато-терригенными образованиями. Закономерная смена пород в разрезе отражает ритмичный характер седиментации. Область развития соленосной формации осложнена многочисленными разрывами. Установлено наличие внедрившихся миоплиоценовых межпластовых интрузий. Строение солеродных бассейнов осложнено солянокупольной тектоникой (купола-Аванский, Разданский, Арамусский, Мутнинский и др.). Морфология и строение куполов вызваны неоднородностью соляных залежей. Для залежей характерно чередование пластов каменной соли и глин с различными пластическими свойствами.

Приараксинский солеродный бассейн при общем СЗ простирании наложен на западную часть Бединского офиолитового шва и отчасти его пересекает. В пределах октемберянского молассового прогиба, в основании которого вскрыты мощные офиолиты, соленосные отложения имеют минимальную мощность. Другой солеродный бассейн - Приереванский приурочен к Анкаван-Мегринской (Зангезурской) структурно-формационной зоне, вероятно, пересекает ее в СВ направлении и выклинивается в пределах СВ края этой зоны на стыке с Зангезур-

ской офиолитовой зоной (в акватории оз.Севан).

ТАЯН Р.Н., САТИАН М.А., СТЕПАНЯН Ж.О., ПАПОЯН А.С.
ИГН АН Арм.ССР, г.Ереван

О ДОПАЛЕОГЕНОВОМ ГРАНИТОИДНОМ МАГМАТИЗМЕ МЕГРИНСКОГО БЛОКА ОБРАМЛЕНИЯ ЗАНГЕЗУРСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ

Полимиктовые конгломераты в составе граувакковой формации раннего сенона, в виде прерывистой полосы выступающие вдоль восточного крыла Мегринского антиклинория, помимо обломков пород офиолитовой ассоциации (Асланян, Сатян, 1977; Сатян, 1979) включают гальки и валуны гранитоидов, известняков и кварцитов. Для палеогеологических реконструкций источники сноса гранитоидов особенно проблематичны.

Обломки гранитоидов розовато-серые, крупнозернистые, размер их колеблется от 1-3 до 15-20 см, окатанность средняя и высокая. По значениям главных петрохимических классификационных параметров (SiO_2 , сумма щелочей), а также данных минерального состава, рассматриваемые гранитоиды соответствуют группе средних плутонических пород (кварцевым диоритам) нормального ряда. Содержание кварца в них до 15-20%. Плагноклаз (до 70% объема породы) по составу соответствует андезину (Al_{35-45}) и по разнице $\Delta 2Q$ пиков $I3I-I3I$ - полностью упорядоченной разности. Характерный темно-цветный минерал - обыкновенная роговая обманка - до 10%. Изредка отмечаются единичные выделения К-полевого шпата, ксеноморфного по отношению к плагноклазу и кварцу. Гранитоиды относятся к известково-щелочному петрохимическому ряду с областью распределения SiO_2 от 60 до 64% и суммы щелочей от 6,5 до 7%. Петрохимическая серия - калиево-натровая: отношение Na_2O/K_2O равно примерно - 2 и согласно диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2$. Коэффициент глиноземистости ($al' = 1,8-2,3$) соответствует высокоглиноземистым разностям. По содержаниям микроэлементов (Rb, Sr, Cr, Ni) гранитоиды коррелируются со средними группами пород известково-щелочной серии деструктивных геодинамических обстановок (Магматические породы ..., 1987). Этим же геотектоническим условиям отвечают и другие петрохимические параметры ($TiO_2, K_2O/Na_2O, FeO/MgO$) изучен-

ных галек гранитоидов. Выяснено различие изученных гранитоидов сравнительно с гранитоидами Кафанского блока (Цавский массив). Обломки гранитоидов сонаходятся с обломками кварцитов и кристаллических известняков палеозойского облика, а также органогенно-детритовых известняков, включающих кораллы валанжин-готеривского возраста (*Microsolena crassisepta* Sikh., *Pygma interupta* From., *Microphyllia undans* /Koby/, *Polyphylloseris convexa* /Orb./). Такая ассоциация обломков и ареал распространения валунов и крупных галек приводит к следующим реконструкциям.

Д о о ф и о л и т о в ы й этап — поздняя юра — неоком — возникновение, а также замыкание в Зангезурской шовной зоне сравнительно глубоководного пришовного карбонатного прогиба. Внедрение и вывод на эрозионную поверхность гранитоидов в Мегринском и Кафанском блоках.

О ф и о л и т о в ы й этап — апт-раннеконьякское время — растяжение и разрыв континентальной коры, возникновение и компрессия офиолитового трога, в целом наследовавшего шовную зону; формирование краевых мелководных прогибов и внутренних поднятий.

П о с т о ф и о л и т о в ы й этап (позднеконьякское время) — формирование офиолитовых поднятий и преимущественно западно направленный снос продуктов их размыва, в Мегринском блоке обрамления — восточно направленный снос продуктов размыва палеозойского комплекса, а также мелководных известняков позднеюрско-неокомского возраста, слагавших краевую часть Мегринского блока; встречное надвигание Кафанского блока (на запад) и Мегринского блока (на восток) и тектоническое перекрытие офиолитовой сутуры.

Наличие прямых признаков допалеогенового магматизма в пределах Мегринского блока выдвигает задачу поисков его реликтов в пределах Мегринского плутона и погребенных под палеогеновым вулканогенным комплексом, а также изучение вопросов связанного с ним оруденения, выяснение значения Зангезурской офиолитовой сутуры, как литосферного раздела между Кафанским и Мегринским блоками континентальной коры, разработки методических вопросов поисков "слепых" офиолитовых сутур.

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ПЕРМО-ТРИАСА ЗАКАВКАЗЬЯ

В Приараксинской зоне раннепермский-раннетриасовый мелководный седиментационный бассейн характеризуется накоплением различных типов органогенных известняков и других карбонатных отложений, объединяющихся в карбонатную формацию, суммарной мощностью 1300 м.

Породообразующими биогенными компонентами являлись фораминиферы, кораллы, водоросли, конодонты, брахиоподы, аммоноидеи реже отмечаются мшанки. Осадконакопление протекало преимущественно в гумидных условиях, с некоторой тенденцией аридизации в конце нижнего триаса (наличие доломитов). Геодинамическая обстановка ее накопления наиболее приближается к понятию пассивной континентальной окраины.

Угленосно-территенная формация (T_3) мощностью 500-700 м. имеет видимо ограниченное развитие. Слагающие породы обнажаются в районе с.Джерманисс. Литологически представлены территенными образованиями заключающими прослой каменного угля (группы длиннопламенных и бурых разностей). Климатическая обстановка была гумидной (углеобразование и остатки тропической флоры).

Вединская позднемезозойская офиолитовая зона пересекает поле развития карбонатной формации, в известной мере приспособившись к фациальной зональности палеозойского, триасового бассейна, но в целом имеет наложенный характер.

В Севанской офиолитовой зоне блоки позднепермских органогенных известняков (ракушечников), включенных в офиолитовый разрез, позволяют предположить существование более глубоководного рифтогенного бассейна, наследовавшего более древнюю (ранне-среднепалеозойскую) зону глубинного разлома. Типизация этого бассейна представляет задачу дальнейших исследований.

Осадочные формации пермо-триаса Закавказья по литологическому и фаунистическому составу сходны с формациями сопредельных областей Ирана и Турции. Вулканические образования (базальты, андезиты и их туфы), известные в Иране, отсутствуют в формациях изученного региона.

Методом математической статистики выделены ассоциации химических микроэлементов, проведена корреляция между разрезами формации и их изменениями во времени.

ХОРЕНЯН Р.А. ИГН АН Арм.ССР, г.Ереван

ТИПИЗАЦИЯ ПОЗДНЕЮРСКО-МЕЛОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНОГО ФРАГМЕНТА ЗАНГЕЗУРСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (МАЛЫЙ КAVKAZ).

Позднеюрско-меловой магматизм островодужного типа проявлен в западной части Цахкуняцкого горст-антиклинорного поднятия и на западных отрогах Памбаковского хребта (северо-западная оконечность Цахкунь-Зангезурской структурно-формационной зоны), расположенных юго-западнее Зангезурского офиолитового шва. Комплексные геолого-петрографические, минералого-геохимические исследования мезозойских магматитов позволили выделить верхнеюрско-меловой временной эволюционный ряд магматических формаций, формирующихся из магм мантийно-корового генезиса. Выделены позднеюрская базальт-андезитовая толеитовая полисерийная формация (менсарская толща), раннемеловая тоналитовая (Цахкуняцкий гранитоидный комплекс - Такарлу-Анкаванский, Агверанский, Гехаротский, Миракский массивы) и позднемеловая жильно-магматическая (дайки, штокообразные тела габбро-диорит-гранодиоритового состава) известково-щелочные формации. Формирование петрогенетических серий выделенных формаций протекало в условиях нарастания водонасыщенности расплава и повышения щелочности: пониженной, натриевой для базальт-андезитовой формации; нормальной калий-натриевой для пород тоналитовой формации; повышенной, калиевой для гранит-порфиров и повышенной, натриевой для жильно-магматической формации габбро-диорит-грано-диоритового состава.

Проявления мезозойского магматизма являлось характерным для областей киммерийской (раннеальпийской) складчатости - Сомхето-Карабахская структурно-формационная зона и Кафанский сегмент. Развитие мезозойского магматизма в пределах областей среднеальпийской складчатости - Цахкунь - Зангезурская структурно-формационная зона (Цахкуняцкий блок) установлено сравнительно недавно. Формационный анализ мезозойских магматитов Сомхето-Карабах-

ской структурно-формационной зоны (Малконян, 1976) позволил провести корреляцию выделенных формаций Цахкунк-Зангезурской структурно-формационной зоны, выявить синхронное проявление магматизма в сосуществующих разнотипных структурах с разной предисторией развития и установить проявление латерального формационного ряда (Масайтис, Москалёва, 1980). Данные петрологических исследований хорошо согласуются с геофизическими исследованиями, основанными на гравиметрических измерениях (Отанесян, 1972). Формирование временного эволюционного ряда магматических формаций северо-западной оконечности Цахкунк-Зангезурской структурно-формационной зоны протекало в условиях замыкания краевых морских прогибов (Богатиков и др., 1980), в результате чего оказываются рядом останцы океанической коры, толеитовые вулканиты базальт-андезитовой формации, известково-щелочные породы тоналитовой формации (Цахкуняцкий мезозойский гранитоидный комплекс), граниты из выплавленного корового материала и известково-щелочные жильно-магматические образования габбро-диорит-гранодиоритового состава. Примерно с верхнеюрского времени Сомхето-Карабахская и Цахкунк-Зангезурская структурно-формационные зоны — два сиалических блока с разной доальпийской геологической эволюцией, разделённые Зангезурским офиолитовым швом, были вовлечены в единый, альпийский, тектоно-магматический цикл развития.

ХРУЩОВ Д.П. ИГН АН УССР, г. Киев

ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ПРОГИБОВ АЛПЕЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ КАРПАТ

Рассматривается формационный состав Предкарпатского прогиба (советская, польская, чехословацкая, румынская и югославская части) и внутренних прогибов (Закарпатского, Трансильванского и других), а также некоторых смежных прогибов, заполненных синхронными отложениями Центрального Паратетиса.

В большей части прогибов выделяются две формации — верхнемолассовая и нижнемолассовая, соответствующие определенным стадиям орогенеза геосинклинали Карпат. В советской части Предкарпатского прогиба выделяются следующие субформации: в нижнемолассовой формации — сероцветная галогенно-терригенная, меденосная, соленосно-галогенно-терригенная; в верхнемолассовой формации —

- морская сероцветно-терригенная, соленосно-галоге́нная и континентально-морская сероцветно-терригенная. В советской части Закарпатского прогиба нижнемолассовая формация включает субформации: морскую глинисто-песчаную, континентальную грубообломочную, осадочно-вулканогенную, галоге́нно-терригенную, соленосную, морскую сероцветно-терригенную. Верхнемолассовая формация включает мелководно-морскую и переходную мергельно-терригенную, континентальную терригенную угленосную, континентальную угленосную и осадочно-вулканогенную субформации. В Трансильванском прогибе намечены две формации: нижнемолассовая и верхнемолассовая. В нижнемолассовой формации обособляются субформации: морские сероцветно-терригенные (четыре), переходно-континентальная мергельно-терригенная пестроцветная, морская сероцветно-терригенная, галоге́нная, и условно - солоноватоводная мергельно-терригенная; в верхнемолассовой - переходно-континентальная грубообломочно-терригенно-морская, континентальная грубообломочно-терригенно-вулканогенная, верхняя континентально-терригенно-вулканогенная.

Эволюция осадкообразования в орогенную стадию развития молассовых прогибов сопровождалась определенными закономерностями распределения полезных ископаемых - медного и сопровождающего оруденения, каменных и калийных солей, сульфатных пород, пород-коллекторов и рефлекторов газонефтяных залежей и т.д.

ХРУЩОВ Д.П. ИГН АН УССР, г.Киев
МАНИЧЕВ В.И. ИГФМ АН УССР, г.Киев

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ФЛИШЕВОГО И МОЛАССОВОГО ЭТАПОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ КАРПАТСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ)

Современная структура Карпат - результат развития дугообразной планетарной геосинклинальной Паннонско-Карпатской мегасистемы. Флишевый этап развития геосинклинали проходил в условиях периодического сжатия и расширения земной коры (при преобладании последнего), приведших к образованию двух литосферных валов (островных дуг), которые определяли структурный облик провинции и основные закономерности осадконакопления. Флишевые осадки накапливались во внешней (миogeосинклинальной) части геосинклинали и внутренней (эвгеосинклинальной) части геосинклинали,

в последней флишевому осадконакоплению предшествовали проявления основного и ультраосновного магматизма. Циклический характер развития геосинклинали проявлялся в периодичности отложения грубообломочного и тонкозернистого материала (от конгломератов к песчаным и существенно глинистым осадкам). Во флишевой седиментации преобладало терригенное осадконакопление, подчиненную роль играло биогенное, и весьма незначительную – хемогенное. Преобладающим источником сноса обломочного материала являлся склон Восточноевропейской платформы, подчиненным – внутренние поднятия.

В начале миоцена произошла инверсия движений, обусловленная преобладанием тенденций сжатия земной коры. Произошло образование системы прогибов, окаймляющих поднимающуюся горную систему – передового (внешнего) и нескольких внутренних. В этих прогибах происходило накопление моласс в двух этапах – раннем и позднем, которым примерно соответствуют две формации – нижнемолассовая и верхнемолассовая. Особенностью ряда осадочных формаций: карбонатная – флишевая – молассовая, является трансгрессивно – регрессивное строение осадочных комплексов. Образование моласс обозначает важный этап и тектонического развития и седиментации. Формирование молассовых прогибов происходило в результате компенсации поднятий, вергенции последних и погружения островных дуг. Бассейны характеризовались большей степенью закрытости, односторонней, реже – двусторонней связью с питающей морской провинцией. Ритмичность носила более грубый и направленный характер. Обломочный тип осадконакопления также преобладал, однако существенно возросла роль хемогенной седиментации (галогеनेза), орогенной – несколько понизилась. Преобладающим источником сноса обломочного материала была горная система Карпат, второстепенным – склон платформы и внутренние поднятия.

Распределение полезных ископаемых связано с этапностью геосинклинального процесса. Локализация большей части углеводородов и наложенная рудная минерализация парагенетически связаны с орогенными формациями и орогенным этапом, галогенные отложения, самородная сера, стратиформное оруденение, россыпная минерализация генетически связаны с орогенными формациями.

ЛИТОЛОГИЯ РАННЕ-СРЕДНЕОЖСКОГО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО
КОМПЛЕКСА КАФАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ МАЛОГО КАВКАЗА

Разрез мезозоя Кафанского антиклинория складывается вулканогенно-осадочным комплексом средней кры (нижний байос-нижний бат). Этот комплекс вмещает медноколчеданное и полиметаллическое рудопроявление. В вулканогенно-осадочном комплексе выделяются следующие формации, снизу вверх: а) эффузивно-вулканокластическая, морская; б) пирокласто-вулканокластическая, наземно-островная и в) вулканокласто-седиментогенная, морская мелководная.

Подосва эффузивно-вулканокластической формации буровыми работами не вскрыта. В присводовой части антиклинория, ближе к забоем был подсечен массив плагиогранитового состава, возраст которого остается пока спорным. На С-З крыле антиклинория в пределах стыка с Мегринским антиклинорием в районе Сваранца в надвиговой зоне подсечены горизонты милонитизированных известняков, гравелитов, брекчий, состоящих из обломков пород меловой офиолитовой ассоциации, а также горизонтов песчаников верхней кры(?) и сланцев палеозоя (?), подстилаемые образованиями средней кры. В составе пород двух нижних формаций выделяются горизонты гиадокластитов, тефроидов, а также различные метасоматиты, представляющие интерес в смысле рудопроявления. Рассмотрены также субинтрузивные, субвулканические тела лампрофиров, связанные с разными тектоно-магматическими этапами.

ШАРДАНОВА Т.А., МАРТЫНОВА О.Я., СЕМЕНОВ Е.О., СОЛОВЬЕВА Н.А.,
ТОЛОРДАВА М.Ю., СЕМЕНОВ С.Ю. МГУ

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В РАЧИНСКОМ БАСЕЙНЕ В ПОЗДНЕОЖСКОЕ-РАННЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ (ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА).

Рассмотрена эволюция осадконакопления в бассейне Южного склона Большого Кавказа (на примере Рачинского сегмента). Прове-

денный детальный литолого-фациальный анализ отложений северной части Гагро-Джавской (Рача-Лечхумская синклиналь) и Местиа - Тианетской структурно-фациальных зон позволил сделать следующие выводы.

В позднеюрско-раннемеловое время Рачинский бассейн имел хорошо развитую шельфовую зону (Рача-Лечхумскую) и относительно глубоководный прогиб (Местиа-Тианетский). В позднеюрское время в шельфовой зоне выделяется крупная Рачинская лагуна, в пределах которой накапливались песчано-алевритовые осадки подвижных участков лагуны, глинисто-алевритовые, карбонатные и сульфатные осадки её центральных частей. В прибрежной части широко развиты несортированные мелкогалечные и гравийные осадки аллювиально-пролювиальных и пролювиальных конусов выноса. Оксфорд-титонское время характеризуется интенсивным ростом рифовых построек, маркировавших бровку шельфа. В относительно глубоководный карбонатный Местиа-Тианетский бассейн, отделявшийся от Повороссийского прогиба Сванетским поднятием, обломочный материал эпизодически поступал по каньонно-веерным системам. У подножья склона выносимая кластика формировала конуса выносов, в проксимальных частях которых накапливались отложения обвалов и оползней. Обрушивались как рифовые постройки с бровки шельфа, так и крутые стенки каньонов. Выделяются русловые фации каньонно-веерных систем, представленные отложениями зерновых и пастообразных потоков. В дистальных частях фонов накапливались осадки турбидных потоков, течений и глинистых фоновых осадков. Карбонатные осадки (фоновые формировались, вероятно, в хвостовых частях турбидных потоков. Таким образом, для осадочного комплекса поздней юры в Местиа-Тианетском прогибе характерны изолированные линзовидные тела, основной составляющей которых являлись осадки автокинетических потоков. Замещение их к валанжинскому времени отложениями обвалов и оползней вызвано сужением бассейна в результате тектонических движений. Регрессивный характер верхнеюрской толщи отмечается и в Гагро - Джавской структурно-фациальной зоне.

В валанжинское время на юге Рача-Лечхумской шельфовой зоны сохраняется обстановка накопления гравийно-галечных осадков пролювиальных конусов выноса, питающей провинцией для которых был Дзирульский гранито-гнейсовый массив. На севере шельфовой зоны обстановка лагуны сменяется мелководно-морской с накоплением кар-

бонатно-терригенных осадков. В готеривское время территория полностью покрывается мелкими морями, с образованием комплекса прибрежно-морских терригенно-карбонатных, часто органогенных осадков открытого и полуизолированного прибрежного мелководья. В баремское время глинисто-карбонатные осадки отлагались на внешней, наиболее удаленной части шельфа с горизонтами твердого дна и резким уменьшением привноса терригенного материала. В Местиа - Тианетском относительно глубоководном прогибе, начиная с позднего валанжина, исчезали крупные каньонно-веерные системы, и преобладающим агентом транспортировки кластики стали вдольбереговые течения. С готеривского времени активность автокинетических потоков увеличивается, возрастает нагруженность потоков терригенной кластики, что отражается на их кинематике (от турбидных - зерновых к потокам разжижения). Доля фоновой седиментации резко уменьшается, изменяется и ее состав (с карбонатной, характерной для позднерурского этапа, на глинистую). Аркозный материал приносился потоками с юга, с предполагаемой кордильеры, расположенной между мелководной Рача-Лечхумской и глубоководной Местиа-Тианетской зонами, впоследствии полностью эродируемой или перекрытой молодыми надвигами. Обломочный карбонатный материал разносился по бассейну вдольбереговыми течениями со стороны Сванетского поднятия.

Регрессивно-трансгрессивный цикл развития мелководной и регрессивный цикл глубоководной части единого Рачинского бассейна в течение позднерурско-раннемелового времени может быть объяснен только путем сопоставления этапов развития центральных частей Мезотетиса (офиолитовых зон) и бассейнов обрамления.

ШМАКИН В.Б. ОКИЧ СВКНИИ ДВО АН СССР, г.Анадырь

ФОРМАЦИОННАЯ КАРТА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ М-БА 1:500000.

Формационное картирование предпринято в рамках составления прогнозно-металлогенической карты Корякского нагорья с целью историко-геологического обоснования структурных и металлогенических построений. Абстрактные формации отражают понятие геологической обстановки - устойчивой системы геодинамических, географических

и физико-химических факторов. Конкретные формации, отображающие на карте абстрактные, наполнены возрастным и вещественным содержанием.

Для супракрустальных формаций системообразующим является парагенез генетических типов-отложений одного способа накопления - экзогенного и вулканогенного материала. Обстановки накопления классифицированы на группы по ведущему фактору - гравитационному потенциалу - соответственно глобальной гипсометрической кривой. Выделяются молассовые - континентальные, шлировые - прибрежно - морские, флишевые - батинальные и абиссальные формации. При этом флишевые и молассовые формации, отражающие области положительных перегибов кривой - падения гравитационного градиента - резко преобладают по объему. В каждой группе выделены вулканический, вулканогенно-осадочный и осадочный ряды формаций. К вулканогенно - осадочному ряду отнесены формации как туфовые, так и сложенные лавами, чисто осадочными породами. Виды формаций названы по набору пород. Цветом отражена группа, крапом - вид, индексом и параллельно оттенком цвета - возраст согласно 10 главным историко - геологическим рубежам. Примеры - андезитовый туфово-песчаный шпир нижнего миоцена, базальтовая лавовая абиссальная формация сенона.

Плутонические формации отображают геологическую обстановку через парагенезы петрографических типов пород, которые традиционно генетичны. Выделяются по петрохимии серии, а внутри них по количественным соотношениям типов пород - комплексы, к которым отнесены виды формаций. На карте серии соответствует цвет, комплексу - белый крап на его фоне. На вулканогенные формации, несущие цвет и черный крап, как супракрустальные, наложен цветной крап согласно петрохимической принадлежности.

Метаморфические формации определяются парагенезами минералов - минеральными фациями, несущими генетическую нагрузку и определяющими термобарическую обстановку, наложенную на сформированное ранее вещество. На карте этот наложенный характер метаморфических формаций отражен наложением прозрачной цветной штриховки на цвет первичных формаций, легко устанавливаемых в условиях низкотемпературного метаморфизма Корякского нагорья.

Формации сочетаются в пространстве в формационные комплексы, во времени - в формационные ряды. Эти системы более высокого, чем

формации, порядка обусловлены наиболее общей обстановкой - геотектонической, характеризующей определенный этап или стадию развития конкретных структурных единиц. Тектоническая обстановка вычитывается индуктивно, из интерпретации сочетаний выявленных частных систем - осадочных, магматических, метаморфических формаций - обстановок. При реконструкции геотектонических обстановок неизбежен учет их собственных пространственных и временных рядов. В итоге на реальной основе восстанавливается вся история геологического развития региона.

І. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ (5)

Высочина Т.И., Фролов В.Т. (5), Гаврилов В.К. (7), Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. (9), Гранник В.М., Сергеев К.Ф. (10), Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. (11), Гущин А.В. (12), Закариадзе Г.С., Силантьев С.А. (14), Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Константиновская Е.А., Крылов К.А., Магалян Р.Г., Федоров П.И., Цуканов Н.В. (15), Иванов О.Н., Колясников Ю.А. (17), Казарян Г.А. (19), Карякин Ю.В. (20), Кириллова Г.Л. (22), Красный Л.Л. (24), Ломизе М.Г. (24), Ляшкевич З.М., Бойчевская Л.Т., Медведев А.П., Жарин О.А. (26), Марушкин А.И. (28), Маркевич П.Б., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Михайлик Е.В., Тихонова В.И. (29), Мархинин Е.К. (31), Меликян Л.С. (32), Назаренко В.С. (33), Панов Г.М., Марушкин А.И., Скатынский Ю.П. (34), Попеко В.А. (36), Рождественский В.С. (37), Сатиан М.А. (39), Сафонов В.Г. (40), Успенская Е.А., Бурштейн Л.Е., Гущин А.В., Левен Э.Я., Аванесян А.С. (42), Федоров П.И., Казимиров А.Д. (43), Федорчук А.В., Извеков И.Н., Румянцева Ю.С., Вишневская В.С. (45), Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В. (46), Царненко П.Н. (48), Чаллян М.А. (49), Шербакова М.Н. (50).

П. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ОФИОЛИТОГЕНЕЗА И СЕДИМЕНТАЦИИ

Абовян С.Б., Мамаджанян М.А. (52), Агамалян В.А., Кургинян Э.Н. (54), Велинский В.В., Лоскутов И.Ю. (56), Геворкян Р.Г. (57), Жарков М.А. (57), Киркинский В.А. (58), Конюхов А.И. (59), Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Коваленко С.В., Сорока В.П. (61), Паланцян С.А., Дмитренко Г.Г. (62), Соловьева Н.А., Шарданова Т.А. (64).

Ш. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ НАДОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА И ЗОН ОБРАМЛЕНИЯ

Авакян Т.А. (66), Агарков Ю.В. (67), Асратян В.П., Мовсесян М.А. (68), Беридзе М.А. (69), Бойко Н.И., Седлецкий В.И. (70), Бунин Г.Г., Жгенти Т.Г., Каспаров С.А., Магомедов А.М. (71), Волохин Ю. Г., Бурий Г.И., Михайлик Е.В., Руденко В.С. (72), Гёлецын Г.Г., Хонджарян Д.Г. (74), Исмаил-Заде А.Д. (76), Каграманов Ю.Р., Воднев Е.В., Агамалян К.А. (77), Кепежинская П.К. (78), Кузнецов А.Г. (80), Макаров Ю.В. (82), Мандалян Р.А. (84), Михайлов В.А., Воло-

хин Ю.Г. (85), Садоян А.А. (87), Саркисян О.А., Садоян А.А. (88),
Сафронов И.Л., Ишков В.В. (89), Резников А.Н., Сианисян Э.С.,
Волков В.Н., Славянов К.Е. (91), Танашян М.Е. (92), Таян Р.Н.,
Сатян М.А., Степанян Ж.О., Папоян А.С. (93), Ханзатян Г.А., Ни-
санян Г.Б., Калантарян Т.А. (95), Хоренян Р.А. (96), Хрущов Д.П.
(97), Хрущов Д.П., Маничев В.И. (98), Чолахян Л.С., Туманян Г.А.
(100), Шарданова Т.А., Мартынова О.Я., Семенов Е.О., Соловьева
Н.А., Толордава М.Ю., Семенов С.Ю. (100), Шмакин В.Б. (102).

X ВСЕСОЮЗНОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ
(тезисы докладов)

Сдано в производство 23.09.1988г., подписано к печати
16.08.1988г. ВФ 09132. Формат 60х84 1/16. Бумага № 2,
офсетная печать, печ. л. 6,75, усл. печ. л. 6,27, учетно
изд. л. 5,85. Тираж 250. Заказ 1362 . Изд. № 7403.
Цена 90 коп.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван, пр. Маршала
Баграмяна 24 г.

Типография Издательства АН АрмССР, 378310, г. Эчмиадзин