

ГЕОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ



**ГЕОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1977

Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., "Наука", 1977 г.

Сборник включает статьи, посвященные вопросам геологии и металлогении Казахстана – стратиграфии позднепротерозойских и раннепалеозойских геосинклинальных комплексов, радиогеохронологии докембрия, стратиграфии девона и карбона, магматизму девонского краевого вулканического пояса и Джунгаро-Балхашской варисийской складчатой системы, гранитоидам каледонид, геологии девонских моласс. Описывается строение фундамента палеозойских геосинклиналей, особенности их заложения, миграция складчатостей. Методические статьи посвящены применению структурных методов при крупномасштабной геологической съемке и методике объемного геологического картирования.

Ответственный редактор

Ю.А.ЗАЙЦЕВ

ОТ РЕДАКТОРА

В конце декабря 1974 г. состоялась Юбилейная объединенная сессия Московского общества испытателей природы (МОИП), геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, посвященная 25-летию Казахской экспедиции МГУ. Сессия, продолжавшаяся 3 дня (25 - 27 декабря), привлекла большое число участников.

Казахстанская экспедиция, организованная А.А. Богдановым в 1949 г., в течение многих лет выполняла разнообразные геологические исследования в Казахстане - важном и крайне интересном в геологическом отношении регионе Советского Союза. А.А. Богданов, будучи одним из наиболее активно работающих членов Московского общества испытателей природы и научным руководителем Казахской экспедиции, всегда стремился основные результаты работ экспедиции ставить на широкое обсуждение на заседаниях различных секций МОИП. В 1964 г. была организована казахстанская сессия, посвященная 15-летию Казахской экспедиции. Доклады, сделанные на этой сессии, были опубликованы в Бюллетене МОИП (серия геологическая) и Вестнике Московского университета. В их числе находится последняя большая сводка А.А. Богданова (1965 г.), посвященная рассмотрению основных закономерностей строения и истории развития Казахстана в течение каледонской и варисийской тектонических эр.

Прошедшая сессия Московского общества испытателей природы и геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова подвела итог двадцатипятилетним исследованиям, продемонстрировала состояние изученности ряда проблем геологии Казахстана.

В обсуждении этих проблем активное участие приняли геологи ряда московских организаций, а также гости из Алма-Аты, Ленинграда, Караганды, Киева, Свердловска. Пользуясь представившимся случаем, геологи Казахской экспедиции приносят глубокую благодарность всем гостям, участвовавшим в прошедшей юбилейной сессии, и всем приславшим свои поздравления и добрые пожелания в ее адрес.

Сборник начинается сводкой, посвященной вопросам тектонического районирования и истории развития палеозойд Казахстана. Выводы и заключения об основных закономерностях строения и развития палеозойского массива Казахстана опираются на новейшие материалы и исследования, выполненные геологами многих геологических

организаций Казахстана, Москвы и Ленинграда. Ряд работ посвящается вопросам стратиграфии, геологическим формациям и условиям образования толщ докембрия, нижнего палеозоя, девона, карбона и перми. Большое значение имеют радиогеохронологические и стратиграфические разработки применительно к метаморфическим толщам докембрия, позволяющие расшифровать предысторию палеозойд. В сборнике публикуются новые данные по радиогеохронологии докембрия Казахстана. Результаты стратиграфических исследований опубликованы недавно (1974 г.) в материалах II Казахстанского стратиграфического совещания. Традиционные направления работ сотрудников экспедиции по изучению стратиграфии и биостратиграфии девона и карбона способствуют дальнейшему совершенствованию существующих корреляционных стратиграфических схем.

Проблемы магматизма, главным образом девонского и позднепалеозойского вулканических поясов, результаты изучения закономерностей гранитоидного магматизма отражены в статьях и сводках данного сборника. Региональные геологические и тектонические описания относятся к Степнякскому и Ащисуйскому районам. Большая сводка посвящена вопросам региональной металлогении зоны сочленения каледонид и варисцид Казахстана. Рассматриваются результаты обобщений металлогении черных металлов Центрального Казахстана.

Вопросам методики структурных исследований при геологических съемках масштаба 1:50 000 и методике объемного геологического картирования посвящаются две большие статьи. Особое значение имеет обобщение опыта объемного геологического картирования, которое в будущем, очевидно, будет ставиться в пределах важнейших рудных узлов и зон для выяснения их перспектив и целенаправленных глубинных поисков.

Мы посчитали целесообразным завершить настоящий сборник библиографическим списком работ сотрудников Казахстанской экспедиции, опубликованных за период с 1969 по 1974 гг. в различных изданиях.

Ю. А. Зайцев

ДВАДЦАТЬ ПЯТЬ ЛЕТ РАБОТЫ ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ

Е.А. Бабичев, И.Л. Дорохов, Ю.А. Зайцев, А.А. Максимов

Центрально-Казахстанская экспедиция была создана по инициативе А.А.Богданова в 1949 г. Первоначально организационно она существовала при Московском геологоразведочном институте. В дальнейшем, с 1952 г., она перешла к геологическому факультету Московского государственного университета. Вплоть до 1964 г. в работах экспедиции деятельное участие принимали сотрудники МГРИ. В течение первых лет работы в экспедиции в Казахстане выполнялись по заданию Всесоюзного аэрогеологического треста, а начиная с 1956 г. – Центрально-Казахстанского территориального геологического управления Министерства геологии Казахской ССР.

Многообразие тематики проводимых исследований определяет участие в работах экспедиции ряда кафедр геологического факультета – исторической и региональной геологии, полезных ископаемых, петрографии, палеонтологии, геофизических методов исследований, геохимии. Бессменным научным руководителем экспедиции со дня ее основания до 1971 г. был А.А.Богданов; после его безвременной кончины научным руководителем экспедиции стал Ю.А.Зайцев.

Программа работ экспедиции на протяжении многих лет включает два основных направления: первое – региональные геологические исследования путем проведения средне- и крупномасштабных поисково-съёмочных работ, специальных тематических исследований в области стратиграфии, тектоники, литологии, петрографии, геохимии и металлогении; второе – методические разработки, составляющие хотя и меньшую, но весьма важную часть общих работ.

С 1949 по 1974 гг. региональными геологическими исследованиями экспедиции была охвачена значительная часть территории Центрального Казахстана: от северных склонов Кокчетавского массива до Карсакпая, от Тургайской впадины на западе до хребта Чингиз и Северного Прибалхашья на востоке.

Начекаются два периода в деятельности экспедиции. В 1949 – 1959 гг. региональные геологические исследования проводились преимущественно для составления и подготовки к изданию серии листов среднemasштабных геологических карт. Коллективом экспедиции под научным руководством и при непосредственном участии А.А.Богданова и ответственных исполнителей – Ю.А.Зайцева, Ю.Ф.Кабанова, Д.С.Кизевальтера, Б.Н.Красильникова, Н.В.Литвинович, О.А.Мазаровича, О.В.Минервина, А.Е.Михайлова, М.В.Мурагова, Д.С.Соколова, В.Г.Тихомирова, И.Ф.Трусовой, Н.П.Четвериковой,

Л.И. Филатовой, М.Н. Щербаковой и многих других среднема-
сштабной геологической съемкой и редакционно-съёмочными работа-
ми была охвачена значительная территория запада Центрального
Казахстана. Этот период деятельности экспедиции, когда поступал
материал по большим территориям, на которых до того времени
не велось систематических геологических исследований, был весь-
ма продуктивным и привел к ряду важных научных обобщений, вы-
водов о строении отдельных регионов, решению разнообразных геол-
огических проблем. Материалы исследований этого периода нашли
отражение как на геологических картах СССР, так и в многочис-
ленных сводках по геологии и полезным ископаемым Центрального
Казахстана. В процессе геологической съемки большое внимание
уделялось совершенствованию методики использования материалов
аэрофотосъемки для целей геологического картирования.

Второй период, охватывающий последние 15 лет, характеризуется
переориентацией работ экспедиции на проведение детальных круп-
номасштабных геологических съемок и расширением тематических
исследований в области стратиграфии и тектоники, литологии и пет-
рологии, геофизики, геохимии и металлогении. К крупномасштабным
съемкам экспедиция впервые приступила в 1957 г. С этого време-
ни были составлены многочисленные карты в Джезказганском, Пред-
чингизском, Прибалхашском, Сарысу-Тенизском, Ащисуйском, Степ-
някском и Карсакапайском районах (Ю.А. Зайцев, А.Е. Михайлов,
В.Г. Тихомиров, М.К. Бахтеев, О.Е. Беляев, Э.М. Великовская, В.А. Го-
лубовский, И.Л. Дорохов, Б.Я. Журавлев, В.Н. Завражных, Ю.Ф. Каба-
нов, А.М. Курчавов, Ю.И. Марьенко, О.В. Минервин, В.С. Милеев,
В.С. Попов, Л.Т. Протасевич, С.Б. Розанов, Э.М. Спиридонов, А.Н. Стро-
ганов, Е.П. Успенский, Т.Н. Хераскова, Т.О. Федоров, Л.И. Филатова,
В.М. Фрейзон, Н.П. Четверикова, М.Н. Щербакова, О.В. Япаскурт),
Геологическая съемка и поиски сопровождались различными геофи-
зическими исследованиями (Ю.В. Юнаковская, Н.С. Беспалова и др.)
и тематическими работами. К настоящему времени крупномасштаб-
ные геологические карты и карты полезных ископаемых составлены
для наиболее важных горнопромышленных районов Центрального
Казахстана. В 1975 г. была издана крупномасштабная "Геологи-
ческая карта Джезказганского рудного района" (авторы Ю.А. Зай-
цев, В.А. Голубовский, С.Б. Розанов и др.), являющаяся первой по-
добной картой для рудных районов Советского Союза.

Составленные экспедицией средне- и крупномасштабные геологи-
ческие карты характеризуются большой детальностью, точностью и,
как правило, получали высокие оценки со стороны Научно-редакци-
онного совета Министерства геологии Казахской ССР и Научно-тех-
нического совета Центрально-Казахстанского территориального геол-
огического управления. Хорошие оценки геологических карт в боль-
шой степени обусловлены высокой квалификацией картографов экспе-
диции (К.П. Коваленко, Г.П. Корниловой, Т.П. Низкохатой,
М.М. Хромовой, И.И. Поповой, Г.Н. Шкель, В.И. Шувалова, Т.И. Гриб-
ковой, Л.А. Гришиной, М.К. Кулешовой и др.).

В развитии методических работ по использованию аэрофотоснимков при геологической съемке в течение ряда лет (совместно с географическим факультетом МГУ) проводились экспериментальные работы по применению цветной и спектрзональной съемок при геологическом картировании крупного масштаба (Ю.А. Зайцев, Л.А. Мухина, Е.К. Козлова и др.).

Начиная с 1970 г. экспедиция занималась разработкой методики проведения объемного геологического картирования в одном из участков Северо-Западного Прибалхашья, перспективном для выявления медных месторождений. Эта работа, потребовавшая большого объема геофизических и геохимических исследований, в настоящее время завершена (А.Б. Веймарн, И.Л. Дорохов, И.А. Кошелева, В.С. Милеев, А.В. Тевелев, Ю.В. Юнаковская и др.).

А.А. Богданов считал, что тематические исследования должны быть тесно связаны с поисково-съёмочными работами, поставляющими обширный материал для всестороннего анализа геологических явлений и проблем. Поэтому основой любых специальных исследований экспедиции являлось систематическое изучение геологического строения регионов методами геологической съемки.

Круг вопросов, решавшихся при региональных работах и тематических исследованиях, весьма широк, и в рамках статьи подробно рассмотреть все направления не представляется возможным. В опубликованных ранее обзорах, освещающих итоги работ экспедиции за 5, 10, 15 и 20 лет (Тихомиров, 1954; Богданов, 1959; Бабичев, 1967; Бабичев и др., 1971), рассмотрены основные итоги работ экспедиции на разных этапах ее существования. Поэтому ниже кратко изложены лишь основные результаты двадцатипятилетних исследований.

В области стратиграфии и литологии исследованиями были охвачены все стратиграфические подразделения Центрального Казахстана — от древних докембрийских толщ до отложений четвертичного возраста. Это направление было и остается одним из ведущих в деятельности экспедиции.

Изучение геологии докембрия, начатое в первые годы работ экспедиции И.Ф. Трусовой, продолженное впоследствии Л.И. Филаговой и И.И. Вишневской, привело к разработке первых оригинальных схем расчленения докембрийских толщ Кокчетавского, Улутауского поднятий и гор Актау. В последующие годы благодаря исследованиям Л.И. Филаговой, Ю.А. Зайцева, С.Б. Розанова, В.С. Милеева, Н.А. Богатыревой, И.З. Филиппович, О.В. Яласкурта и других удалось разработать детальную стратиграфическую схему докембрия Улугау, сопоставить древние толщи Улугау, Кокчетавского массива и Атасу-Моинтинского района с докембрием Тянь-Шаня и Каратау. Результатом этих исследований явилась разработка корреляционной схемы докембрия Казахстана, положенной в основу схемы, принятой II Казахстанским стратиграфическим совещанием в 1971 г. Успешно развиваются радиогеохронологические исследования, выполняемые С.И. Зыковым, Н.И. Стулниковой (свинцово-изотопный метод) и

сотрудником Института геологии и геохимии Уральского научного центра А.А.Краснобаевым (альфа-свинцовый метод) в содружестве с Л.И. Филаговой, Н.И. Гвоздик и др.

Новые важные данные были получены в результате исследований верхнедокембрийских отложений. Работами Е.А.Бабичева, О.В.Минервина в Северном Казахстане, Ю.А.Зайцева и Т.Н.Херасковой в Байконурском синклинии Улутау и других районах были расчленены отложения верхнего докембрия, в ряде районов Центрального Казахстана были установлены образования вендского комплекса. Исследования верхов протерозоя и кембрия успешно развиваются в последние годы.

Большое значение имели исследования ордовикских и силурийских отложений, проведенные большой группой сотрудников экспедиции (Е.А.Бабичев, Э.М.Великовская, О.Б.Бондаренко, Н.Б.Келлер, О.В.Минервин, Г.Т.Ушатинская, Н.П.Четверикова и др.); были расчленены отложения силура и ордовика, уточнено положение границы силура и девона, сопоставлены разрезы верхнего силура и девона каледонской части Центрального Казахстана с разрезами Джунгаро-Балхашской области и типовыми разрезами Евразии (Г.Т.Ушатинская, О.Б.Бондаренко, Н.П.Четверикова). Эти работы представляют интерес по рассматриваемой проблеме в целом.

Пожалуй, наибольшее внимание, особенно за последние 10 - 12 лет, было уделено изучению девонских образований Центрального Казахстана. Сложный состав вулканогенно-осадочных толщ, быстрая смена фаций, слабая палеонтологическая охарактеризованность стратиграфических разрезов, проблемы вулканизма и интрузивного магматизма девона ставят перед геологами ряд сложных задач. Классическими объектами для изучения девона являются Сарысу-Тенизский водораздел, Карагандинский район, Северное Прибалхашье и Атасуйский район. Здесь работами В.Г.Тихомирова, Ю.А.Зайцева, Ю.Ф.Кабанова, О.А.Мазаровича, Г.Т.Ушатинской, Н.П.Четвериковой, М.Н.Шербаковой и других были выработаны представления о стратиграфии девонских отложений. Большую роль в этих исследованиях сыграли палеонтологические работы Г.Т.Ушатинской, М.В.Мартыновой, О.П.Обручевой, А.Л.Юриной, С.П.Малиновской, Т.Д.Троицкой, обеспечившие биостратиграфическое обоснование принятых стратиграфических схем.

В последние годы в процессе геологосъемочных и тематических работ была установлена необходимость более детального расчленения девонских образований, так как существовавшие стратиграфические схемы не могли быть распространены на ряд регионов Центрального Казахстана. Это отчетливо выявилось при изучении марганценосных девонских отложений Джезказганского района и Сарысу-Тенизского водораздела (А.Б.Веймарн, В.А.Голубовский, Ю.А.Зайцев, О.А.Мазарович, А.З.Петренко, Т.П.Разина и др.).

Значительный интерес представляют результаты изучения девонских образований в Ачисуйском и Предчингизском районах, где в разрезе девона удалось выделить палеонтологически охарактеризо-

ванные осадочные и вулканогенные толщи, относящиеся к нижнему, среднему и верхнему отделам. При этом установлена четкая зональность в распределении фаций (О.Е. Беляев, Б.Я. Журавлев, Ю.Ф. Кабанов, И.А. Кошелева, В.Г. Тихомиров, А.П. Урываева, Е.П. Успенский, Н.П. Четверикова, Е.Б. Яковлева и др.).

Необходимо отметить детальные, чрезвычайно тщательно выполненные стратиграфические исследования фаменских (М.В. Мартынова) и нижнекаменноугольных отложений (Н.В. Литвинович), получившие завершение в изданных монографиях; значение этих работ выходит далеко за границы Центрального Казахстана. Для Джезказганской и Тенизской впадин, Прибалхашья были детализированы местные стратиграфические схемы нижнего карбона. Следует отметить, что эти работы, выполнявшиеся в тесном научном сотрудничестве с геологами ЦКТГУ и Института геологических наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР, явились основой для создания унифицированной корреляционной стратиграфической схемы нижнего карбона Центрального и Южного Казахстана.

Большие успехи были получены в изучении верхнепалеозойских отложений, особенно западной части Центрального Казахстана, Каркаралинского района и Прибалхашья (Т.Н. Голубовская, В.А. Голубовский, Ю.А. Зайцев, Ю.Ф. Кабанов, А.М. Курчавов, Г.Ф. Крашенинников, Н.В. Литвинович, В.Г. Тихомиров, М.Н. Шербакова и др.). Для красноцветных толщ удалось выявить генетические типы отложений, их фациальные особенности, изучить вещественный состав и т.п. (Т.Н. Голубовская, В.В. Коперина, Н.В. Литвинович). Детально изучен вещественный состав вулканогенных образований Прибалхашья и Предчингизья. На этих объектах В.Г. Тихомировым был разработан метод структурного анализа вулканических массивов.

Работа по изучению коры выветривания и литолого-стратиграфических особенностей континентальных верхнемеловых и третичных отложений, с которыми связаны месторождения бокситов и огнеупорных глин, была выполнена В.Н. Разумовой. Сотрудниками экспедиции собран большой материал по стратиграфии, характеристике генетических типов плиоценовых и четвертичных отложений, по геоморфологии центральной части Казахского шита (В.Ю. Малиновский, Т.М. Микулина, Е.В. Шанцер). В монографических работах рассмотрены стратиграфия кайнозойских отложений в связи с развитием рельефа, тектоническими движениями, реконструируется новейшая геологическая история Казахского шита.

Значительные успехи были достигнуты в области изучения магматизма докембрия и палеозоя Центрального Казахстана. На протяжении многих лет эти исследования возглавлялись В.С. Коптевым-Дворниковым, который на основе материалов экспедиции и других организаций выступил с известными работами об общих закономерностях формирования интрузивных комплексов, роли гибридации, ассимиляции и дифференциации в их образовании. В.С. Коптевым-Дворниковым и его учениками — И.Л. Дороховым, П.Ф. Емельяненко, Н.Г. Лином, Э.М. Спиридоновым, В.С. Поповым, Р.Н. Соболевым и

другими большое внимание было уделено изучению условий формирования и особенностей вещественного состава додевонских и девонских интрузивных комплексов Центрального Казахстана. И.З. Филиппович, Л.И. Филатовой изучены интрузивные и метасоматические гранитоиды докембрия Улутау.

Ряд оригинальных исследований проведен при изучении девонского и позднепалеозойского вулканизма Сарысу-Тенизского водораздела, Ащисуйского района, Предчиргизья и Северного Прибалхашья (М.К. Бахтеев, Л.В. Беляков, В.Г. Тихомиров, И.Л. Дорохов, Б.Я. Журавлев, Е.Ф. Бурштейн, И.А. Кошелева, А.В. Тевелев, Е.П. Успенский, М.Н. Шербакова, Е.Б. Яковлева и др.). В результате был собран и обобщен большой материал по геологии, возрастным соотношениям и петролого-геохимическим особенностям интрузивных комплексов, вулканогенных образований, вторично измененных пород (вторичные кварциты, метасоматиты и др.).

Одним из главных направлений работ экспедиции являются исследования в области общей и региональной тектоники. А.А. Богданов выделил девонский краевой вулканический пояс, отделяющий консолидированный каледонский массив от варисцийских складчатых областей, что позволило по-новому рассмотреть закономерности геологического строения и истории развития палеозойд Казахстана и его обрамления. Работами его учеников (Ю.А. Зайцев, О.А. Мазарович, А.Е. Михайлов, В.Г. Тихомиров, Н.П. Четверикова и др.) проведено тектоническое районирование и описана геологическая структура Центрального Казахстана в целом и его отдельных районов. Результаты этих исследований послужили геологической базой для металлогенических исследований, выполненных Е.Ф. Бурштейном, А.Б. Веймарном, И.А. Кошелевой и др. Они нашли отражение на Тектонической карте СССР масштаба 1:5 000 000, изданной в 1956 г. под редакцией Н.С. Шатского, Тектонической карте СССР масштаба 1:10 000 000, изданной в 1961 г. под редакцией А.А. Богданова.

В содружестве с геологами Института геологических наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР, Министерства геологии КазССР, Института геологии АН КиргССР, Министерства геологии УзССР и ряда других организаций в настоящее время завершаются работы по составлению тектонической карты палеозойд Казахстана и сопредельных территорий (редакторы А.А. Абдулин, Ш.Е. Есенов, Ю.А. Зайцев, Е.Д. Шлыгин и др.). В этой работе самое активное участие принимают многие сотрудники Центрально-Казахстанской экспедиции.

В первые годы работы экспедиции поиски полезных ископаемых проводились попутно в процессе среднемасштабной геологической съемки. Организованная в 1954 г. специализированная рудопоисковая партия под руководством А.А. Максимова в течение ряда лет изучала геологическую позицию, особенности вещественного состава и условия образования "эталонных" месторождений различных типов на западе Центрального Казахстана (Шалгия, Кургасын, Джезды, Ка-

ражал, Камыс, Караоба, Кужал и др.). Одновременно обобщались материалы по полезным ископаемым обширной территории Сарысу-Тенизского водораздела и прилегающих районов, послужившие основой для составления мелко- и среднemasштабных карт полезных ископаемых.

Начиная с 1962 г. в ряде районов проводятся прогнозно-металлогенические исследования, опирающиеся большей частью на крупномасштабные геологические съемки и поиски. Для восточной части Каркаралинского района при участии геологов МГУ и МГРИ была составлена Комплексная металлогеническая прогнозная карта. В настоящее время подобные карты составлены для Каркаралинского и Баянаульского, а также для Карсакпайского и Степнякского регионов. Ниже кратко охарактеризованы результаты поисков и металлогенических исследований.

В Атасуйском районе был изучен ряд железо-марганцевых месторождений. В.И. Кавуном (ЦКТНУ), А.А. Максимовым и другими была установлена закономерная генетическая связь германия с магнетит-гематитовыми рудами этих месторождений.

Изучение структуры и геохимических особенностей некоторых месторождений редких металлов (И.В. Банщикова, И.Г. Ганеев, А.Н. Строганов, Ю.В. Юнаковская) содействовало расширению перспектив их флангов; был выявлен новый тип редкоэлементной минерализации в гранитоидах. Опыт геолого-геофизического изучения морфологии Караобинского гранитного массива был позднее с успехом использован на других рудных полях, связанных с гранитоидами. Сравнительное петролого-геохимическое изучение Караобинского гранитного массива с гранитными массивами районов Прибалхашья позволило И.Г. Ганееву обосновать ряд общих выводов о распределении и геохимических особенностях щелочных и редких элементов в гранитах, связанных с ними пегматитовых и грейзеново-рудных телах, а также о геохимической специализации гранитоидной магмы. И.В. Банщикова изучала физико-химические условия образования руд некоторых редкометалльных месторождений методом исследования газожидких включений в минералах.

В результате поисков на площади Западного Предчиргизья и Каркаралинского района (А.А. Максимов, Е.Ф. Бурштейн и др.) были детально изучены и оценены несколько десятков рудопроявлений и участков, выявлены новые рудопроявления магнетитовых скарнов, меди и др. Позднее, при составлении прогнозно-металлогенических карт этой территории были проанализированы закономерности пространственного размещения оруденения в связи с тектоникой и магматизмом, намечены площади, перспективные для поисков различных полезных ископаемых. Это способствовало более правильному направлению дальнейших более детальных поисков, проводившихся на этих площадях в последующие годы. В Акбастауском антиклинории изучались особенности и закономерности распределения медной минерализация. В.И. Сорокиным на материале месторождения Беркара были охарактеризованы вещественный состав и генетические осо-

бенности халькопирит-борнитового типа оруденения, на основе экспериментальных исследований были определены условия гидротермального генезиса руд беркаринского типа и возможные причины их гипогенной минералогической зональности. Были получены новые данные о региональной металлогенической зональности в распределении медного оруденения области сочленения структур хр. Чингиз и Прибалхашья, а также о геохимических особенностях распределения меди в эффузивных породах (Е.Ф. Бурштейн, А.Б. Веймарн, И.А. Кошелева, В.И. Сорокин, Н.Ф. Зверева и др.).

В краевой части Джунгаро-Балхашской провинции, в области сопряжения со структурами хр. Чингиз, оконтурена Восточно-Каркаралинская железорудная зона протяженностью до 150 км, в которой выделены разновозрастные скарново-магнетитовые формации и намечены рудные узлы. Детальное изучение геологии Кенъютубе-Тогайского железорудного поля (А.Б. Веймарн) способствовало успешному проведению его разведки и расширению промышленных перспектив.

В течение ряда лет изучалось полиметаллическое оруденение Каркаралинского района. Исследование соотношений барит-полиметаллических руд Карагайлинского рудного поля с интрузивными породами (Е.Ф. Бурштейн, Н.И. Безмен), наряду с геолого-структурными и минералого-петрографическими критериями, позволило доказать, что образование руд произошло после становления позднепалеозойских гранитов и малых интрузий. Основные черты геологии, геохимии и генезиса редкометальной минерализации района были рассмотрены И.А. Кошелевой.

В процессе крупномасштабных поисково-съемочных работ, проведенных в области краевого вулканического пояса и наложенных на него структур (Карагандинско-Ащисуйский район), было детально опосковано и переоценено большое количество рудопроявлений и поисковых участков и выявлено несколько новых меднорудных, свинцово-цинковых и др. Основные рудные поля подверглись детальному геолого-структурному, геофизическому, геохимическому изучению. Металлогенические исследования пояса не завершены. Некоторые предварительные выводы заключаются в следующем.

В области девонского краевого вулканического пояса раннедевонский вулканизм, по-видимому, не сопровождался заметным рудообразованием. С вулканизмом среднего девона И.А. Кошелева и Г.П. Кошелев связывают медные руды месторождений Теректы и Коктас-Джартас, приуроченные к вулканическим жерловинам. Однако основные концентрации медных, баритовых, свинцово-цинковых и других руд отчетливо связаны с более поздними этапами развития этой области. Относительно молодой возраст установлен и для некоторых массивов рудоносных вторичных кварцитов: меденосных (Жосалы), пиррофиллитовых (Спасская группа), турмалиновых (Шешенкара). Приуроченность медного оруденения к центральной зоне вулканического пояса, возможно, объясняется длительностью развития этой шовной зоны и глубинных магматических очагов (Е.Ф. Бур-

штейн, Ю.Ф. Кабанов, И.А. Кошелева, Н.П. Четверикова, Г.П. Кошелев и др.). В северной зоне вулканического пояса установлена приуроченность корундоносных вторичных кварцитов месторождения Семиз-Бугу к краевой части вулканотектонической депрессии (О.Е. Беляев, Н.И. Зардиашвили, Т.О. Федоров).

В процессе работ в Северном Прибалхашье выявлены рудопроявления медных руд, пьезооптического сырья, мирабилита. Изучение внутреннего строения Восточно-Коунрадского гранитного массива позволяет лучше понять закономерности распределения в его пределах кварцево-жильной молибденовой минерализации. На широко известном месторождении Медный Коунрад были получены новые данные о его соотношении с Восточно-Коунрадским гранитным массивом (А.Н. Строганов, Ю.В. Юнаковская); И.М. Юдиным детально изучалась вертикальная минералогическая зональность.

При крупномасштабной геологической съемке и металлогенических исследованиях в пределах Карсакапайского рудного района было установлено (Г.В. Жуков, Ю.А. Зайцев, С.Б. Розанов), что железистые кварциты находятся на девяти стратиграфических уровнях, дана оценка их промышленного значения. На примере марганцевых месторождений – Джезды и вновь открытого Жаксы-Котр (Ю.И. Марьенко), а также многочисленных рудопроявлений марганца – изучена геологическая позиция марганцевого оруденения, которое, вслед за А.Г. Бетехтиным, А.С. Богатыревым, Е.А. Немовым и другими геологами, рассматривается в качестве осадочного. Ю.А. Зайцевым, В.А. Голубовским и А.З. Петренко установлена приуроченность этих месторождений к небольшим локальным прогибам – ловушкам, вырисовывающимся по мощностям красноцветных отложений верхнего девона. А.З. Петренко предполагается эндогенный источник марганца в виде гидротерм-фумарол. А.А. Максимовым и А.З. Петренко описаны типы марганцевых месторождений Джезказганского района.

Для северной части Джезказганского рудного района уточнено геологическое положение ряда медных месторождений, что способствовало их более точной прогнозной оценке (Ю.А. Зайцев, В.А. Голубовский). В гипербазитах Шайтантасского массива (Джезказганский район) были установлены признаки сульфидного никелевого оруденения, не известного здесь ранее.

В западной части Карсакапайского района в связи с разработкой стратиграфии верхнего докембрия и нижнего палеозоя (В.М. Добрынин, Ю.А. Зайцев, Т.Н. Хераскова) выяснена стратиграфическая приуроченность фосфоритов и алломофосфатов. Нижний из этих уровней – вендский, верхний – кембрийский. Последний отвечает уровню фосфоритоносности в основании кембрия в пределах Малого Каратау. Установленная фациальная зональность фосфатоносных кремнисто-известняковых толщ позволяет уточнить дальнейшее направление поисковых работ на фосфориты в Улутуа. Выявлена широкая фосфатоносность кембрия и низов ордовика в Атасуйском антиклинории (Н.А. Герасимова, С.Б. Розанов и др.).

Изученные в процессе геологических съемок закономерности строения гнейсовых комплексов и особенности структуры центральных частей докембрийского Майтубинского антиклинория (В.С. Милеев, И.З. Филиппович) способствовали правильной оценке и определили направление поисковых работ на редкие металлы, произведенных в Карсакапайском районе Джекказганской комплексной геологоразведочной экспедицией.

При металлогенических и геохимических исследованиях разрабатывались вопросы методики составления прогнозных и металлогенических карт (Е.Ф. Бурштейн), обработки и обобщения результатов геохимического опробования (И.А. Кошелева). Опытными методами электроразведочными и гравиразведочными работами сопровождалась поисковая геофизическая работа. В течение двух лет разрабатывалась методика использования низкочастотных электрических полей скважинным способом при поисках сульфидных руд (А.С. Бекасов).

Выявлено 180 рудопоявлений, из которых в результате оценочных работ оказались перспективными 19, а после разведки в разряд промышленных были переданы 4 месторождения.

Таким образом, несмотря на регионально-геологическое направление работ Центрально-Казахстанской экспедиции, имеются также определенные достижения как в поисках и изучении полезных ископаемых, так и в исследованиях закономерностей их образования и размещения. Коллективом экспедиции накоплен опыт проведения крупномасштабных поисково-съемочных работ, завершающихся обобщениями по геологии и полезным ископаемым, что имеет, по-видимому, общее методическое значение, представляя один из оптимальных вариантов организации подобных комплексных исследований.

Экспедиция выполняет значительную работу по подготовке геологов с высшим образованием и специалистов высшей квалификации — кандидатов и докторов геолого-минералогических наук. На базе геологических исследований экспедиции защищено 6 докторских и 52 кандидатские диссертации, 850 студентов прошло в экспедиции производственную практику. Подавляющее большинство из них работают в системах Академии наук СССР, Министерств геологии СССР, РСФСР, Казахской ССР, Министерства высшего и среднего специального образования.

Научные материалы экспедиции МГУ используются и публикуются в различных коллективных монографиях и сборниках по геологии Центрального Казахстана ("Геология СССР", том "Центральный Казахстан", 1972 г.; "Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана", 1961 г.; "Большой Джезказган", 1961 г. и др.), региональных и сводных картах (геологические карты СССР масштабов 1:5 000 000 и 1:2 500 000, геологическая карта Центрального и Южного Казахстана, геологическая карта Казахской ССР масштаба 1:1 500 000), докладываются на конференциях, симпозиумах, семинарах, совещаниях по разнообразной тематике, проводимых как в СССР, так и за рубежом.

Особо следует остановиться на научно-производственных связях экспедиции. На протяжении всей своей деятельности экспедиция тесно связана с Центрально-Казахстанским территориальным геологическим управлением, Институтом геологических наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР, КазИМС'ом, ВСЕГЕИ и другими организациями. Это выразалось прежде всего в проведении совместных работ по составлению ряда карт, изданию монографий и статей, во взаимных консультациях по ряду геологических вопросов, участии в совещаниях и конференциях. Деловые, научные и производственные отношения, установившиеся с геологическими организациями Казахстана, способствовали успешному выполнению работ экспедиции. Наши работы всегда встречали неизменную поддержку со стороны Министерства геологии КазССР в лице его руководителей А.С. Богатырева, М.Д. Морозова, Ш.Е. Есенова, А.Т. Ситько. Общие интересы определили тесные научные контакты Центрально-Казахстанской экспедиции с Институтом геологических наук им. К.И. Сатпаева, установившиеся в 50-х годах по инициативе А.А. Богданова, К.И. Сатпаева, Р.А. Борукаева, Е.Д. Шлыгина и др. В дальнейшем они успешно развивались и поддерживались Ш.Е. Есеновым и А.А. Абдулиным.

Особенно много было сделано для установления плодотворного научного и производственного сотрудничества руководителями Центрально-Казахстанского территориального геологического управления и его отдельных организаций – Ц.М. Фишманом, А.Т. Ситько, Л.Ф. Думлером, И.В. Орловым, О.В. Ивановым, Н.Л. Габаем, Д.Л. Верком, Е.Ю. Капелюшником, В.И. Штифановым и многими другими геологами.

Перспективы дальнейших исследований Центрально-Казахстанской экспедиции определяются традиционными научными интересами и направлениями работ. Основные задачи предстоящих научных исследований на ближайшее пятилетие представляются следующими.

Региональные геологические исследования в пределах Сарысу-Тенизского поднятия, Атасуйского, Тектурмасского и Актау-Моинтинского антиклинориев, Северном Прибалхашье, хр. Чингиз, южном обрамлении Карагандинского бассейна, Шидертийском районе, в Северном Казахстане в области сочленения Ишкеольмесского антиклинория и Селетинского синклиория.

Стратиграфия, петрология и геохронология докембрия, геология раннегеосинклиналиных офиолитовых формаций (стратиграфия, петрология, магматизм), стратиграфия и литология девона, биостратиграфия девона и карбона, стратиграфия и петрология вулканических комплексов верхнего палеозоя. Перечисленные направления научных исследований призваны обеспечить потребности геолого-съёмочных и картосоставительских работ, широко проводящихся в Центральном Казахстане.

Самостоятельным разделом наших будущих работ, как и прежде, будет участие в металлогенических обобщениях как по различным районам Казахстана, так и по Центральному Казахстану в целом. Сотрудники экспедиции будут принимать участие в составлении тектонических и палеотектонических карт Центрального Казахстана,

региональных геологических карт и других подобных важнейших коллективных обобщениях и сводках.

Успешное выполнение геологических исследований на протяжении двадцати пяти лет объясняется не только высокой квалификацией работников экспедиции, но и тем, что Алексей Алексеевич Богданов, создавая коллектив экспедиции, привил чувство ответственности за качество любых видов геологических исследований. Не менее важна дружеская деловая обстановка, существующая в Казахстанской экспедиции. Не случайно состав ее довольно постоянен, и большинство основных сотрудников работает в экспедиции по 15 – 20 и более лет.

В свои 25 лет Центрально–Казахстанская экспедиция, как и прежде, готова продолжать в Казахстане разнообразные исследования, внося свой вклад в дело изучения геологии страны и развитие геологической науки.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабичев Е.А. Итоги пятнадцатилетних работ Центрально–Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ (1949–1965 гг.). – Вестн. Моск. ун–та, серия геол., 1967, № 1.
- Бабичев Е.А., Богданов А.А., Бурштейн Е.Ф., Зайцев Ю.А. Двадцать лет геологических исследований в Центральном Казахстане. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Богданов А.А. Научные итоги работ Центрально–Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ. – Научные докл. высш. школы, 1959, № 1.
- Тихомиров В.Г. Комплексные исследования геологов в Казахстане. – Вестн. Моск. ун–та, серия геол., 1954, № 2.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ОБЛАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ КАЗАХСТАНА

Ю.А. Зайцев

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое строение палеозойского Казахстана к настоящему времени изучено относительно полно. Усилиями геологов многих организаций, в том числе Московского университета, получены обширные материалы по закономерностям геологического строения, истории развития и размещения в недрах Казахстана различного оруденения. Материалы по геологии Казахстана представляют обширные данные, позволяющие прийти к выводам, имеющим общее значение для развития геологической науки. Обобщения геологических материалов по палеозоидам Казахстана выполнялись ранее неоднократно. При этом рассмотрение важнейших закономерностей строения и геологической истории этого региона облекалось в форму заключений о тектоническом районировании. Важнейшие закономерности развития структуры палеозойских складчатых областей Казахстана в целом или его отдельных частей рассматривались во многих работах.

После первых обобщений и сводок Н.Г. Кассина (1951, 1952), Е.Д. Шлыгина (1957), П.Н. Кропоткина (1950), А.А. Богданова (1954, 1959), Б.И. Борсука (1956), в которых были намечены основные закономерности строения и истории развития палеозойских складчатых сооружений Казахстана, появился ряд работ, уточняющих многие вопросы тектонического районирования (Беспалов, Есенов, 1974; Богданов и др., 1963; Богданов, 1965; Афоничев, Боровиков, 1970; Зайцев, 1957, 1961, 1972; Маркова, 1964; Михайлов, 1969; Шлыгин Е.Д., Шлыгин А.Е., 1964, 1973). Естественно, что представления о закономерностях строения, о тектоническом районировании Казахстана видоизменялись, уточнялись со временем по получении новых данных о геологии этого интересного и разнообразного по геологическому строению региона. Часто старые, казалось, установившиеся понятия и представления получали новое наполнение, испытывали некоторые трансформации. Мы не ставим себе целью проследить эволюцию взглядов на закономерности тектонического развития палеозойского массива Казахстана и ограничимся лишь упоминанием наиболее важных работ.

Среди перечисленных выше обобщений, с нашей точки зрения, важнейшей является сводка А.А. Богданова (1965). В этой работе впервые на базе современного материала с большой полнотой были рассмотрены главнейшие закономерности строения и развития палеозойского Казахстана в связи с окружающими палеозойскими складчатыми

системами Урала, Тянь-Шаня и Алтая / А.А. Богдановым было намечено деление на области раннекаледонской и позднекаледонской складчатости, обособление ранних и поздних варисцид, ограничения каледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива, положение и историко-геологическая роль девонского вулканического пояса, показано существование в Казахстане геосинклиналей различного типа, рассмотрены многие другие вопросы региональной геологии Казахстана.

В предлагаемой статье рассмотрены отдельные вопросы и проблемы, представляющие, по нашему мнению, известный интерес. Основное внимание в ней обращено на спорные или недостаточно рассмотренные ранее вопросы, а также на новые обобщения и выводы. В ряде случаев представления, к которым приходит автор, совпадают с выводами других геологов, что вполне естественно, так как в основу этих представлений и выводов положены одни и те же материалы.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ПАЛЕЗОИД КАЗАХСТАНА

Главный принцип тектонического районирования - возраст завершающей складчатости, сформулированный А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским и развивавшийся впоследствии многими советскими геологами. В основе этого подхода лежит совокупный историко-геологический анализ развития складчатых областей, учитывающий общую эволюцию земной коры, смену тектонических режимов во времени, стадии формирования структуры складчатых областей, переход их в платформенное состояние.

Принцип тектонического районирования по возрасту завершающей складчатости впоследствии был дополнен анализом обратных (попятных) по тектоническому смыслу процессов, приводящих к деструкции, тектонической активизации сформировавшихся ранее консолидированных областей вплоть до возникновения регенерированных геосинклиналей.

Большое значение для познания закономерностей формирования структуры земной коры имеет анализ тектонических режимов геологического прошлого. Геосинклинальные прогибы различного типа, срединные массивы, геантиклинальные поднятия, области орогенеза во многих случаях не оставались постоянными на протяжении ряда геологических эпох. Превращение геосинклинальных систем разного типа в соответствующие складчатые системы происходило по-разному. Все эти особенности палеотектонического характера также должны учитываться при тектоническом районировании. Анализ палеотектонических режимов развития конкретных крупных структурных единиц и целых структурно-фациальных зон имеет большое значение. Особенно он важен в связи с большими расхождениями в историко-геологических оценках, с которыми мы сталкиваемся во многих современных сводках по тектонике ряда регионов палеозойд Казахстана и Средней Азии. Порой одни и те же комплексы разных

ми геологами рассматриваются то как геосинклинальные, то как платформенные.

В настоящее время деление палеозойд Казахстана на области каледонской и варисийской складчатостей можно считать общепризнанным. Существующие расхождения во взглядах отдельных геологов относятся лишь к частным вопросам относительно положения границ между названными областями, возрастного объема и историко-геологического содержания отдельных этапов развития различных частей палеозойд.

Центральную часть области палеозойской складчатости занимает обширный Казахстанско-Тяньшаньский эпикаледонский срединный массив, относящийся к типу массивов ранней консолидации, обрамляемый со всех сторон варисийскими геосинклинальными складчатыми системами - Уральской с запада, Среднего и Южного Тянь-Шаня с юга, Джунгаро-Балхашской и Зайсанской с юго-востока и востока. Северное обрамление в виде варисийской Сальмской складчатой системы намечено П.К. Куликовым (1974) под платформенным чехлом в южных и центральных частях Западно-Сибирской плиты.

Перечисленные важнейшие структурные элементы составляют основу структуры палеозойд Казахстана. В течение варисийской тектонической эры складчатым системам варисийд отвечали соответствующие геосинклинальные системы, окружавшие Казахстанско-Тяньшаньский срединный массив.

Казахстанско-Тяньшаньский эпикаледонский срединный массив. Впервые на необходимость обособления каледонид в Казахстане указал Е.Д. Шлыгин (1949), выделивший "внешнюю каледонскую дугу Казахстана", включавшую Кокчетавский и Улутауский выступы докембрия и окружавшие их синклинии. П.Н. Кропоткин (1950) рассматривал "Кокчетавско-Улутаускую каледонскую зону" как центр консолидации Урало-Тяньшаньской палеозойской геосинклинали. Впоследствии А.А. Богданов (1954, 1959) предлагал выделять "область каледонской складчатости Казахстана", "область ранней консолидации геосинклинального режима среди герцинской складчатости" ("Тектоническая карта СССР...", 1957). Ю.А. Зайцев (1957, 1961) назвал эту область Центрально-Казахстанской срединной зоной консолидации или срединным массивом, Е.Д. и А.Е. Шлагинь (1964) называли областью устойчивой каледонской консолидации.

А.А. Богданов предложил эту крупнейшую структурную зону называть Казахстанско-Тяньшаньским срединным массивом (Богданов и др., 1963; Богданов, 1965). В последней работе А.А. Богданов очертил границы Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива, рассмотрел его внутреннее строение и соотношения с соседними варисийскими геосинклинальными системами.

Так сложились представления о необходимости выделения Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива - ядра ранней консолидации среди варисийских геосинклинальных систем.

Область каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня являлась срединным массивом в течение варисцийской тектонической эры, то есть после каледонских складчатостей, приведших к ее консолидации. Поэтому Казахстанско-Тяньшаньский массив правильнее называть эпикаледонским¹.

Ограничения Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива отвечают крупным и протяженным глубинным разломам, существовавшим на протяжении всей варисцийской тектонической эры. На западе Казахстанско-Тяньшаньский эпикаледонский массив граничит по Урало-Казахстанскому глубинному разлому с Уральской геосинклинальной складчатой системой. Впервые эта граница здесь была намечена А.А. Богдановым (1965). Такие же крупные разломы отделяют Казахстанско-Тяньшаньский массив от варисцийской геосинклинали Среднего и Южного Тянь-Шаня (линия Николаева и др.). Внешним выражением глубинных швов на границе эпикаледонского массива и варисцид Джунгаро-Балхашской геосинклинали в Центральном и Южном Казахстане является девонский краевой вулканический пояс (Богданов, 1959). Граница с Зайсанской варисцийской складчатой системой проходит по глубинному Чингизскому разлому (рис.1).

Как уже неоднократно отмечалось, структура Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива характеризуется четко выраженным двухъярусным строением – обособляется складчатый фундамент и дислоцированный чехол массива. Для большей западной и юго-западной частей Казахстанско-Тяньшаньского массива фундамент имеет раннекаледонский возраст – складчатость, завершившая геосинклинальное развитие, произошла в позднем ордовике (таконская). В восточной части массива складчатый фундамент позднекаледонский, возникший в связи со складчатостью в середине силура (см.рис.1).

Чехол срединного массива сложен толщами среднего – верхнего девона, нижнего карбона и верхнего палеозоя. Он слагает обширные наложенные внутренние впадины типа Джезказганской, Тенизской и подобных других (см. рис. 1), наложенные мульды, узкие приразрывные складки, грабены, грабен-синклинали.

Варисцийская история Казахстанско-Тяньшаньского массива тесно связана с развитием соседних варисцийских складчатых областей. Срединный массив в течение варисцийской эры испытывал принудительное пассивное развитие – все важнейшие события, происходившие в соседних геосинклинальных системах (складчатость, орогенез и т.п.), находят отражение в общих тектонических движениях массива, характере осадконакопления, преобразовании его структуры, магматизме и т.п.

Стадии развития Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива находятся в связи с развитием соседних Джунгаро-Балхашской

¹ В этом случае последовательно применяется система наименований крупных структурных элементов земной коры относительно возраста завершающей складчатости, так же как это делается для платформ (эпикарельские, эпипалеозойские).

Уральской варисцийских геосинклиналей. Времени интенсивных прогибаний в начале и середине геосинклинального цикла этих геосинклиналей отвечает стадия высокого стояния срединного массива; эпохам орогенеза геосинклинальных систем соответствует стадия погружения срединного массива. В соответствии с этими стадиями выделяются ярусы чехла срединного массива. Следуя предложению М.В. Муратова (1974), здесь обособляются синорогенные и сингеосинклинальные ярусы чехла.

Синорогенный нижний ярус сложен средне-верхнедевонскими (тельбесскими) молассами, возникшими в стадию относительного погружения срединного массива одновременно с орогенезом в периферических частях соседней Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Тельбесские позднекаледонские молассы слагают орогенные впадины, наложенные на ранние и поздние каледониды.

Сингеосинклинальный средний ярус чехла срединного массива сложен морскими карбонатной и терригенно-карбонатной формациями. Он образовался в стадию высокого стояния срединного массива. В это время срединный массив занимал (относительно соседних прогибавшихся геосинклиналей) высокое положение. Осадконакопление в его пределах происходило в структурных зонах типа плит.

Синорогенный верхний ярус сложен позднепалеозойскими молассами. Относительное погружение срединного массива в позднем палеозое было одновременным орогенезу и поднятиям в соседних Джунгаро-Балхашской и Уральской геосинклинальных системах.

Средне-позднепалеозойский этап развития (с девона по пермский период) срединного массива мы называем квазиplatformенным (Зайцев, Кабанов, 1966; Зайцев, 1972).

Варисцийские геосинклинальные складчатые системы. Варисциды Казахстана разнотипны; они отличаются своим положением, строением, историей развития, тектоническим режимом.

В отличие от прежних схем тектонического районирования палеозойд, в обрамлении Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива предлагается выделять варисцийские миогеосинклинальные зоны (Зайцев, 1972). Они располагаются на консолидированном ранее каледонском основании, занимают значительные части краевого девонского вулканического пояса, имея и здесь в своем основании каледонский складчатый фундамент. Обычно подобные миогеосинклинали занимают окраинное положение в варисцийских геосинклинальных системах. Сложены они преимущественно карбонатными и карбонатно-терригенными формациями. С запада к эпикаледонскому массиву примыкает миогеосинклинальная Боровская структурно-фациальная зона, принадлежащая Уральской геосинклинальной системе, с юга Казахстанско-Тяньшаньский массив граничит с варисцийской миогеосинклиналью Большого Каратау и Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоной Среднего Тянь-Шаня. Миогеосинклинальные варисцийские прогибы в раннем карбоне занимали часть площади девонского краевого вулканического пояса, Атасуйский район,

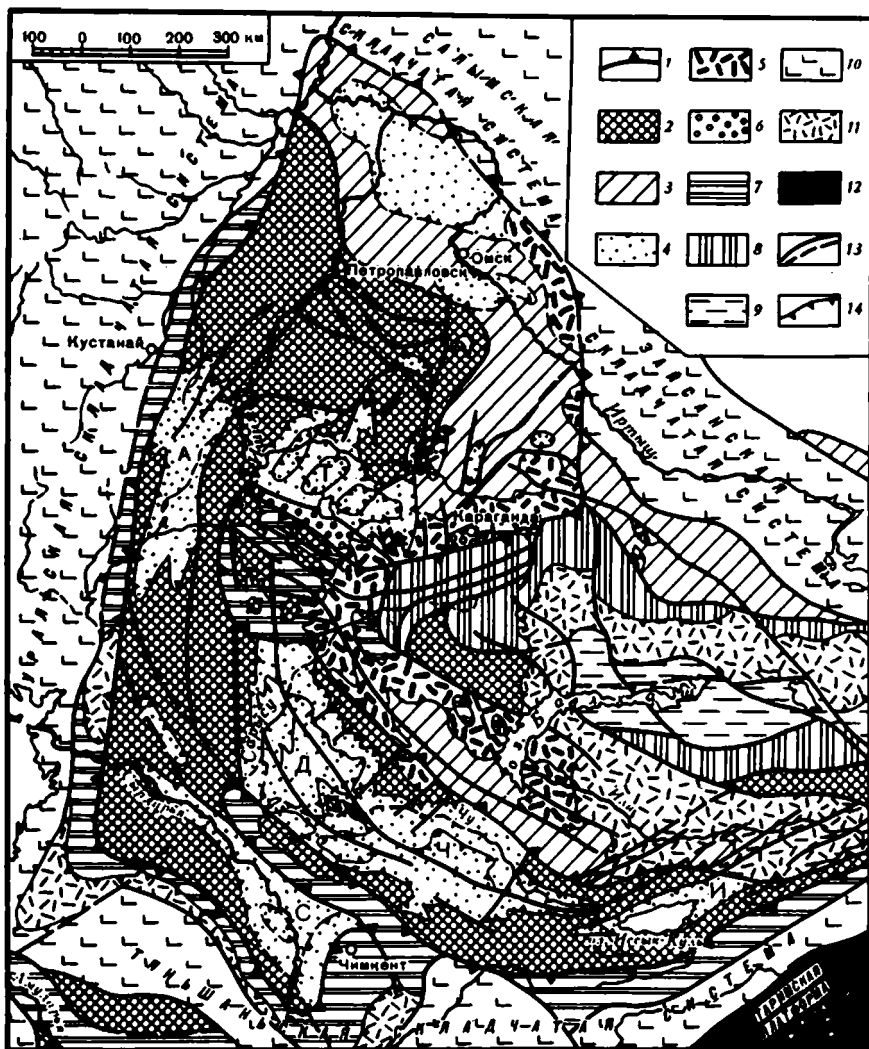


Рис. 1. Схема строения палеозойд Казахстана и Тянь-Шаня
 Казахстанско-Тяньшанский эпикаледонский срединный массив (1-4): 1 - граница массива, 2 - раннекаледонский (таконский) и более древние складчатые комплексы эпикаледонского массива и фундамента варисцид, 3 - позднекаледонский (чингизский - в середине силура) складчатый комплекс эпикаледонского массива и фундамента варисцид; 4 - чехол срединного массива, внутренние впадины: А - Аксуатская, Т - Тенизская, Д - Джезказганская, Ч - Чуйская, И - Иссыккульская, С - Сырдарьинская; 5 - раннедевонский краевой вулканический пояс; 6 - малые краевые прогибы; варисцидские геосинклинальные складчатые системы (7-11): 7 - мнгогеосинклинальные; хемизогессинклинальная Джунгаро-Балхашская;

территории Карагандинского бассейна, Актау–Моинтинский антиклинорий, Сарысу–Тенизскую зону глыбовых складок.

Из перечисленных выше геосинклинальных систем, находящихся в обрамлении Казахстанско–Тяньшаньского срединного массива, в пределах палеозойского массива Казахстана находятся лишь Джунгаро–Балхашская и Зайсанская. Они и будут рассмотрены ниже. Уральская и Тяньшаньская геосинклинальные складчатые системы в целом образуют самостоятельный единый пояс со своими специфическими особенностями строения и развития.

Джунгаро–Балхашская геосинклинальная складчатая система отличается своеобразием. Прежде всего обращает на себя внимание ее положение среди каледонских складчатых структур. На севере и западе она соприкасается с Казахстанско–Тяньшаньским эпикаледонским массивом, на востоке и северо–востоке граничит с геосинклинальным поднятием Чингиз–Тарбагатайского мегаантиклинория с четко обособленным позднекаледонским складчатым фундаментом, к югу от нее находятся выступы каледонского фундамента Северного Тянь–Шаня и Южной Джунгарии.

В соответствии с общей конфигурацией рассматриваемой системы находится и ее внутреннее “концентрическое” зональное строение. Внешняя зона, прилежащая к областям каледонской складчатости, располагается большей частью на переработанном каледонском фундаменте. Главная складчатость, завершившая геосинклинальное развитие, произошла здесь в середине визейского века (саурская складчатость). Во внутренних частях Джунгаро–Балхашской геосинклинали складчатость имела место значительно позже, в конце среднего или позднем карбоне – саякская складчатость, по В.Я. Кошкину (1974).

Наиболее сложной историей обладает северо–западная часть Джунгаро–Балхашской геосинклинальной складчатой системы. Это территории Тектурмасского, Атасуйского и Актау–Моинтинского антиклинориев и прилежащих к ним Нуринского, Успенского, Жаман–Сарысуйского синклинориев. Здесь с несомненностью устанавливается геосинклинальное полициклическое развитие. Эта часть испытала, по крайней мере, трижды складкообразование – в позднем ордовике, в середине девона и в середине визейского века. После соответствующих складчатостей в конце ордовика и в середине девонского периода в пределах указанных регионов вновь возникали геосинклинальные условия. В течение позднедевонской – раннекаменноугольной эпох, как уже

8,9 – складчатые комплексы: 8 – саурский (средневизейский), на западе включает также переработанные раннекаледонский и среднедевонский тельбесский, 9 – саякский (средне–позднекаменноугольный), 10 – эвгеосинклинальные, 11 – позднепалеозойские вулканические пояса; 12 – докембрийская платформа; 13 – наиболее крупные разломы, прослеженные и предполагаемые; 14 – границы между складчатыми комплексами, чехлом срединного массива и др.

упоминалось выше, здесь существовала миогеосинклиналь. Миогеосинклиналь этого времени распространялась далеко на северо-запад, в пределы Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок и Улугау-Джезказганский район.

Особенностью истории развития центральных частей Джунгаро-Балхашской геосинклинали (Северное Прибалхашье) является сквозное развитие в течение каледонской и варисийской тектонических эр. В этих реконструкциях мы следуем построениям Н.А. Афоничева (1967), считающего, что в пределах Северо-Балхашского антиклинория имеется практически непрерывный стратиграфический разрез от кембрия до верхнего карбона. При этом раннегеосинклинальные стадии развития с характерным базальтоидным магматизмом отнесли к кембрию и ордовика. В варисийской эре Джунгаро-Балхашская геосинклиналь представляла собой постепенно сужающийся остаточный геосинклинальный бассейн. Следует заметить, что подобная точка зрения разделяется не всеми геологами, рассматривающими раннепалеозойские толщи в виде каледонского фундамента варисид.

Как бы там ни было, в варисийском тектоническом цикле Джунгаро-Балхашская остаточная геосинклиналь постепенно (постепенно-прерывисто) сужалась. Она представляла собой особый промежуточный тип геосинклиналей, который нельзя назвать ни эвгеосинклиналью, ни миогеосинклиналью.

Зайсанская геосинклинальная система имеет много общих черт с рассмотренной Джунгаро-Балхашской, но обладает и заметными отличиями. В противоположность Джунгаро-Балхашской, она отличается четкой линейной вытянутостью, характеризуется офиодитовым магматизмом, проявившимся в девоне и отчасти раннем карбоне.

Центральные части геосинклинальной системы отличаются сквозным геосинклинальным развитием в течение каледонской и варисийской тектонических эр. Главная складчатость – калбинская среднекаменноугольная.

По периферии Зайсанской геосинклинальной системы, подчеркивая ее симметрию, располагаются пояса проявления саурской складчатости. На юго-западе это Саурско-Жарминская структурно-фациальная зона, на северо-востоке – Рудно-Алтайская. Общим для обеих зон саурской складчатости является их заложение на консолидированном позднекаледонском фундаменте.

Ниже рассматриваются наиболее важные аспекты геологического строения и геологической истории палеозойд Казахстана.

ФУНДАМЕНТ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Комплекс основания или фундамент в областях палеозойской складчатости Казахстана включает разновозрастные докембрийские комплексы – докарельский, карельский и среднерифейский исседонский (Зайцев, 1974). Разделение этих складчатых комплексов ста-

до возможным в связи со значительными успехами в изучении стратиграфии и радиогеохронологии докембрия Казахстана. Принятые рабочие корреляционные стратиграфические схемы докембрия создали основу для тектонических и историко-геологических реконструкций (Богданов и др., 1970; Зайцев и др., 1974).

Вопрос возраста фундамента палеозойских геосинклиналей Казахстана стал особенно энергично обсуждаться после работы Н.А. Штрейса (1960), высказавшего предположение о рифейском возрасте большей части метаморфических толщ и соответственно о принадлежности метаморфического основания к байкальским образованиям. Полученные в последнее десятилетие многочисленные возрастные определения позволили более определенно, чем это делалось ранее, судить о времени проявления метаморфизма, интрузивной деятельности в докембрии, связать основные этапы развития докембрийской структуры различных регионов (Зайцев, Филатова, 1972).

В результате докембрийских складчатостей была сформирована континентальная земная кора Казахстана с развитым гранитно-метаморфическим слоем. Вещественным выражением последнего являются метаморфические гранитизированные толщи, частично выступающие на дневную поверхность в ядрах палеозойских антиклинориев, а частично скрытые на глубине и устанавливаемые геофизическими исследованиями ("Геотектоническое районирование Казахстана...", 1969). Мощность гранитно-метаморфического слоя, возникшего в результате докембрийских складчатостей, достигает 15–20 км. Наибольшее значение имела среднерифейская исседонская складчатость, которую автор рассматривает как платфоормобразующую (Зайцев, 1974).

Мощные толщи кварцито-песчаников кокчетавской серии и ее аналогов залегают выше исседонского складчатого комплекса и всех более древних складчатых структур резко несогласно. Для образования кварцито-песчаниковой формации верхнего (возможно, отчасти среднего) рифея необходимы были обстановки относительного тектонического покоя на больших пространствах. Выходы кварцито-песчаниковых толщ, подобных кокчетавской серии, имеются в различных частях Казахстана – в Джунгарии, на Атасу-Моинтинском водоразделе, в горах Ерементау и Нияз, Кокчетавском районе, Улутау и ряде других мест. Это заставляет рассматривать формацию кварцито-песчаников в качестве платформенной, образовавшейся в условиях слаборасчлененного рельефа и тектонического покоя. Она накапливалась в течение длительного времени. Ее нижним возрастным пределом является исседонская складчатость на рубеже 1100 млн. лет, верхним – заложение позднебайкальско-палеозойских геосинклиналей в конце позднего рифея (950–850 млн. лет). Таким образом, предыстория палеозойца Казахстана – длительный и сложный процесс эволюции континентальной земной коры, завершившийся консолидацией последней в среднем рифее и установлением платформенного тектонического режима.

Вопрос о природе (происхождении и составе) комплекса основания геосинклиналей палеозоя Казахстана, процессе их заложения приобрел в последнее время некоторую остроту в связи с попытками приложить идеи А.В.Пейве (1969) о развитии эвгеосинклиналей (истинных геосинклиналей) на коре океанического типа к палеозойским эвгеосинклинальным прогибам Казахстана. Построения А.В.Пейве, по-видимому, справедливы для ряда эвгеосинклинальных систем. Однако это не позволяет приложить их к объяснению развития любых эвгеосинклинальных систем без должного анализа всех имеющихся региональных материалов. При подобных палеотектонических реконструкциях должна быть проявлена необходимая осторожность.

Выше было показано, что в основании геосинклинальных комплексов палеозоя (в пределах геоантиклиналей, хемизвгеосинклиналей, эвгеосинклиналей) располагается метаморфический фундамент, занимавший, очевидно, все пространство Центрального, Северного и Южного Казахстана, а также Северного Тянь-Шаня. Естественно предположить, что палеозойские геосинклинали на нем и заложились в результате его раздробления и интенсивной тектонической переработки. Эти проблемы были рассмотрены нами и опубликованы ранее (Зайцев, 1968), а также рассмотрены частично и теперь совместно с Т.Н.Херасковой в статье в настоящем сборнике (стр. 67). С нашей точки зрения, главный вывод о заложении палеозойских геосинклиналей на метаморфическом основании неоспорим. Подобные реконструкции для палеозойских геосинклиналей Казахстана делались многими геологами, в том числе Н.Г.Кассиным (1951), Н.А.Афоничевым и Л.И.Боровиковым (1970), Е.Д. и А.Е.Шлыгиными (1973) и др. При этом, естественно, возникают следующие вопросы — когда и как произошло заложение палеозойских геосинклиналей?

Анализ строения и условий образования древнейших неметаморфических толщ в основании геосинклинальных комплексов палеозойских прогибов указывает на принадлежность этих толщ или к верхам рифея, или к венду (в широком понимании). Можно предполагать, что заложение геосинклиналей в пределах Центрального Казахстана и Тянь-Шаня происходило в конце байкальской тектонической эры одновременно. Время заложения геосинклиналей характеризовалось образованием спилито-диабазовых, вулканогенно-осадочных, яшмовых и спаргмитовой формации.

Ранее нами было показано, что в основании геосинклинальных комплексов каледонид в областях сочленения прогибов и остаточных поднятий находится континентальная наземная липаритовая формация, заключающая конгломератовые накопления, игнимбриты, сопровождающиеся трещинными интрузиями щелочных гранитоидов с возрастом 650 ± 20 млн. лет (Зайцев, 1968; Зайцев, Тихомиров, 1972; Зайцев, Филатова, 1972). Эту формацию эпохи заложения позднебайкальских геосинклиналей, вытягивающуюся в виде харак-

герных узких вулканических поясов, следует рассматривать как геантиклинальную. Типичными ее представителями являются коксуйская серия Улутау, никольско-бурлукская Кокчетавской глыбы и их аналоги. В центральных частях заложившихся в это время прогибов названная формация замещается липарито-базальтовыми сериями типа кайнарской свиты Большого Каратау. К подобным выводам на материалах Северного Тянь-Шаня пришли В.В. Киселев и В.Г. Королев (1970). Так же оценивают историко-геологическую роль липаритовых порфировых формаций в развитии структур Казахстана в своей последней работе Е.Д. и А.Е. Шлыгины (1974). Нами предполагается, что возникновение палингенных гранитных магм, давших начало образованию липаритовой порфировой формации, сопровождало раздробление древнего метаморфического шоколя.

Каков возможный механизм заложения геосинклиналей в конце байкальской тектонической эры?

Для того чтобы попытаться ответить на этот вопрос, следует обратиться к конкретным материалам. Комплекс основания (фундамент) в ряде геосинклинальных прогибов несомненно присутствовал, будучи погружен в каледонском этапе на большие глубины. Впоследствии в связи с последующими складчатостями и размывом он был выведен на дневную поверхность в ядрах частных антиклиналей. Примерами выступов метаморфического основания, помимо упомянутых западных частей Центрального и Северного Казахстана, могут служить участки Ерементау-Ниязского, Агасуйского и Актауского антиклинорий. В их пределах метаморфическое основание было нарушено крупными разломами и опущено в начале геосинклинального цикла в позднем протерозое (рифее – венде) и кембрии. Таким образом, вполне вероятным механизмом геосинклинальной регенерации (заложения) можно считать раздробление и опускание блоков метаморфического фундамента в условиях тектонического растяжения земной коры.

Для отдельных участков каледонских геосинклиналей Казахстана следует рассмотреть возможность механизма горизонтального раздвижения блоков континентальной земной коры. Масштабы подобных процессов могли быть незначительны, так как выступы метаморфического докембрийского основания в ограничениях (раме) геосинклинальных прогибов или в ядрах антиклиналей, возникших на их месте впоследствии, отстоят не более чем на 30 – 60 км. Максимальные расстояния между выступами метаморфических толщ в пределах каледонских складчатых структур, возникших на месте типичных эвгеосинклиналей, составляют 60 – 100 км (Степнякский синклиорий, геосинклинальный прогиб на месте Нурина синклиория, Тектурмасского антиклинория и Успенского синклиория). Но и здесь в приведенных примерах нельзя исключить заложение геосинклиналей на метаморфическом основании, так как в ксенолитах гранитоидных массивов Крыккудукского комплекса в Степнякском синклиории и ядре антиклинали в Тектурмасском антиклинории присутствуют

метаморфические образования, тождественные докембрийским (данные Э.М. Спиридонова и О.В. Минервина). Подобные примеры могут быть умножены. В любом случае, какой бы механизм переработки метаморфического основания не существовал, следует подчеркнуть, что степень переработки метаморфического основания в пределах эвгеосинклиналей восточных частей Центрального Казахстана была несравненно большей.

Степень тектонической переработки комплекса основания (фундамента), различная в разных частях палеозойского Казахстана, точнее степень его сохранности, оказала, как будет показано ниже, влияние на всю последующую историю палеозойских геосинклиналей.

МИГРАЦИЯ ПАЛЕЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТОСТЕЙ

Анализ истории развития, закономерностей строения палеозойских складчатых сооружений Казахстана позволяет установить миграцию складчатостей из областей Северного Казахстана и запада Центрального Казахстана к центру Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы, в Юго-Западное Прибалхашье и Северную Джунгарию. При этом выявляется закономерное направленное смещение во времени и пространстве главной складчатости, геосинклинальных циклов, интрузивных проявлений и орогенеза (рис. 2). Ряд мигрирующих складчатостей следующий: таконская в конце ордовика → чингизская в середине силура → тельбесская в начале среднего девона → саянская в середине визе → саякская в конце среднего или начале позднего карбона.

Каждая из перечисленных складчатостей с полным основанием может рассматриваться в качестве главной складчатости, приведшей к консолидации больших участков земной коры Казахстана, замыканию в их пределах соответствующих во времени геосинклинальных прогибов. Вслед за главными складчатостями происходит смещение орогенных этапов.

Завершается палеозойская история общей складчатостью, проявившейся на всей территории палеозойского Казахстана в конце перми. Эта последняя складчатость захватила области проявления предшествующих палеозойских складчатостей, в разных частях палеозойского Казахстана в разной интенсивности. Она может рассматриваться как наложенная, или наведенная. Характерно, что эта складчатость не предварялась соответствующим геосинклинальным циклом. В Северном Казахстане, на западе Центрального Казахстана и в Северном Тянь-Шане она привела к образованию глыбовых германотипных складок, сопровождалась оживлением движений по многочисленным более древним разломам. В пределах варисцида она усложнила существовавшую складчатую структуру.

Миграция складчатостей происходит постепенно-прерывисто. Несмотря на прерывистость, это, несомненно, единый направленный процесс, который в шкале времени выражается четко индивидуализи-

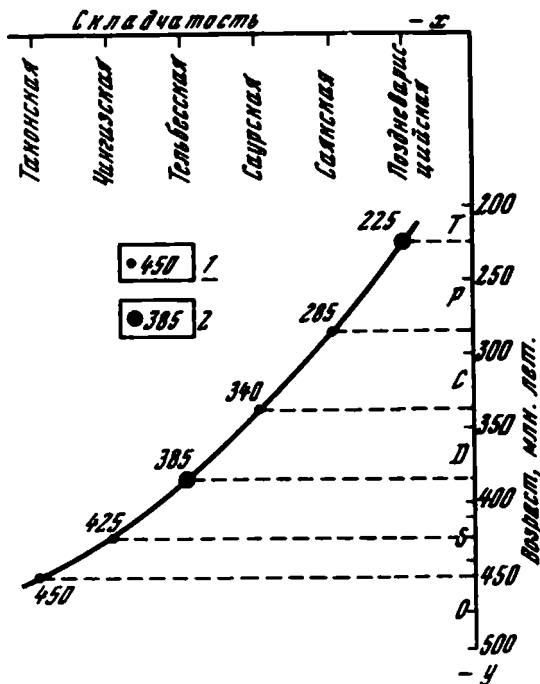


Рис. 3. Геотектоническая кривая (график проявления складчатостей) палеозойд Казахстана.

1 - время проявления складчатостей; 2 - время складчатостей, располагающихся вблизи границ тектонических эр

площадей, постепенному сужению геосинклинальных прогибов, сохранившихся в середине позднего палеозоя лишь в центральных частях Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.

Рассмотрение упомянутой выше геотектонической кривой (см. рис. 3) приводит к выводу о кажущемся отсутствии естественного рубежа между каледонскими и вариссийскими складчатостями Казахстана. Для оценки значения проявившихся складчатостей следует рассмотреть три показателя их структурного эффекта: 1) площадь проявления, 2) "степень консолидации", то есть что сформировала данная складчатость и 3) площади, вовлеченные в тектоническую переработку (рис. 4).

Требуется пояснения второй показатель - "степень консолидации". После проявления складчатостей могут быть сформированы структурные зоны, различающиеся в дальнейшем разной степенью тектонической стабильности - степенью консолидации. Так, после раннекаледонской гаконской складчатости на обширных пространствах установились условия тектонической стабильности. В других случаях, после проявления складчатости в результате последующего разрушения

вновь регенерировались геосинклинальные условия. В последнем случае не происходило приращения участков консолидированной, тектонически стабильной земной коры. Структурный эффект различных складчатостей в пределах палеозойд Казахстана оказывался различным.

Наибольшее значение для формирования структуры палеозойд Казахстана имеет раннекаледонская таконская складчатость (см.рис.4). Она захватила обширные площади Северного, Центрального и Южного Казахстана, а также Северного и Среднего Тянь-Шаня. Лишь незначительные по площади (~21%) окраинные части области раннекаледонской складчатости были вовлечены в последующую геосинклинальную переработку, в результате которой возникли миогеосинклинали Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок, Большого Каратау, Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны и др.

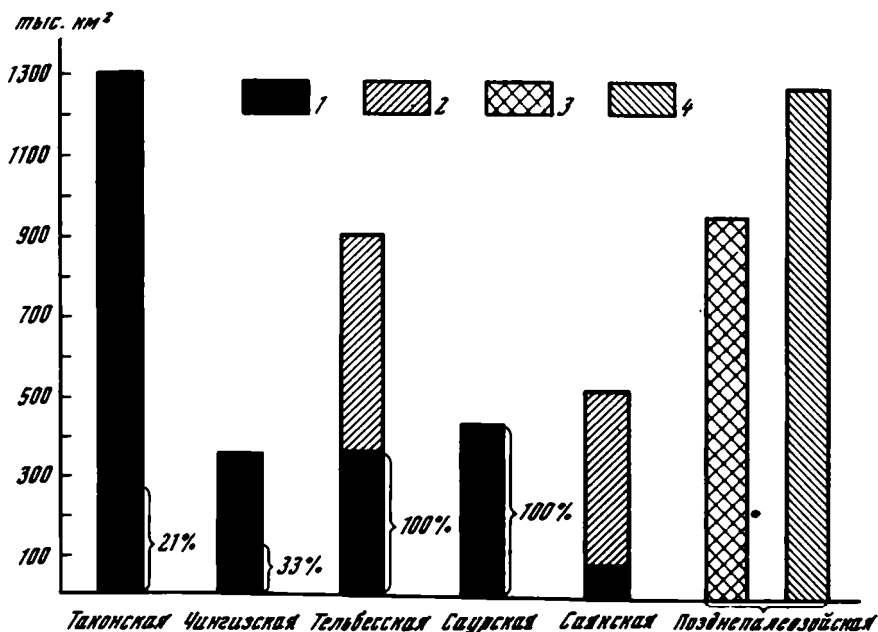


Рис. 4. Площади проявления складчатостей палеозоя и сопутствующей тектонической активизации Казахстана (без Уральской, Тянь-Шаньской и Зайсанской складчатых систем).

1 - главная складчатость (площади, впоследствии вновь вовлеченные в геосинклинальное развитие, в %); 2 - тектоническая активизация ранее консолидированных пространств, сопровождающая главную складчатость; 3 - завершающая складчатость, проявившаяся в конце орогенного этапа в Джунгаро-Балхашской геосинклинали, а также в пределах миогеосинклиналей; 4 - резонансная складчатость в чехле эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива

Позднекаледонская чингизская складчатость проявилась в середине силура на обширных пространствах северо-востока Центрального Казахстана и области Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория¹. В хр. Чингиз наиболее отчетливо устанавливается обращение тектонических движений, складкообразование, приходящиеся на середину силура ("Геология и металлогения...", 1971). Эта складчатость сформировала складчатые структуры, располагающиеся к востоку от Ишкельмесского антиклинория (Селегинский синклиниорий и др.). Значительные пространства поздних каледонид были вовлечены в раннем девоне в тектоно-магматическую активизацию в пределах девонского краевого вулканического пояса.

Тельбесская складчатость проявилась в начале среднего девона в северо-западных частях Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы, охватила значительные части девонского краевого вулканического пояса в Бетпакдале и на востоке Сарысу-Тенизского водораздела. Собственно тельбесский геосинклинальный комплекс, смятый в линейные складки и прорванный интрузиями среднедевонских гранитоидов, занимает небольшие площади в северо-западной части Джунгаро-Балхашской системы. Территориально площадь проявления тельбесской складчатости отвечает Нуринскому, Успенскому и Жаман-Сарысуйскому синклиниориям, Атасуйскому и Тектурмасскому антиклинориям.

Структурные последствия (структурный эффект) тельбесской складчатости определялись следующим: во-первых, как уже отмечалось, площадь ее проявления весьма невелика, во-вторых, почти вся эта площадь (100%) в позднем девоне и раннем карбоне была вовлечена в геосинклинальное развитие и окончательно консолидирована лишь в середине визейского века в результате Саурской складчатости, в-третьих, тельбесская складчатость привела к активизации и тектонической переработке значительных ранее консолидированных пространств, охватывающих площади каледонид Казахстана и Тянь-Шаня. Последнее обстоятельство значительно повышает роль тельбесской складчатости – структурный эффект ее благодаря сопутствующей активизации оказывается весьма значительным (см. рис. 4).

Саурская складчатость проявилась в середине визейского века. О начале саурского орогенеза свидетельствует широкое появление средневизейских моласс (кемельбекская свита Северо-Западного Прибалхашья и ее аналоги); насыщение обломочным герригениным материалом, начиная с верхов нижнего – низов среднего визе, осадочных толщ нижнего карбона в пределах каледонид Казахстана, Карагандинского угленосного прогиба и др. Как уже отмечалось, саурская складчатость еще более сузила Джунгаро-Балхашскую

¹ Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий в вариссийской структуре представлял собой геоантиклинальную зону, разделявшую Джунгаро-Балхашскую и Зайсанскую геосинклинали.

геосинклиналь. Она охватила почти кольцом остаточную геосинклиналь, продолжавшую существовать в намюрском веке и среднем карбоне в районах, непосредственно прилежащих к о.Балхаш, и в Северной Джунгарии. Геосинклинальный цикл, предшествующий тельбесской складчатости, в разных участках характеризовался разной полнотой, по крайней мере от силура до середины визейского века.

Саурская складчатость также захватила саурские миогеосинклинали, существовавшие в течение позднего девона – раннего карбона (до середины визейского века) в северо-западной части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы (области к югу от Караганды – Успенский и Нуринский синклиории, Атасуйский и Тектурмасский антиклинории и прилежащие к ним пространства). Именно здесь ранее проявилась тельбесская складчатость (см. выше).

Площади, консолидированные в результате саурской складчатости, весьма значительны (см. рис. 4), но к тектонической активизации ранее консолидированных пространств она не привела. Саурские движения несомненно проявились также в пределах Сарысу-Тенизской миогеосинклинали, хотя и не привели к ее замыканию.

Саякская складчатость¹ проявилась в центральных частях Джунгаро-Балхашской геосинклинали на сравнительно небольших площадях (см. рис. 1 и 4). С моментом саякской складчатости связано полное замыкание Джунгаро-Балхашских геосинклинальных прогибов и возникновение на их месте складчатой структуры. Проявление саякской складчатости, возможно, относится к концу среднего – началу позднего карбона. Так считает большинство геологов, работавших в Северном и Южном Прибалхашье. В.Я. Кошкин (1974) относит проявление саякской складчатости к рубежу каменноугольного и пермского периодов. Основанием к этому является пересмотренная им стратиграфическая схема позднего палеозоя, в которой возраст многих свит принимается более молодым, для ряда толщ – пермским. Не исключено, однако, что складчатость центральных частей Джунгаро-Балхашской геосинклинали одновозрастна калбинской складчатости варисийской Зайсанской складчатой системы. Саякская складчатость сопровождалась тектоно-магматической переработкой ранее консолидированных областей.

Как уже указывалось, последней складчатостью, проявившейся на территории всего палеозойского массива Казахстана, была складчатость в конце перми. Для Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы она завершила орогенный этап, сопровождалась последними внедрениями, главным образом лейкократовых гранитоидов. В это время складчатая структура варисид испытала некоторое усложнение, были дислоцированы орогенные образования.

В пределах Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива в это время также проявилась складчатость, деформировавшая его чехол и приведшая к образованию глыбовых германотипных складок.

¹ Название предложено В.Я. Кошкиным (1974).

Эту складчатость здесь следует рассматривать как наведенную, резонансную. Тектоническое воздействие позднепалеозойской пермской складчатости на ранее консолидированные области было наибольшим.

Анализ истории проявления разновозрастных складчатостей в различных частях палеозойского массива Казахстана приводит к выводу об одновременности складчатостей и тектоно-магматической переработки (активизации) ранее консолидированных областей. Однако следует подчеркнуть, что не каждая складчатость сопровождается одновременной тектонической активизацией. Таким образом, намечаются как бы две взаимосвязанные тенденции в развитии структуры палеозойд. Первая тенденция, проявляющаяся в течение всего палеозоя и отраженная на геотектонической кривой (см. рис. 3), может быть названа прогрессирующей консолидацией. Она составляет существо необратимой эволюции складчатой геосинклинальной области за достаточно большой отрезок геологического времени – в течение каледонской и варисийской тектонических эр. Мигрирующие во времени складчатости наращивали площади консолидированной земной коры, причем процесс это был прерывисто-постепенным (дискретно-перманентным). Несомненно, что миграция складчатостей отражала общий единый глубинный процесс, присущий этой части Урало-Алтайской геосинклинальной области.

Понять существо этого процесса в какой-то мере помогает анализ структуры, сформировавшейся на начальных стадиях развития палеозойских геосинклиналей после их заложения на раздробленном древнем метаморфическом фундаменте. При рассмотрении структуры, возникшей на начальных стадиях развития геосинклиналей, обращает на себя внимание вполне закономерная территориальная связь наиболее ранней консолидации с участками меньшей предшествующей переработки фундамента. Наиболее крупные непереработанные участки древнего метаморфического фундамента, сохранившиеся в геоантиклинальных поднятиях, меньшая степень геосинклинальности прогибов оказываются связанными с областями раннекаледонской (таконской) складчатости. Можно полагать, что "каркас" древних блоков сохранившейся континентальной коры во многом определил последующую историю геосинклиналей палеозоя. Эти блоки в течение палеозоя обрастали складчатыми комплексами. Таким образом, следует сделать весьма важный вывод – меньшая степень переработки континентальной земной коры в начале геосинклинального цикла предопределила последующую более раннюю консолидацию (складчатость, завершающую геосинклинальное развитие).

Вторая тенденция в развитии структуры палеозойд Казахстана может быть названа возвратной тектонической активизацией. По своему смыслу она противоположна первой тенденции в развитии структуры земной коры. Если первая – прогрессирующая консолидация – приводит к формированию (или восстановлению, регенерации) континентальной земной коры, то вторая – возвратная тектоническая активизация – вызывает структурную (тектоно-маг-

магматическую) переработку консолидированной коры. Во времени врагная тектоническая активизация совпадает с моментами складчатостей и последующими орогенными этапами. При этом следует подчеркнуть, что не каждая эпоха складчатости сопровождается сопряженной с ней тектоно-магматической активизацией.

Наиболее значительная тектоно-магматическая активизация раннее консолидированного Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива приходится на две эпохи складчатости – тельбесскую в среднем девоне и поздневарисцийскую в конце перми. Именно этим выделяются среди прочих две названные складчатости. Их выделяют не только весьма значительные оставленные ими структурные последствия, но и их общее историко-геологическое положение – тельбесская и поздневарисцийская складчатости приходятся соответственно на конец каледонской и варисцийской тектонических эр.

Особое структурное значение тельбесской и поздневарисцийской складчатостей, их исключительность, несмотря на общее закономерное положение в ряду палеозойских складчатостей Казахстана (см. рис. 3), заставляют предполагать, что появление этих складчатостей отражает какие-то более общие, может быть глобальные, явления. Они, по-видимому, накладываются на региональную прогрессирующую консолидацию, усложняют ее, выделяя две упомянутые эпохи складчатости и сопровождающей их тектоно-магматической переработки, приходящиеся на конец каледонской и варисцийской тектонических эр. Этот вывод находится в соответствии с историко-геологической ролью событий, имевших место в девоне (конец каледонской эры) или перми (конец варисцийской эры) во многих регионах мира.

О КАЛЕДОНСКИХ И ВАРИСЦИЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЦИКЛАХ

Геосинклинальный цикл – время, в течение которого происходит заложение геосинклинальной системы и ее развитие в складчатую область. Каждый полный геосинклинальный цикл в общем случае состоит из следующих этапов: геосинклинального прогибания (собственно геосинклинальный этап) → главной складчатости, сопровождаемой гранитоидным магмагизмом → орогенного этапа, включающего повторные складчатости и сопровождаемого накоплением орогенных, в том числе молассовых формаций. В течение геосинклинального и орогенного этапов, завершающихся соответствующими складчатостями, образуются геосинклинальные и орогенные складчатые комплексы.

Геосинклинальные этапы в разных частях палеозойд Казахстана обладали различной длительностью – проявления главной складчатости закономерно смещались во времени от конца ордовика до середины каменноугольного периода (см. рис. 2). Эти закономерности были рассмотрены выше.

Заложение геосинклиналей в пределах палеозойд Казахстана происходило близко одновременно. Начало геосинклинального этапа относится к концу рифея или началу венда. Начальные стадии

геосинклинального этапа развития были весьма близкими в эвгеосинклинальных зонах ранних, поздних каледонид и варисцид. Во времени они охватили венд, кембрий и местами первую половину ордовикского периода¹. Дальнейший ход геологических событий в разных структурно-фациальных зонах был различным.

Сравнение основных особенностей строения и истории развития (типов формаций, несогласий и др.) геосинклиналей палеозойд Казахстана позволяет установить некоторые весьма интересные закономерности. Особенности геосинклинального режима, состава накопившихся геологических формаций, проявления магматизма, внутренняя цикличность геосинклинального этапа, время проявления главной складчатости — все это оказывается связанным со степенью переработки метаморфического основания в начале геосинклинального цикла (таблица).

Сравнительная характеристика геосинклинального этапа ранних и поздних каледонид Казахстана

Характеристика	Ранние каледониды западных частей Центрального Казахстана (без Степнякского синклинория)	Поздние каледониды северо-востока Центрального Казахстана
1. Степень переработки метаморфического основания в начале геосинклинального этапа	Незначительная; сохраняются большие выступы фундамента в геосинклинальных поднятиях	Значительная переработка. Выступы фундамента невелики и единичны
2. Геосинклинальный режим ("степень геосинклинальности")	Хемизвгеосинклинальный (спарагмитовая, кремнисто-карбонатные и терригенные формации)	Эвгеосинклинальный режим (яшмово-диабазовые, спилитовые, граувакковые и другие формации)
3. Цикличность геосинклинального этапа	Моноциклический геосинклинальный этап	Полициклический геосинклинальный этап
4. Время консолидации	В конце раннего ордовика	В середине силура и середине девона

Для ранних каледонид со складчатостью в позднем ордовике характерны хемизвгеосинклинальный режим, моноциклическое развитие, более ранняя консолидация. Именно эти части палеозойд Казахстана

¹ См. в настоящем сборнике статью Е.А. Бабичева и др. "Раннегеосинклинальные кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского этапа развития Центрального Казахстана".

обладают наибольшими по площади выступами метаморфического основания, сохранившимися в ядрах геоантиклинальных поднятий. Лишь в крайних частях области раннекаледонской складчатости, прилежащих к поздним каледонидам (Степнякский синклиорий), существовали эвгеосинклиналильные условия, характерны проявления тектонических движений, предопределяющих полицикличность геосинклиналильного этапа¹.

В поздних каледонидах, участках проявления тельбесской складчатости, где степень переработки докембрийского метаморфического основания была значительно большей, в течение каледонской эры существовали истинные эвгеосинклинали – накапливались яшмово-диабазовые, яшмово-терригенные, спилитовые, граувакковые и другие типичные геосинклиналильные формации. Для этих геосинклиналей характерно полициклическое развитие, проявление предваряющих складчатостей, более поздние главные складчатости в середине силура и середине девона. Связь особенностей геосинклиналильных этапов разных частей палеозойд с разной степенью переработки метаморфического основания, независимо от того, каков был этот процесс, автору представляется несомненной.

Орогенные этапы следуют за главной складчатостью, точнее, ею начинаются. Орогенный этап составляет вторую часть геосинклиналильного цикла. Его продолжительность всегда много меньше длительности предшествующего геосинклиналильного этапа (см. рис. 2). Строго говоря, орогенный этап – небольшой кратковременный эпизод в геосинклиналильном цикле. Однако структурные последствия орогенного этапа весьма значительны, что заставляет его обособлять как самостоятельный внутри геосинклиналильного цикла. Причинно (то есть генетически) он связан с предшествующим геосинклиналильным этапом, возникает только в связи с ним и после него.

Как широко известно, вещественным выражением орогенного этапа обычно являются молассы, отражающие своим появлением существование контрастного, присущего орогенному этапу, рельефа. Здесь следует обратить внимание на различное положение моласс в структурах, возникающих в течение орогенного этапа. Возможны два случая (рис. 5).

Первый случай – молассы возникают в связи со складкообразованием, охватившим центральные части геосинклиналильной области и приведшим к образованию срединного ядра консолидации (срединного массива ранней консолидации). В этом случае молассовые комплексы накапливаются по периферии орогена в областях его сочленения с соседними геосинклиналильными прогибами и очень быстро замещаются геосинклиналильными терригенными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными формациями. Сами молассы обычно являются пестроцветными, сероцветными морскими.

¹ См. в настоящем сборнике статью Е.А.Бабичева и др. "Раннегеосинклиналильные кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского этапа развития Центрального Казахстана".

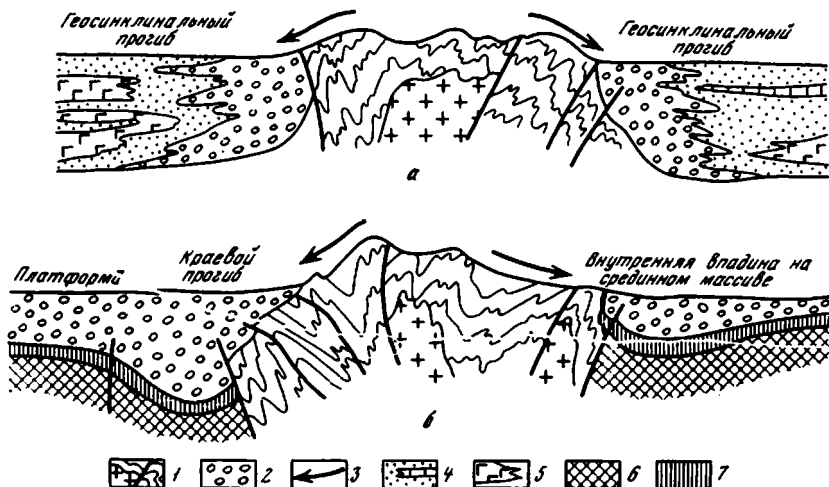


Рис. 5. Принципиальные схемы соотношений молассовых впадин и орогенных поднятий (а - среди геосинклинальных систем, б - среди областей, испытавших более раннюю консолидацию).

1 - складчатые сооружения с разломами и интрузиями в пределах орогенов; 2 - молассовые комплексы; 3 - направление сноса обломочного материала; 4 - терригенные геосинклинальные формации с известняками; 5 - вулканогенные и вулканогенно-терригенные формации; 6 - фундамент платформ и срединных массивов; 7 - чехлы платформ и квазиплатформенные чехлы срединных массивов

К подобным молассам в палеозойских геосинклиналях Казахстана принадлежат позднеордовикские - раннесилурийские и позднесилурийские молассы, сопровождавшие соответственно раннекаледонскую таконскую и позднекаледонскую чингизскую (в середине силура) складчатости. Эти молассы устанавливаются в Селгинском, Конском, Нуринском синклинориях (Четверикова, 1960; Бандалетов, 1969; Мазарович, Минервин, 1971). Подобные морские средневизейские молассы характерны для поздневарисийской геосинклинали Северного Прибалхашья, возникли в связи с саурской складчатостью, проявившейся западнее. Такие примеры могут быть умножены. Подобные молассы обычно участвуют в строении более молодого геосинклинального складчатого комплекса, вместе с замещающими их геосинклинальными формациями.

Второй случай - молассы образуются одновременно с поднятиями и складкообразованием, проявившимися в пределах всей или части геосинклинальной складчатой системы. При этом складчатая система граничит или с платформой, или с платформой и срединным массивом (см. рис. 5, б) - молассовый обломочный материал выносится в ранее консолидированную область, выполняет краевые про-

гибы или внутренние впадины. Подобные соотношения существовали в Казахстане в девоне и позднем палеозое, когда огромные массы обломочного материала были вынесены на Казахстанско-Тяньшаньский срединный массив из области Джунгаро-Балхашской системы в связи с тельбесской и поздневарисийскими складчатостями. Ороген, возникший на месте Уральской геосинклинальной системы, представлял обломочный молассовый материал на эпикаледонский массив и в Предуральский краевой прогиб (см. рис. 5, б).

Таким образом, орогенные этапы геосинклинальных циклов обладают небольшой длительностью, приводят к формированию молассовых комплексов, выполняющих различные тектонические впадины — в одних случаях периферийные части геосинклинальных прогибов, в других — внутренние впадины и краевые прогибы. Тектоническая приуроченность моласс предопределяется положением орогена среди или геосинклинальных прогибов, или ранее консолидированных платформенных областей и срединных массивов.

О РУБЕЖЕ КАЛЕДОНСКОЙ И ВАРИСЦИЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭР И О ЗНАЧЕНИИ ТЕЛЬБЕССКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В КАЗАХСТАНЕ

Несогласие в основании девона в большинстве работ по геологии палеозойда Казахстана традиционно рассматривалось как главное каледонское. При этом складчатые комплексы, находящиеся ниже несогласия, признавались каледонскими, а располагающиеся выше — варисийскими. Соответственно граница между каледонской и варисийской тектоническими эрами принималась на рубеже силура и девона. Несмотря на это обстоятельство, также традиционно средне-позднедевонские молассы назывались каледонскими. При подобных решениях возникали противоречия между принятым положением границы каледонской и варисийской тектонических эр на рубеже силура и девона, с одной стороны, и оценкой геотектонического значения средне-позднедевонских моласс, с другой. Следует подчеркнуть при этом известную непоследовательность в оценках историко-геологической роли молассовых комплексов палеозойда вообще. Так, варисийские позднепалеозойские молассы, следующие за главными варисийскими складчатостями, безоговорочно относились к собственно варисийскому этапу развития.

Естественно, при решении подобных вопросов необходимо единообразие, опирающееся на общий методический подход. Поскольку геосинклинальный цикл состоит из геосинклинального и орогенного этапов, а второй из них причинно связан с первым, единственно приемлемым решением будет включение орогенного этапа в соответствующий геосинклинальный цикл.

В палеозойдах Казахстана, как об этом свидетельствует региональный материал, нет складчатости между силуром и девоном, завершающей геосинклинальный этап. Выше уже отмечалось, что главные складчатости, прерывающие геосинклинальное развитие в разных

частях Казахстана, вблизи этого рубежа относятся к концу позднего ордовика, к середине силура, а последняя – тельбесская – к середине (возможно, началу среднего) девона. Обычно орогенный этап и показатели его, молассы, следуют за главной складчатостью; во времени они не могут быть далеко оторваны от последней. Поэтому всегда стоял вопрос о соотношениях раннекаледонского (таконского) и позднекаледонского (чингизского) складчатых комплексов с орогенными средне-позднедевонскими молассовыми накоплениями. Во времени они оказывались всегда разорванными, а средне-верхнедевонская моласса – резко наложенной на указанные каледонские складчатые комплексы.

По этой причине существовало противоречие между стремлением отнести средне-позднедевонские молассовые толщи к орогенным образованиям каледонид, с другой стороны – явным отсутствием связей между средне-позднедевонскими молассами и предшествующими геосинклинальными этапами в пределах ранних и поздних каледонид.

Наложённость средне-позднедевонских орогенных впадин, отмечавшаяся многими геологами для территорий каледонид, послужила основанием О.А. Мазаровичу (1972) для выделения особого типа – “моласс активизации”.

Противоречие это может быть разрешено лишь отнесением к каледонской тектонической эре тельбесского геосинклинального цикла с главной складчатостью в конце раннего или начале среднего девона и завершившегося орогенным этапом, длившимся в среднем и позднем девоне. Огромные объемы обломочного материала тельбесских моласс были снесены из областей тельбесского орогенеза, охватившего пространства к югу от Караганды, востока Саурьсу-Тенизского поднятия и краевого девонского вулканического пояса.

Местные источники сноса обломочного материала существовали также и в пределах пространств ранее консолидированных каледонид, где в это время образовались обширные орогенные прегибы (см. рис. 1). Орогенез сопровождался, как это уже отмечалось, интенсивной тектонической переработкой (активизацией) ранее консолидированных областей ранних и поздних каледонид. Таким образом, тельбесская моласса является позднекаледонской, распространившейся на территории ранних и поздних каледонид.

Тельбесская складчатость в Казахстане привела к образованию мощнейших орогенных молассовых серий, хотя и не нарастила область каледонской складчатости. Область тельбесского складкообразования впоследствии была вовлечена в саурском цикле (поздний девон – среднее вьезе) в геосинклинальное развитие вновь.

Таким образом, граница между каледонской и варисцийской тектоническими эрами, по материалам палеозойд Казахстана, вероятно, должна быть помещена в середине девона. Точно так же, очевидно, должен решаться вопрос об объеме каледонской эры на примере тектонотипа каледонид в пределах Британских островов, где орогенный

этап обнимает ранний, средний и отчасти поздний девон (нижний и средний древний красный песчаник). В отдельных частях неметаморфической зоны каледонид Британии, в пределах долины Мидленда, складчатость приходится на конец раннего девона или начало среднего (Даннинг, 1964).

Таким образом, материал по каледонидам Британских островов также свидетельствует в пользу большего объема каледонской тектонической эры (до середины девона).

ЛИТЕРАТУРА

- Афоничев Н.А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. - Сов.геология, 1967, № 2,3.
- Афоничев Н.А., Боровиков Л.И. Карта геологических формаций Восточного Казахстана. Ленингр.картфабрика Мин-ва геологии СССР, 1970.
- Бандалетов С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Беспалов В.Ф., Есенов Ш.Е. Тектоника Казахстана. - В кн.: "Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса". М., "Наука", 1974.
- Богданов А.А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. - Сов.геология, 1954, № 41.
- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - Бюлл.МОИП, отд.геол., 1959, № 1.
- Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 5, 6.
- Богданов А.А., Зайцев Ю.А., Келлер Б.М., Орлов И.В., Семихатов М.А., Филатова Л.И. Совещание по стратиграфии докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня. - Сов. геология, 1970, № 3.
- Богданов А.А., Зайцев Ю.А., Мазарович О.А., Максимов А.А., Тихомиров В.Г., Четверикова Н.П. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. - Вестн. Моск.ун-та, серия геол., 1963, № 5.
- Борсук Б.М. Основные черты структурного плана Центрального Казахстана. - Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1956, вып. 19.
- Геология и металлогения восточной части Токрауской владины и юго-западного Чингиза. - Материалы по геологии Центр.Казахстана, т. IX. Под ред. А.А.Богданова. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М., "Недра", 1969.
- Даннинг Ф.У. Британские острова. - В кн. "Тектоника Европы". Объясн. зап. к междунар. тектонич. карте Европы масштаба 1:2500000. М., "Наука", "Недра", 1964.
- Зайцев Ю.А. Тектоническое районирование и глубинные разломы западной части Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, № 1.
- Зайцев Ю.А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутау. - В кн. "Материалы по геологии Центр.Казахстана", т. III. М., Изд-во МГУ, 1961.

- Зайцев Ю.А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. – В кн. "МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 3", М., "Наука", 1968.
- Зайцев Ю.А. Об историко-геологическом содержании "переходного" этапа на примере Казахстана и Средней Азии. – Геотектоника, 1972, № 5.
- Зайцев Ю.А. О выделении среднерифейской исседонской складчатости в Казахстане. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1974, № 3.
- Зайцев Ю.А., Кабанов Ю.Ф. О варисийском развитии Джекказганской и Тенизской внутренних впадин (Центральный Казахстан). – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1966, № 2.
- Зайцев Ю.А., Тихомиров В.Г. Геотектоническое положение порфировых формаций. – В кн.: "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли". Труды IV Всесоюз. петр. совещ., ч. I. М., "Наука", 1972.
- Зайцев Ю.А., Филагова Л.И. Этапы геологического развития Казахстана в докембрии. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1972, № 4.
- Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И., Шлыгин Е.Д. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Кассин Н.Г. Развитие геологических структур Казахстана. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1951, вып. 14.
- Кассин Н.Г. Развитие геологических структур Казахстана. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1952, вып. 15.
- Киселев В.В., Королев В.Г. О соотношении инициального и субсеквентного магматизма. – Геотектоника, 1970, № 3.
- Кошкин В.Я. Тектоническое положение Балхаш-Илийского герцинского вулканического пояса. – В кн. "Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса". М., "Наука", 1974.
- Кропотокин П.Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. – Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 108.
- Куликов П.К. Структура фундамента Западно-Сибирской плиты. – В кн. "Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса". М., "Наука", 1974.
- Мазарович О.А. Геотектонические условия формирования моласс. – Геотектоника, 1972, № 1.
- Мазарович О.А., Минервин О.В. Взаимоотношение силурийских и девонских моласс в каледонидах Центрального Казахстана. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1971, № 2.
- Маркова Н.Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. – В кн.: "Складчатые области Евразии". М., "Наука", 1964.
- Михайлов А.Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М., "Наука", 1969.
- Муратов М.В. Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей. – Геотектоника, 1974, № 3.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, 1969, № 4.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Под ред. Н.С. Шагского и др. Объяснительная записка. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Тектоническая карта СССР в масштабе 1:10 000 000 под ред. А.А. Богданова. М., Гл. упр. геодезии и картографии Мин-ва геол. и охраны недр СССР. 1961.

- Чегверикова Н.П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. - В кн. "Материалы по геологии Центр.Казахстана", т. I М., Изд-во МГУ, 1960.
- Шлыгин Е.Д. Некоторые вопросы, связанные с изучением геологии Северного Казахстана. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1949, № 11.
- Шлыгин Е.Д. Основные черты геологии Северного Тянь-Шаня. - Бюлл. совета по сейсмологии. М., Изд-во АН СССР, 1957, № 3.
- Шлыгин Е.Д., Шлыгин А.Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Центрального Казахстана. - В кн. "Складчатые области Евразии". М., "Наука", 1964.
- Шлыгин Е.Д., Шлыгин А.Е. О некоторых вопросах развития Урало-Сибирского складчатого пояса. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1973, № 4.
- Штрейс Н.А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. - В кн. "МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 8", М., Изд-во АН СССР, 1960.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ДОКЕМБРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Л.И. Филатова, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова, А.А. Краснобаев, И.З. Филиппович

Метаморфический комплекс докембрия Центрального Казахстана имеет сложное строение. Он охватывает мощные толщи кристаллических сланцев архея – раннего протерозоя (?) – зерендинскую и бектурганскую серию, соответственно в 10 000 м и 4000 м. Выше них залегают метаморфизованные в фации зеленых сланцев толщи мощностью 10 000 – 15 000 м, существенно вулканогенные, с дацито–кератофировыми и базальтовыми вулканитами, джеспилитоносные внизу (аралбайская и карсакапайская серии Улугтау и их аналоги, условный ранний протерозой) и вулканогенно–терригенные с липаритовыми вулканитами вверху, включающие филлиито–кварцитовые интервалы разреза (майтюбинская и боздакская серии Улугтау и их аналоги, соответственно средний протерозой и низы верхнего протерозоя). Стратиграфия метаморфического комплекса главных районов их распространения и общая корреляция разрезов рассматривались региональными стратиграфическими совещаниями по докембрию в Караганде в 1969 г. и в Алма–Ате в 1971 г., а также в публикациях в связи с подготовкой корреляционной стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана (“Стратиграфия докембрия...”, 1971; “Допалеозой и палеозой Казахстана”, 1974; Богданов и др., 1970; Зайцев, Филагова, 1971; Филатова, 1970).

К МЕТОДИКЕ РАБОТ

Радиологическое датирование проводилось по аксессуарному циркону. Использовались альфа–свинцовый метод – свыше 100 определений, сделанных А.А. Краснобаевым (Уральский научный центр АН СССР) и свинцово–урано–ториевый метод – анализы 45 проб, сделанные С.И. Зыковым и Н.И. Ступниковой (МГУ)¹, 9 проб А.И. Тутариновым и Е.В. Бибикиной (ГЕОХИ) и одна проба, сделанная С.Л. Миркиной (ВСЕГЕИ). Для большинства проб, выполненных А.А. Краснобаевым при участии Н.И. Гвоздик, велись минералогические исследования циркона, определение его генетической принадлежности и степени изменения. Главная часть проб приходится на

¹ Радиохимические исследования проведены с участием К.И. Смирновой, В.Л. Мясниковой и Н.А. Некрасовой.

район Улугау, который в течение многих лет изучался сотрудниками Центрально-Казахстанской экспедиции Московского университета и послужил опорным в расчленении метаморфических голш Центрального Казахстана для выработки корреляционной схемы. Главнейшие результаты радиохронологических работ освещены в ряде публикаций (Богагырева и др., 1971, 1973; Зайцев и др., 1968, 1972, 1974).

Сложная геологическая история докембрийских метаморфических пород не только делает стратиграфически неинформативными цифры возраста альфа-свинцового метода, которые на первом этапе ориентировали дальнейший выбор объектов исследования, но и несколько затрудняет интерпретацию радиохронологических данных урано-свинцово-ториевого метода.

В определениях урано-свинцово-ториевым методом получается значительный разброс цифр для разных изотопных соотношений, особенно для древнейших пород (табл. 1). Анализ несходящихся значений, проведенный С.И. Зыковым и Н.И. Ступниковой, показал подчиненность этих значений общим закономерностям, которые проявляются в геологических объектах, испытавших наложенные геологические процессы, большую надежность цифр возраста, рассчитанных по отношению Pb^{207}/Pb^{206} .

Кроме разброса цифр возраста по разным изотопным соотношениям в одних и тех же пробах, отмечаются также расхождения вычисленных значений возраста по отношению Pb^{207}/Pb^{206} для ряда проб из пород, геологически понимаемых едиными и, наоборот; совпадение цифр возраста заведомо разных геологических образований, территориально сближенных (первые километры, десятки километров). Это, очевидно, отражает сложность истории анализированных геологических образований, наложение на них изменений, в древнейших породах неоднократных, связанных с последующими геологическими событиями в данном регионе. Цифры возраста по отношению Pb^{207}/Pb^{206} не выходят из пределов докембрия (наиболее молодые возрастны датировки составляют 600 - 700 млн. лет), хотя для других изотопных отношений они бывают еще более омоложены. Обращает на себя внимание тот факт, что искажение радиохронологических данных только до определенного возрастного рубежа может быть понято в связи с их региональным метаморфизмом в общепринятом понимании этого термина. Но это искажение происходит также без признаков петрографического изменения. В некоторых радиологически искаженных породах удается выявить процессы альбитизации, окварцевания и других, которые, однако, далеко не всегда по геологическим и петрологическим данным представляются связанными с намечающимися эпизодами радиологического изменения. То же обнаруживается и для циркона. Циркон этих пород, в отличие от претерпевших региональный метаморфизм, практически не изменен, иногда лишь отмечается помутнение; обычно он лишен псевдоядер, регенерации, характерных для цирконов метаморфических пород.

Таблица 1

Результаты анализов геохронологических проб Центрального Казахстана

Номер пробы	Минерал, порода	Содержание, %			Изотопный состав		
		U	Th	Pb	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	
1	2	3	4	5	6	7	
Аккасский массив субшелочных гранитов, Южный Улугау							
И-а	Циркон, граносиенит	0,015	0,037	0,00733	1,018	27,75	
И-а'	То же	0,015	0,034	0,0225	1,017	39,38	
И-а	Калиевый полевой шпат, граносиенит	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$75,2 \cdot 10^{-4}$	1,36	24,82	
К-3061/1	Циркон, граносиенит	0,013	0,017	0,00404	0,304	51,231	
181	То же	0,018	0,037	0,00350	0,325	55,69	
181	Калиевый полевой шпат, граносиенит	$0,27 \cdot 10^{-4}$	$0,15 \cdot 10^{-4}$	$20,1 \cdot 10^{-4}$	1,40	24,99	
4ф	Циркон, гранит	0,060	0,066	0,0213	0,349	66,76	
6ф	То же	0,13	0,12	0,0423	0,332	68,82	
3060/10	"	0,015	0,016	0,00484	0,482	61,53	
Карсакапайский массив сиенитов, Южный Улугау							
3063/1	Циркон, мелко-среднезернистый гасгингситовый сиенит; краевая часть массива	0,042	0,030	0,00596	0,088	66,906	
130	Циркон, шлик, мелко-среднезернистый гасгингситовый сиенит; краевая часть массива	0,010	0,014	0,00169	0,587	48,90	
129	То же; там же	0,011	0,040	0,00112	0,146	25,12	
3065/2	Циркон, мелко-среднезернистый сиенит, окварцованный; краевая часть массива	0,026	0,022	0,00286	0,309	55,874	
1318/6	Калиевый полевой шпат, мелко-среднезернистый гасгингситовый сиенит; там же	$0,35 \cdot 10^{-4}$	$0,35 \cdot 10^{-4}$	$11,7 \cdot 10^{-4}$	1,18	33,21	
243	Циркон, шлик, мелко-среднезернистый гасгингситовый сиенит; там же	0,013	0,036	0,00180	0,16	26,82	

свинца, атомн. %		Возраст, вычисленный по изотопным отношениям, млн. лет				Принятое значение возраста, млн.лет
Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁵ /U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	
8	9	10	11	12	13	14
Аккасский массив субщелочных гранитов, Южный Улугау						
16,28	54,95	(380±350)	360±30	(360±290)	730±80	} 640±20
17,03	42,57	630±160	2160±160	1450±390	670±160	
21,55	52,27	-	-	-	-	
7,474	40,991	630±52	1000±55	880±72	1520±125	
8,26	35,73	790±60	790±50	710±60	500±40	
21,66	51,95	-	-	-	-	
9,04	23,85	615±50	1460±60	1150±80	770±60	
8,93	21,92	625±30	1400±60	1110±70	740±60	
10,71	27,28	665±45	1180±50	1000±70	620±55	
Карсакапский массив сиемитов, Южный Улугау						
7,030	25,976	1380±30	670±34	840±65	990±80	
12,04	38,47	1190±105	480±25	615±55	470±40	
3,59	71,15	620±60	170±10	200±15	410±30	
7,848	35,969	680±55	410±24	440±44	700±63	
18,98	46,63	1090±400	-	-	-	
4,02	69,00	790±50	250±15	305±20	700±50	

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
248	Циркон, шлик, крупнозернистый лепидомелан-пироксеновый сиенит; центральная часть массива	0,020	0,061	0,00316	0,122	25,39
Комплекс гранито-гнейсов, Южный Улугау						
3122	Циркон, альбит-микроклиновый гранито-гнейс; Насымбайский массив	0,046	0,060	0,00530	0,534	53,543
2275	То же; Южно-Сарысайский массив	0,009	0,008	0,0205	1,129	33,926
3076/34	Циркон, щелочной метасоматит по гранито-гнейсу; гам же	0,085	0,090	0,0385	1,408	23,980
1203	Циркон, альбит-ортоклазовый слабо грейзенизированный гранито-гнейс; массив Пшонер	0,15	0,17	0,0203	0,52	43,88
1203	Калиевый полевой шпат, альбит-ортоклазовый слабо грейзенизированный гранито-гнейс; гам же	$0,7 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-4}$	$19,6 \cdot 10^{-4}$	1,13	36,32
1205	Циркон, альбит-ортоклазовый слабо грейзенизированный гранито-гнейс; гам же	0,13	0,17	0,0102	0,394	33,70
1205	Калиевый полевой шпат, альбит-ортоклазовый, слабо грейзенизированный гранито-гнейс; гам же	$0,6 \cdot 10^{-4}$	$0,37 \cdot 10^{-4}$	$79,7 \cdot 10^{-4}$	1,38	24,68
K-3077/25	Циркон, щелочной метасоматит по гранито-гнейсу; Южно-Сарысайский массив	0,046	0,015	0,00505	0,637	56,096

8	9	10	11	12	13	14
3,42	71,07	830±50	275±14	335±25	760±50	675±30

Комплекс гранито-гнейсов, Южный Улугау

10,942 34,981 700±63 380±23 420±41 300±31

18,390 46,555 1100±270 250±22 345±92 275±80

21,732 52,880 - - - -

10,46 45,14 980±90 350±18 440±40 680±60

18,47 44,08 980±350 - - -

8,86 57,05 1730±130 160±8 310±25 575±45

21,63 52,31 - - - -

12,635 30,632 750±75 370±23 415±42 525±58

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Гранито-гнейсы, другие районы Центрального Казахстана						
9575	Щиркон, альбит-микроклиновый; гранито-гнейс, Соуктальский массив, Северный Улугау	0,030	0,027	0,0131	0,375	62,110
796	То же; Обалинский массив, Эскулинский выступ	0,13	0,096	0,0116	0,366	66,352
T-1	Щиркон, калишгаповый гнейс - гранитизированные породы эрендинской серии; Кокчетавский массив	0,066	-	0,017	0,268	74,35
T-2	То же; там же	0,16	0,084	0,030	0,25	65,05
T-3	То же; там же	0,084	0,024	0,020	0,38	68,53
M M*	Щиркон, альбит-микроклиновый гранито-гнейс; Атасу-Монгинский водораздел, район горы Байееше	0,0366	0,048	0,0325	1,01	39,60
Жаункарский комплекс гранитов, Южный Улугау						
1366	Щиркон, гранит слабо разгнейсованный; Шокырсайский массив	0,054	0,044	0,0149	0,423	65,404
3106	То же; Жаункарский массив	0,080	0,093	0,0108	0,357	57,948
112	Мовашит, шлик, гранит; там же	0,090	1,87	0,190	1,112	22,460
3074	Щиркон, гранит разгнейсованный; Северо-Сарысайский массив	0,050	0,047	0,0196	0,178	58,685
Плагиогранито-гнейсы, Эскулинский выступ						
797	Щиркон; горы Эскулы, восточнее Улугау	0,017	0,012	0,00310	0,703	48,935
03	То же; Южный Улугау, р.Белугу	0,060	0,066	0,00360	0,497	52,715

8	9	10	11	12	13	14
---	---	----	----	----	----	----

Гранито-гнейсы, другие районы Центрального Казахстана

10,607	26,908	1380±105	1630±82	1500±130	1420±136	
9,683	23,599	880±78	395±22	465±40	270±26	
9,70	15,68	1220±75	1230±65	1290±70	-	
8,35	26,36	1070±65	810±40	880±60	1370±100	
10,75	20,33	1200±80	1040±52	1080±75	1250±130	
17,84	41,55	1410±280	1412±90	1406±220	856±170	
		1710±300	1450±90	1530±240	980±180	

Жаункарский комплекс гранитов, Южная Улугау

10,001	24,172	625±44	1120±56	960±77	635±54	
9,013	32,682	890±63	510±26	575±52	500±48	
17,430	59,000	(1980±1980)	560±68	(920±400)	420±45	
6,892	34,245	1090±65	1470±70	1310±98	2440±200	

Плагиогранито-гнейсы, Эскулинский выступ

14,052	36,310	1410±140	500±31	690±70	640±71	
10,457	36,331	720±60	200±12	240±23	220±20	

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Неметаморфизованные толщи верхов разреза докембрия						
750	Циркон, порфир, белеутинская серия; Южный Улугау	0,044	0,091	0,00988	0,065	52,202
110/1	Циркон, кварцитовый конгломерат, кенелинская свита; Атасу-Монгинский водораздел, гора Кенелы	0,042	0,030	0,0108	0,777	48,112
T-8	Циркон, кварцитовый конгломерат, акдымская серия, северо-восток Центрального Казахстана, гора Ичкеульмес	0,028	0,010	0,0062	0,233	72,77
T-9	То же; там же	0,020	-	0,010	1,0	40,08
Метаморфические толщи средних частей разреза докембрия Кокчетавский массив						
T-4	Циркон, порфиронд, кууспекская свита; район горы Галчева	0,047	0,020	0,010	0,178	77,55
T-5	Циркон, кварцит, Илектинская (кокчетавская) свита; гора Илекты	0,021	0,015	0,011	0,656	54,69
T-6	То же; пос. Алексеевка	0,035	0,060	0,015	0,593	53,48
B-1/Г-69	То же; гора Илекты	0,028	0,014	0,0117	0,750	47,955
B-2/Г-69	То же; там же	0,024	0,010	0,00858	0,657	53,384
Атасу-Монгинский водораздел						
71-1/7	Циркон, порфиронд, алтын-сынганская свита; правобережье р. Монгты	0,087	0,097	0,06346	1,137	34,366
Северо-восток Центрального Казахстана						
9702	Циркон, кварцит, ниязская свита кокчетавской серии; с. Покорное	0,032	0,040	0,0931	1,285	28,695

8	9	10	11	12	13	14
Неметаморфизованные толщи верхов разреза докембрия						
4,571	43,162	940±64	890±40	900±80	960±78	1020±50
14,210	36,901	730±75	645±38	655±85	625±65	
9,48	17,32	1360±80	1070±50	1150±75	1180±90	
17,39	41,53	1420±280	850±50	1010±170		
Метаморфические толщи средних частей разреза докембрия Кокчетавский массив						
8,19	14,08	1040±50	1100±50	1070±60	830±65	
13,58	31,06	1240±120	1550±70	1410±130	1120±150	
13,14	32,78	1510±130	1290±60	1360±110	610±60	
15,330	35,965	1790±170	1060±70	1320±140	1780±210	
14,314	31,645	1650±155	1080±75	1270±120	1640±190	
Атасу-Моинтинский водораздел						
18,522	45,975	810±150	790±40	780±90	585±90	
Северо-восток Центрального Казахстана						
20,321	49,699	2140±790	1890±170	2000±410	2090±540	

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
9703	Циркон, кварцит, ниязская свита, кокчетавская серия; с.Святогорка	0,040	0,044	0,0590	1,145	30,539
T-7	То же; там же	0,0296	0,015	0,0097	0,16	76,11
Южный Улугау						
807	Циркон, бласгопсаммитовый кварцит, надырбайская свита, боздакская серия; гора Зоррадыр	0,038	0,050	0,0234	0,824	48,036
4152/10	Циркон, бласгопсаммитовый кварцит, кумолинская свита, майтубинская серия; район совхоза "Пионер"	0,029	0,034	0,0693	1,239	30,409
3112	Циркон, серицит-кварцитовый сланец, ушгобинская свита, майтубинская серия; правобережье р. Карасире	0,026	0,031	0,0195	0,276	67,39
Сарысу-Тенкэский водораздел						
9867-Б	Циркон, серицит-полевошпатовый сланец, опарская свита; верховья р.Кирей	0,037	0,096	0,211	1,240	27,060

Примечание. Поправка на примесный обыкновенный сланец: 1) 17,05, 15,30 и 37,00 - 130, 243, К-3077/25, 796, 780; 2) 17,36, 15,46 и 37,32 - для проб И-а, И-а, К-797, 4152/10, 9575; 4) 12,65, 14,27 и 32,78 - для пробы 9867-Б; 5) 14,58, 14,80 В-1/Г-69, В-2/Г-69; 7) 16,17, 15,27 и 36,63 - для проб Т-1, Т-2, Т-3, Т-4, Т-5, - для пробы М (обр. В.Д.Вознесенского, анализ пробы выполнен С.Л.Миряиной) - 15,96, чета С.И. Зыкова (М*); 9) 17,0,1, 15,42 и 36,88 - для проб 71-1/7 и 03.

В расчетах использованы следующие постоянные: период полураспада актиноурана (7,13 рия $(1,39 \pm 0,02) \cdot 10^{10}$ лет, изотопное отношение ${}_{238}\text{U}/{}_{235}\text{U} = 137,8 \pm 0,5$.

Из ряда полученных расходящихся возрастных значений по $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ для каждого из геологических объектов, если иметь в виду визуальную оценку цифр, без графической обработки аналитических данных, принимается наибольшее, ближе всего отвечающее времени его образования. Остальные, меньшие цифры оцениваются как омоложенные. Проявление одних и тех же цифр "омоложенного" возраста в разновозрастных геологических образованиях, а

8	9	10	11	12	13	14
19,043	49,273	2400 \pm 500	1390 \pm 105	1820 \pm 270	2460 \pm 320	
8,59	15,14	1310 \pm 50	1600 \pm 60	1470 \pm 75	1300 \pm 100	
Южный Улугай						
16,478	34,662	1850 \pm 150	1470 \pm 81	1650 \pm 157	635 \pm 77	
19,844	48,507	1410 \pm 400	1650 \pm 130	1530 \pm 410	1880 \pm 420	
12,75	19,58	2230 \pm 100	2910 \pm 140	2530 \pm 130	1340 \pm 120	
Сарысу-Тенизский водораздел						
20,596	51,104	3270 \pm 490	3660 \pm 290	3450 \pm 450	4600 \pm 600	

для проб 248, 1318/6, 1203, 3065/2, 2275, 3122, 3106, 112, 1366, 3074, 129, 3061/1; 181, 4ф, 6ф, 3060/10, 110/1; 3) 16,18, 15,28 и 35,66 - для проб 3063/1, и 35,40 - для проб 9702, 3112, 9703; 6) 15,33, 15,21 и 34,67 - для проб 807, Т-6, Т-7, Т-8, Т-9 (данные взяты из статьи Тугарникова А.И. и др.); 8) 15,33, 15,21, 15,61 и 35,58 в пересчете этих авторов и 15,33, 15,21, 34,67 в условном варианте рас-
 $\pm 0,16) \cdot 10^8$ лет, период полураспада урана $(4,51 \pm 0,01) \cdot 10^9$ лет, период полураспада то-

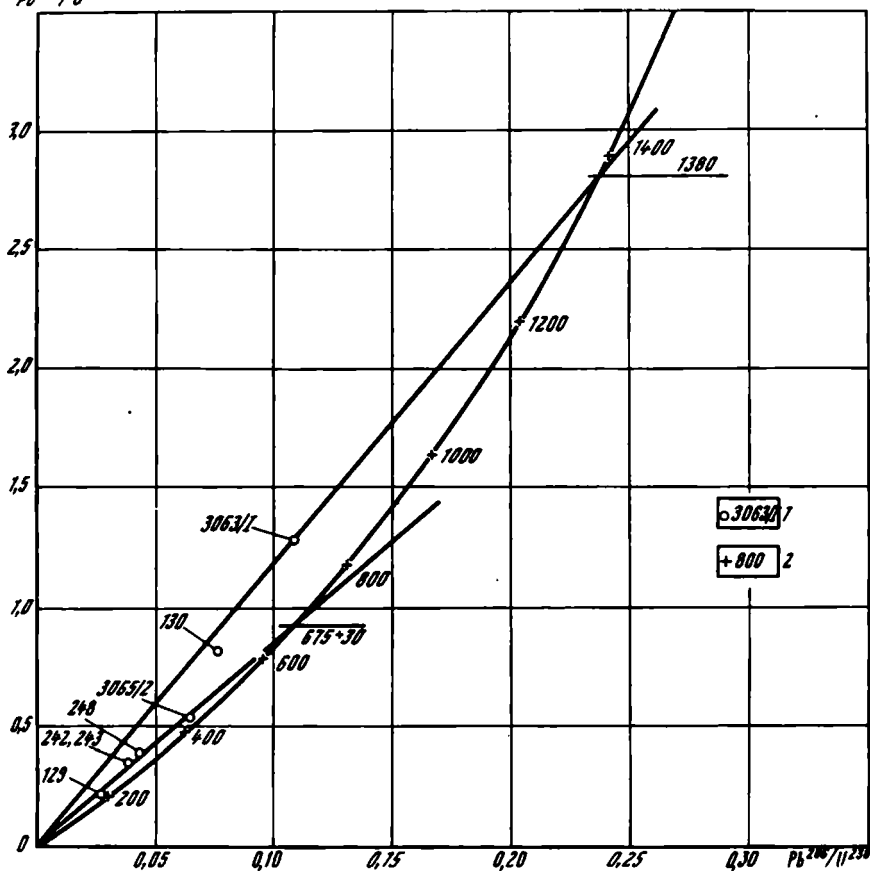
также наличие более молодых геологических объектов, для которых эти цифры являются истинным возрастом, как будто подтверждают реальность указанного понимания расходящихся возрастных значений. Сложная геологическая история региона, таким образом, определяет реликтовый характер древнейших датировок по Rb^{207}/Rb^{206} . Заметим, что устойчивость циркона всегда оказывается относительной, даже в геологически менее сложных районах (Катанзаро, 1973).

ГЛАВНЕЙШИЕ РАДИОЛОГИЧЕСКИЕ ДАТЫ,
ПРОБЛЕМЫ ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

В обосновании возраста метаморфического комплекса Центрального Казахстана важным является установление возрастной принадлежности метаморфизованных вулканогенных толщ – коксуйской и белеутинской серий Улутая и их аналогов в других районах, которые находятся в стратиграфическом разрезе между вендскими осадочными толщами и метаморфическим комплексом. До последнего времени они датировались только альфа–свинцовым методом. Урано–свинцово–ториевые возрастные определения имели граниты и граносиениты актасского комплекса, прорывающие эти вулканогенные толщи и в виде гальки встречающиеся в вендских отложениях. Они отвечают 640 ± 20 млн. лет по 6 пробам на графике Аренса–Везерилла, подтвержденном свинцовой изохроной с дополнением цирконовых проб двумя определениями калиевого полевого шпата. Цифры альфа–свинцового метода для порфиров вулканогенных толщ Улутая, вмещающих актасский комплекс гранитов, колебались в пределах 750–870 млн. лет. Возраст их принимался в среднем в 800 млн. лет (Зайцев, Филатова, 1972). Их предполагаемые аналоги в хр. Кендыктас и Чуйском выступе дали цифры в 930 и 965 млн. лет. Однако в настоящее время получена цифра возраста урано–свинцово–ториевым методом для порфиров из нижней свиты белеутинской серии, залегающей в Карсакпайском синклинории выше метаморфических толщ, – 940 ± 64 млн. лет по отношению Pb^{207}/Pb^{206} при хорошей сходимости всех отношений и принятом значении 920 ± 50 млн. лет (см. табл. 1). Она отражает истинный возраст порфиров: начало формирования неметаморфизованных вулканогенных толщ, перекрывающих метаморфический комплекс, приходится на границу среднего и позднего рифея.

Дополнительные данные получены для Карсакпайского массива сиенитов и нефелиновых сиенитов. Этот массив вмещается метаморфическими толщами довольно низкого стратиграфического положения, но считался исходя из его петрологических особенностей образовавшимся в один из поздних тектоно–магматических этапов, в обстановке значительной консолидации региона, близко одновременным кокчетавской серии (Зайцев, Филатова, 1972). По И.З.Филиппович, время внедрения Карсакпайского массива следует предполагать позже последнего регионального метаморфизма, после формирования метаморфического комплекса. Для Карсакпайского массива до последнего времени возраст устанавливался на основании 4 определений в координатах Pb^{207}/U^{235} – Pb^{206}/U^{238} в 990 млн. лет (Зайцев, Зыков и др., 1968). Цифры возраста колебались в пределах 620–1190 млн. лет. В настоящее время известна цифра в 1380 ± 30 млн. лет (по Pb^{207}/Pb^{206}).

Дополнительная графическая обработка более полных данных показала, что полученные цифры распадаются на две группы (рисунок). Одна из них имеет значение в 675 ± 30 млн. лет. Два определения –



Возраст Карсакапайского сиенитового массива

1 - номера проб; 2 - временные рубежи на изохроне

1190 \pm 105 и 1380 \pm 30 млн. лет - отклоняются от первой группы. Большие возрастные значения и одно из малых (см. табл. 1) принадлежат средне-мелкозернистым гастингситовым сиенитам краевой части массива. Остальные отвечают крупнозернистым лепидомеланпироксеновым сиенитам (центральная часть массива). По геологическим данным, это единое почти изометричное тело с поперечными сечениями в 4 и 5 км. Породы разных частей массива петрографически близки, имеют сходный циркон; изменяются лишь их зернистость и характер цветных минералов. По геолого-петрографическим данным, резко расходящиеся возрастные значения не могут быть интерпретированы как время разновозрастных внедрений. Нет признаков и контаминации краевой части массива вмещающими породами: как сам тип пород, так и тип цирконов индивидуализированы.

граница массива резкая. О резком обособлении от вмещающих пород свидетельствует и форма массива, которая, по геофизическим данным, является воронкообразной, сечет вмещающие породы, образуя антиклиналь.

Полученные расхождения возраста, возможно, связаны с омоложением массива в эпоху внедрения актасских субшелочных гранитов. Показательно, что на эту же изохрону с возрастом 675 ± 50 млн. лет попадают пробы более древних гранитов жаункарского комплекса (табл. 1, № 3074), прорываемых Карсакпайским массивом нефелиновых сиенитов, а также гранито-гнейсов Южно-Сарысайского массива (№ 2275), гранитизирующих вмещающие Карсакпайский массив метаморфические толщи (места взятия проб разновозрастных образований отстоят не более чем на 8 – 10 км). Очевидно, процесс переработки на указанном рубеже был общим для разновозрастных геологических образований, сиениты Карсакпайского массива не составляют исключения. Истинный же возраст Карсакпайского сиенитового массива, вероятно, древнее 1380 ± 30 млн. лет. Сложность истолкования природы "омоложенных" цифр заключается в том, что хотя для Карсакпайского массива и имеются сходные с актасскими гранитами явления преобразования (альбитизация), но они, по геологическим наблюдениям, понимаются как автометасоматические, сближенные с временем внедрения самого массива.

Если допускать, что Карсакпайский массив нефелиновых сиенитов постметаморфический, то цифра в 1380 ± 30 млн. лет – рубеж раннего и среднего рифея – является верхним возрастным пределом метаморфического комплекса. Если полагать, что массив связан с верхними толщами метаморфического разреза, то эта цифра отражает один из эпизодов поздней истории самого метаморфического комплекса.

Более древний возрастной рубеж в метаморфическом комплексе намечают цифры возраста гранито-гнейсов, известных в Улутай и на Атасу-Моинтинском водоразделе. В Улутай анализировались 5 проб гранито-гнейсов, которые гранитизируют большую часть разреза, включая порфиroidно-сланцевую майтубинскую серию (см. табл. 2), являются синхронными складчатости, отделяющей эту серию от последующей боздакской серии, молассоидной внизу и кварцито-филлитовой сверху. Полученные цифры (см. табл. 1) дают значительный разброс – от 700 до 1730 ± 130 млн. лет (по Rb^{207}/Rb^{206}). Возможно, отчасти это связано с неоднородностью гранито-гнейсов, которые хоть и обособляются в один комплекс, но различны по составу полевых шпатов – ортоклазовых в одних массивах и микроклиновых в других. Однако и в каждой из групп гранито-гнейсов возрастные значения также различаются. Несомненно значительные преобразования обеих разновидностей гранито-гнейсов поздней калишпатизацией, альбитизацией, которые, однако, пока не получили определенной геологической привязки. Это затрудняет конкретное раскрытие природы расходящихся цифр возраста. При попытке обработать расходящиеся цифры возраста гранито-гнейсов

Таблица 2

Схема предварительного радиологического датирования по циркону урано-свинцово-ториевым методом метаморфического комплекса докембрия Улутау

Неметаморфизованные осадочные толщи венда (по онколитам и катаграфиям)	
Неметаморфизованные вулканогенные толщи позднего протерозоя, датированные в подошве в 920 ± 50 млн. лет	
Поздний протерозой	Боздакская серия
Ранний - средний протерозой	Ряд серий от аралбайской внизу до майтубинской серии вверху
Архей (?) - ранний протерозой	Бектурганская серия

Граниты актасского комплекса, 650 ± 20 млн. лет

Карсакапайский сиенитовый массив (постскладчатый, предположительно постметаморфический), 1380 ± 30 млн. лет

Калишпатовые гранито-гнейсы, синхронные складчатости 1730 ± 130 млн. лет

методом Аренса-Везерилла обнаруживается значительно большая их неоднородность, чем у более молодых образований. По-видимому, это связано с неоднократностью геологических преобразований комплекса. В оценке возраста гранито-гнейсов Улутау за главную принимается наибольшая цифра в 1730 ± 130 млн. лет, хотя по отношению к истинному возрасту этих образований она может быть уменьшенной, поскольку проба принадлежит грейзенизированным гранито-гнейсам с проявлением флюоритизации и новообразованного циркона.

Для относимых к этому комплексу гранито-гнейсов Атасу-Моинтинского водораздела, предполагаемых близкими улутавским, считавшихся таковыми во всех ранних исследованиях (И.Ф. Трусова и др.), В.Д. Вознесенским и С.Л. Миркиной получена цифра в 1410 млн. лет (по Rb^{207}/Rb^{206}), которая в пересчете по другой поправке на обыкновенный свинец, принятой для прочих казахстанских пород

докембрия, получает значение $1700 + 300$ млн. лет (см. табл. 1). Более условно можно предполагать в этом комплексе калишпатовые гнейсы Кокчетавского массива. Они датируются (Тугаринов и др. 1970) по двум пробам - в 1220 и 1070 млн. лет (по Rb^{207}/Rb^{206}). О.М. Розеном эти цифры понимаются как отражающие время их образования, но возможен их более сложный смысл. Если понимать все гранито-гнейсы и калишпатовую гранитизацию Центрального Казахстана едиными, то приходится допустить наложенный характер геологических явлений, отражаемых в этих цифрах, а время их образования считать не ранее 1700-1800 млн. лет. Этот возраст - средний протерозой - отвечает верхнему возрастному пределу майтубинской порфиroidно-сланцевой серии Улутау и ее аналогов на Сарысу-Тенизском водоразделе, в Кокчетавском массиве и в других районах Центрального Казахстана.

Для более древних гранитов жаункарского комплекса (см. табл. 1), учитывая, что они подвержены огнейсованию в связи с формированием гранито-гнейсов, имеющих возраст не менее 1700-1800 млн. лет, все полученные цифры, очевидно, следует предполагать "омоложенными". О вероятном преобразовании их на рубеже в 650-700 млн. лет, т.е. в то время, когда формировались актасские граниты трещинного типа, нами уже отмечалось. Оценка других цифр требует дополнительного изучения. Необходима также увязка всех цифр "омоложенного" возраста с геологическими и петрографическими особенностями анализированных пород.

Стратифицированные породы метаморфического комплекса имеют лишь два определения урано-свинцово-ториевым методом по сингенетичному магматическому циркону, сделанных для порфиroidов (см. табл. 1). Остальные пробы принадлежат первично терригенным породам с обломочным, обычно неоднородным, частью регенерированным цирконом, особенно сложным для геологической интерпретации.

Порфиroidы алтынсынганской свиты Атасу-Моинтинского водораздела (по пробе Ю.А. Зайцева) и сходная порода из кууспекской свиты Кокчетавского массива (Тугаринов и др., 1970) получили значения соответственно в 870 ± 50 и 1040 ± 50 млн. лет. О.М. Розен (1971) считает цифру в 1040 млн. лет временем излияния вулканитов. Однако циркон, хотя и является магматическим, в связи с метаморфизмом породы он, по-видимому, претерпел изменения и вряд ли может отражать возраст исходных вулканитов. Противоречит это и принятой корреляции кокчетавского и улутауского разрезов докембрия, хотя она также условна. В Улутау сопоставляемые с кууспекской свитой порфиroidные толщи близки или древнее 1700-1800 млн. лет, а датировку в 920 ± 50 млн. лет имеют неметаморфизованные вулканогенные толщи, аналоги которых известны и в Кокчетавском массиве - значительно выше по разрезу, чем кууспекская свита. Вторая цифра - в 870 ± 50 млн. лет порфиroidов алтынсынганской свиты получилась меньше, чем возраст гранито-гнейсов, имеющих с ней активный контакт (см. выше). Это требует до-

полнительного изучения как геологического, так и геохронологического порфиридов и гранито-гнейсов.

Из определений возраста урано-свинцово-ториевым методом обломочного циркона первично терригенных пород заслуживают внимания несколько цифр. Эта цифра в 3270 ± 490 млн. лет для серицито-полевошпатового сланца опарской свиты Сарысу-Тенизского водораздела из аналогов майтюбинской серии уникальна по своей древности. Поскольку обломочный циркон довольно однороден¹, эта цифра может отражать возраст пород фундамента, продуктом размыва которых он является. Стратиграфические материалы показывают, что майтюбинскую серию в этом районе можно предполагать залегающей непосредственно на древнейшем архейском фундаменте.

Показательны цифры в 2140 и 2400 млн. лет для обломочных цирконов терригенных кварцитов кокчетавской свиты (серии) на северо-востоке Центрального Казахстана, завершающей здесь разрез метаморфического комплекса. Циркон этих проб неоднороден, но, судя по минералогическим данным, цифры характеризуют преимущественно возраст второго по древности обломочного циркона с удлинением (коэффициент окатанности) 1,7–2,0, который составляет 90% пробы. Этот возраст удревнен присутствием 5% более пурпурно-красного, окатанного до шаровидных зерен, циркона и омоложен 5% новообразованного идиоморфного циркона.

Цифры возраста кокчетавской свиты (серии) Кокчетавского массива практически не могут быть оценены с геологических позиций, поскольку циркон этих пород еще более разнороден. Судя по двум пробам со значениями возраста 1650 ± 155 и 1790 ± 170 млн. лет, изучавшимся минералогически, меньшие по сравнению с вышеприведенными цифры обусловлены меньшей ролью (40% против 90%) второй обломочной разновидности и высоким содержанием (55%) новообразованного идиоморфного циркона. С вариациями состава циркона, вероятно, связан разбой в определениях возраста. Но разные цифры оказываются даже у проб, взятых вблизи друг от друга (см. табл. 1, пробы кварцитов ниязской свиты, № 9702, 9703, Т-7). Отсутствие минералогических сведений не дает возможности оценить эти расхождения. Для них, как и для цирконов остальных пород метаморфического комплекса, вероятно омоложение в связи с региональным метаморфизмом (кокчетавская свита подвержена неустойчивому метаморфизму, на части площади имеет измененность типа глубинного эпигенеза), а также под влиянием более молодых гранитов.

Так как отсутствуют данные по изотопному методу, из многочисленных альфа-свинцовых определений представляет некоторый интерес цифра 1670 ± 170 млн. лет для циркона порфиридов жоантобинской свиты карсакпайской серии и 2050 ± 200 млн. лет для обломочного циркона кристаллического сланца бектурганской серии.

¹Здесь и далее данные Н.И. Гвоздик, полученные при консультациях А.А. Краснобаева.

Указанные значения, по-видимому, значительно расходятся с истинным возрастом, "омоложены". Об этом свидетельствует измененность цирконов. Для карсакапайской серии уменьшенное значение возраста выявляется и геологическими данными, поскольку полученная цифра меньше возраста перекрывающей карсакапайскую серию майтубинской серии (средний протерозой).

Следует упомянуть также о цифре возраста, полученной альфа-свинцовым методом для своеобразной пробы циркона из кварцитов кокчетавской свиты (серии) южной части Кокчетавского массива. Она отвечает 1400 млн. лет, но циркон, в отличие от других проб кокчетавских кварцитов, не обломочный, а полностью идиоморфный, метаморфогенный (проба Е.А. Бабичева). Возможно, эта цифра в какой-то мере приближена к рубежу последнего регионального метаморфизма.

ВЫВОДЫ

1. Для метаморфического комплекса докембрия Центрального Казахстана, имевшего сложную – в несколько этапов регионального метаморфизма – историю становления, а также подвергнувшегося еще в докембрии (позднем протерозое) влиянию более молодых геологических событий, радиологические датировки по циркону урано-свинцово-ториевым методом, приближенные к истинному возрасту, являются реликтовыми, в разной мере искаженными. Степень их сохранности и возможность обнаружения, по-видимому, уменьшается от более молодых к древнейшим метаморфическим образованиям. Вероятно, при прочих равных условиях, она большая у обломочных цирконов, прошедших естественную сортировку в процессе переотложения.

2. Перекрывающие метаморфический комплекс, неметаморфизованные вулканогенные толщи в подошве датируются в 920 ± 50 млн. лет, то есть позднерифейскими.

3. Карсакапайский массив сиенитов и нефелиновых сиенитов имеет датировку не менее 1380 ± 30 млн. лет.

4. Из датировок внутри метаморфического комплекса важна цифра в 1700–1800 млн. лет на рубеже майтубинской и боздакской серий в верхней части разреза метаморфических толщ Улутау. Возраст более древних метаморфических толщ, не имеющих свинцово-изотопных определений, оценивается по-прежнему, только по историко-геологическим данным; в разрезе метаморфических толщ протерозоя предполагается кроме среднего, ранний протерозой (аралбайская и карсакапайская серии и их аналоги), а древнейшие кристаллические сланцы, по крайней мере зерендинская серия, по-видимому, архейские.

5. Среди молодых свинцово-изотопных датировок, дополняющих в каждом из изучавшихся геологических объектов значения, принятые за определяющие, обращает на себя внимание группировка на ряде рубежей, отвечающих последовательным этапам преобразования метаморфического комплекса.

6. Во всех анализированных разновозрастных образованиях метаморфического комплекса устанавливаются "омоложенные" возрасты, близкие 1000 млн. лет. Наименьшие их значения по циркону 980 ± 90 млн. лет (см. табл. 1, проба 1203). Эти цифры преобладают в определениях альфа-свинцовым методом. Более раннее их истолкование, как времени проявления последнего метаморфизма, теперь, после получения датировки в 920 ± 50 млн. лет для неметаморфизованных толщ верха разреза докембрия и цифры в 1380 ± 30 млн. лет для Карсакпайского сиенитового массива, определяющей верхний временной предел метаморфического комплекса, должно быть изменено. По-видимому, эти цифры отражают влияние на древние метаморфические образования геологической перестройки в связи с новым тектоно-магматическим циклом, который начинают вулканогенные толщи возраста 920 млн. лет.

7. Возможно, не случайны неоднократно отмечаемые цифры, близкие 1400 млн. лет, в гранито-гнейсах, кварцитах кокчетавской свиты (серии) и других породах. Они могут быть связаны с последним этапом регионального метаморфизма, повторного для древнейших ранее метаморфизованных пород.

8. Одна из последних переработок метаморфических образований в докембрии проявилась в цифрах 600–700 млн. лет. Она устанавливается обычно на западе Улуту, находится, по-видимому, в связи с линейными зонами разломов и сопровождающей их минерализацией, близко одновременными с актасскими гранитами трещинного типа.

9. Каледонская геологическая история, несмотря на ее сложность, влияния на радиологическое датирование докембрийских образований – по отношению Rb^{207}/Rb^{206} – практически не имеет. Три других же изотопных отношения существенно искажены.

ЛИТЕРАТУРА

- Богатырева Н.А., Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Траянова М.В., Филатова Л.И., Филиппович И.З. Результаты радиогеохронологических исследований метаморфических комплексов Южного Улуту (Центральный Казахстан). – В кн.: "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня". Материалы Караганд. стратигр. совещ. Изд-во МГУ, 1971.
- Богатырева Н.А., Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Траянова М.В., Филатова Л.И., Филиппович И.З. Результаты исследований по определению радиологического возраста метаморфических комплексов Южного Улуту (Центральный Казахстан). – В кн.: "Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста". М., "Наука", 1973.
- Богданов А.А., Зайцев Ю.А., Келлер Б.М., Орлов И.В., Семиха-тов М.А., Филатова Л.И. Совещание по стратиграфии докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня. – Сов. геология, 1970, № 3. Допалеозой и палеозой Казахстана, т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.

- Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Филиппович И.З. О возрасте гранитов и гранито-гнейсов Карсакпайского поднятия (Центральный Казахстан). – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1968, № 6.
- Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Трянова М.В., Филатова Л.И. Итоги геохронологического изучения докембрия Центрального Казахстана. – Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 8.
- Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Трянова М.В., Филатова Л.И., Филиппович И.З. О радиологическом датировании докембрийских пород Центрального Казахстана. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И., Шлыгин Е.Д. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Стратиграфия докембрия Улугтау в связи с разработкой общей схемы расчленения докембрия Центрального Казахстана. – "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня". Материалы Караганд. стратигр. совещ. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Этапы геологического развития Казахстана в докембрии. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1972, № 4.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Стратиграфия докембрия Улугтау. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Катанзаро Э.Дж. Интерпретация возрастов цирконов. – В кн.: "Радиометрическое датирование", под ред. Э. Гамльтона, Р. Фаркурара. М., Атомиздат, 1973.
- Розен О.М. Стратиграфия и радиогеохронология докембрия Кокчетавского массива. – В кн. "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня". Материалы Караганд. стратигр. совещ. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. – Материалы Караганд. стратигр. совещ. Под ред. Ю.А. Зайцева и др. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Розен О.М., Поляков А.Л. О гренвилльской фазе магматизма в Северном Казахстане. – Геохимия, 1970, № 1.
- Филатова Л.И. Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана (в связи с разработкой корреляционной схемы докембрия). – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1970, № 2.

ВЕНД ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ПРОБЛЕМА БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Ю.А. Зайцев, Т.Н. Хераскова

ВВЕДЕНИЕ

Венд или вендский комплекс понимается как верхнее – четвертое – подразделение рифея с радиогеохронологическими границами в 680 ± 20 и 570 ± 15 млн. лет. Вендский комплекс обычно непосредственно подстилает кембрийские отложения. Ниже него располагается верхний рифей (Келлер и др., 1974). Б.М. Келлер называет его вендом или терминальным рифеем, ряд геологов продолжает называть верхнее подразделение рифея вендом в широком смысле.

Стратиграфическое положение венда между кембрием и протерозоем, естественно, ставило вопрос о принадлежности венда к фанерозою или к верхам протерозоя. Этот вопрос многими геологами, главным образом на основании биостратиграфических данных (вертикальное распространение строматолитов и микропроблематик, отсутствие остатков скелетной фауны), решается в пользу отнесения венда к верхнему протерозою – рифею. Вопросы номенклатуры и объема венда, его отношение к рифею и кембрию подробно рассмотрены Б.М. Келлером и М.А. Семихатовым (Келлер, Семихатов, 1968; Келлер и др., 1974; Семихатов, 1974).

Давно было известно, что толши, непосредственно подстилающие кембрий, часто в ряде складчатых областей и на платформах в тектоническом и историко-геологическом смысле ближе к палеозою, что находило отражение в их наименованиях, предлагавшихся ранее западноевропейскими геологами (инфракембрий, эокембрий) применительно к подобным толшам в отдельных регионах Западной Европы, Африки и др.

Тектонический аспект проблемы обособления и историко-геологического положения венда имеет самостоятельное значение и должен соответствующим образом учитываться наряду с биостратиграфическим подходом.

В геологической литературе последних лет (60–70-х годов), посвященных описанию геологии складчатых областей неогая, обычно проводится известная точка зрения о принадлежности венда к ортогенному этапу байкальской тектонической эры. Очевидно, только так может быть истолковано историко-геологическое положение венда в областях байкальской складчатости.

Особый смысл приобретает анализ историко-геологического положения венда и его аналогов в других областях в связи с проблемой обособления и оценки значения байкальской складчатости и

предшествующей ей байкальской тектонической эры. Появление обломочных, конгломератовых толщ венда, таких, как спаргмит, в палеозоидах также часто считают достаточным, чтобы предполагать проявление здесь байкальской складчатости. Так, например, поступает Б.М. Келлер в последней сводке о венде как верхнем подразделении рифея (Келлер и др., 1974).

Следует заметить, что вопрос о проявлении байкальской складчатости в палеозоидах Казахстана был основательно запутан сторонниками рифейского возраста большей части или даже всех известных метаморфических толщ, слагающих фундамент (комплекс основания) палеозойских геосинклинальных складчатых систем этого региона. С утверждениями об обособлении в палеозоидах Казахстана байкальского фундамента и большой роли байкальской складчатости можно встретиться в ряде общих сводок по тектонике и истории развития структуры Казахстана.

Материалы по стратиграфии и радиогеохронологии венда, тектонике Центрального Казахстана и сопредельных территорий, полученные в последние десятилетия, позволяют рассмотреть упомянутые проблемы, в частности, вопрос об обособлении в Казахстане байкальской складчатости в связи с особенностями его развития в венде. Вопросы возраста фундамента палеозой, образования его в результате более ранней позднепротерозойской складчатости, этапы формирования структуры фундамента одним из авторов данной статьи были рассмотрены ранее (Зайцев, 1974).

Вендские отложения доказаны в Северном, Центральном и Южном Казахстане и Тянь-Шане, где в своем распространении связаны с каледонскими структурно-фациальными зонами Большого и Малого Каратау, Калмыккульским, Байконурским синклинориями и другими (Зайцев, 1968). Наиболее обоснованно выделяется венд в пределах Каратау-Таласской структурно-фациальной зоны Северного Тянь-Шаня и Малого Каратау, где устанавливаются его верхняя и нижняя границы соответственно с верхним рифеем и кембрием, заключающими органические остатки - строматолитовые комплексы в верхнем рифее и венде, трилобиты, хиолиты и другие в кембрии (Келлер и др., 1965; Келлер, Покровская, 1965; Крылов, 1967; Королев и др., 1974; Покровская, Ергалиев, 1971; Ергалиев, Покровская, 1974; Мамбетов, Миссаржевский, 1971). В пределах Большого Каратау и Байконурского синклинория нижняя граница венда устанавливается по радиогеохронологическим данным - по налеганию вендских отложений на гранитоиды с возрастом в 650 ± 20 и 670 ± 20 млн. лет¹. Менее надежна здесь верхняя граница венда, так как органические остатки здесь известны лишь для среднего и верхнего кембрия (Ергалиев, 1965).

¹Первая цифра относится к Актаасскому массиву на восточном крыле Байконурского синклинория (U=Pb-Th метод), вторая - к Кумыстинскому массиву Большого Каратау, альфа-свинцовый метод (Зайцев, Зыков и др., 1974).

Таблица 1

Схема стратиграфического расчленения венда и кембрия Центрального Казахстана

Группа	Система	Отдел	Каратау-Таласская структурно-фашиальная зона М. Каратау, по В. Г. Королеву и др. (1974), Г. Х. Ергалиеву и др. (1974)	Антиклинорий Большого Каратау	Байконурский синклиниорий		Калмыккульский синклиниорий и Джарканигагачский антиклинорий	Актау-Моинтинский антиклинорий		
					Центральная часть	Восточное крыло		Чатогайская структурно-фашиальная подзона	Шуудинская структурно-фашиальная подзона	
Палеозойская	Кембрий	Верхний	Шабактинская свита 600-650 м	Кокбулакская свита, 80-300 м	Коктауская свита, 250-400 м		Шинсайская свита, 300-400 м	Кызылжарская свита, 300 м	Аксуранская свита, 100-200 м	
		Средний								
		Талдинская серия	Курумсаекская свита, 75-250 м	Байконурская свита, 30-250 м	Байконурская свита, 300-400 м	Байконурская свита, 0-100 м		Байконурская свита, 0-100 м	Копальская свита, 10-200 м	Копальская свита, до 150 м
		Нижний								
Чулактауская фосфоритовая свита 70-130 м	Аксумбинская свита, 500 м	Кураулинская и бозингенская свиты, 370 м	Бозингенская свита, 0-50 м	Шандакская свита, 100-800 м	Байэшинская свита, 0-700 м	Кенелинская свита, 200-250 м				
Рифейская	Венд	Верхний	Беркутинская свита, до 30 м	Ранская свита, 600-800 м	?	Сатанская свита, 1000 м	Шандакская свита, 100-800 м	Братолюбовская серия, 1500 м		
		Кыр-Шабактинская свита, 0-170 м								
		Верхний			Желтауская свита, 600 м					
		Нижний								
Малокаройская серия, до 1500 м	Граносениты, 670±20 млн. лет	Амбулакская серия, до 1000 м	Коксуйская серия гранитоиды, 650±20 млн. лет	?						
			Большекаройская серия							

Основание кембрия устанавливается здесь по сопоставлению с разрезами Малого Каратау.

По косвенным данным и менее уверенно, главным образом путем корреляции с другими районами, венд устанавливается в Калмыккульском синклинории и по южному обрамлению Кокчетавского массива, в пределах Актау-Моинтинского антиклинория и некоторых других местах (табл. 1). В части этих регионов достоверно доказаны маломощные средний и верхний кембрий. При сопоставлениях особое значение приобретают горизонты тиллитоподобных конгломератов то большей, то меньшей мощности, устанавливаемые в разрезах большинства указанных регионов. В ряде каледонских структур Центрального Казахстана – Степнякском синклинории, Ерементау-Ниязском и Тектурмасском антиклинориях, принадлежащих к типичным эвгеосинклинальным областям, вендские отложения скорее всего также присутствуют, но пока не могут быть отделены от нижнего палеозоя в связи с недостаточной изученностью стратиграфии, большой редкостью ископаемой фауны кембрия. Рассмотрению этих толщ в настоящем сборнике посвящена отдельная статья¹. В эвгеосинклинальных зонах пока не установлен объем толщ, которые могут быть отнесены к венду. Тем не менее эти толщи следует предполагать по следующим соображениям: во-первых, появление в эвгеосинклинальных разрезах тиллитоподобных конгломератов, близких таковым доказанного венда, во-вторых, тесная, практически повсеместная для Казахстана, связь вендских и кембрийских отложений.

Разрезы венда авторами изучались наиболее подробно в пределах Байконурского синклинория в Улутау (1961–1968 гг.), а также в Актау-Моинтинском антиклинории (1970–1973 гг.), соответствующем геоантиклинальной структурно-фациальной зоне вендского времени. Разрез Улутау, занимающий промежуточное положение между разрезами Большого и Малого Каратау Южного Казахстана и Калмыккульского синклинория Северного Казахстана, имеет большое значение для построения общей стратиграфической схемы верхнего протерозоя. Меньше времени было уделено изучению разреза венда Калмыккульского синклинория, до этого подробно описанного О.В. Минервиньм (1972). Разрезы венда Тянь-Шаня, Большого и Малого Каратау были осмотрены в порядке экскурсий, в том числе во время Казахстанского стратиграфического совещания 1971 г. Результаты работ были частично опубликованы ранее (Зайцев, Филатова, 1971; Зайцев, Хераскова, 1971; Хераскова, 1971). Предлагаемые сопоставления разрезов докембрия, в том числе венда, обсуждались на прошедших совещаниях по стратиграфии допалеозоя и палеозоя Казахстана в 1969 г. в Караганде и в 1971 г. в Алма-Ате (Богданов и др., 1970; Зайцев и др., 1966, 1971; Зайцев, Королев и др., 1974).

¹См. в настоящем сборнике статью Б.А. Бабичева и др. "Раннегеосинклинальные кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского этапа развития Центрального Казахстана".

В наиболее полных разрезах Улутау и Каратау, в западных частях Центрального и Южного Казахстана венд отчетливо разделяется на две части, которые ниже условно именуется нижним и верхним вендом (см. табл. 1). Нижний венд по комплексам строматолитов литологически и структурно связан с верхним рифеем – большекарской и карагоинской сериями в пределах Каратау–Таласской структурно–фациальной зоны. В.Г. Королев в качестве опорного разреза нижнего венда предлагает рассматривать малокарскую серию.

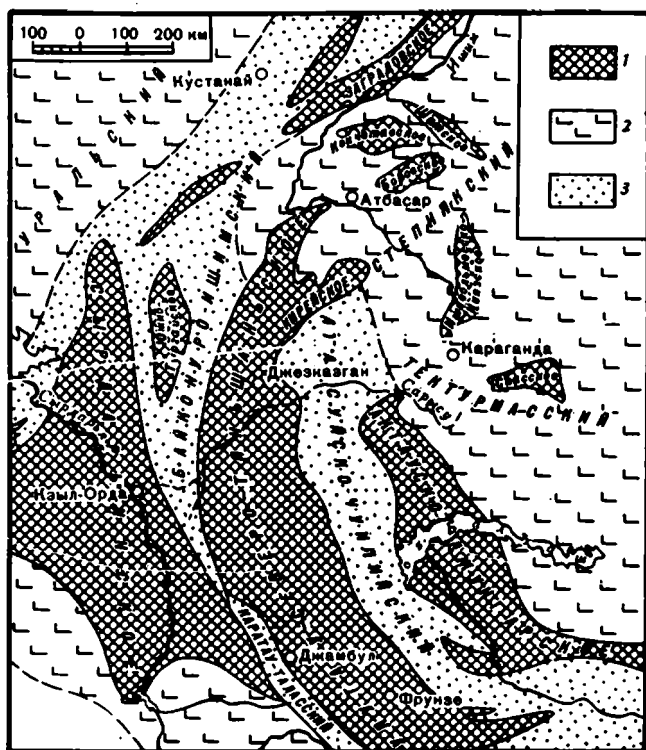


Рис. 1. Палеотектоническая схема раннего венда

1 – геантиклинальные поднятия; 2, 3 – прогибы эвгеосинклинальные (2) и хемиевгеосинклинальные (3)

В Улутау акбулакская серия нижнего венда ложится несогласно на верхнерифейскую коксуйскую серию и граниты Актасского массива с возрастом в 650 ± 20 млн. лет, по определениям С.И. Зыкова и Н.И. Ступниковой изохронным урано–свинцово–ториевым методом (Зайцев, Зыков и др., 1974). Аналогами акбулакской и

малокаройской серий в Калмыккульском синклинии является браголюбовская серия О.В. Минервина (1972). Таким образом, от Среднего Тянь-Шаня до Калмыккульского синклиория Пришимья прослеживается единая протяженная структурно-фациальная зона (рис. 1). Она включает Каратау-Таласскую зону, Байконурский и Калмыккульский синклиории. Следует подчеркнуть, что нижний венд обычно распространен в наиболее глубоких геосинклинальных прогибах, развивавшихся впоследствии в течение каледонской тектонической эры. Вполне вероятно допущение о широком распространении нижнего венда в основании эвгеосинклинальных каледонских прогибов на востоке Центрального Казахстана (см. рис. 1).

Значительно шире распространены образования верхнего венда, узнаваемые по обычно присутствующим в его разрезах горизонтам гиллитоподобных конгломератов, описанных многими геологами (Боровиков, 1955; Зубцов, 1971; Зайцев, Хераскова, 1971 и др.). В Чаткало-Нарьнской структурно-фациальной зоне Среднего Тянь-Шаня — это джетымтауская серия, в Улутау и в Большом Каратау — улутауская серия и их аналоги в других частях Казахстана (см. табл. 1). Разрезы верхнего венда структурно и историко-геологически тесно связаны с ранним палеозоем, с которым образуют единые структурно-фациальные зоны. Распространены они в геосинклинальных прогибах разного типа и в пределах геоантиклинальных поднятий (рис. 2). Наиболее полно изученная структурно-фациальная зона Калмыккульского, Байконурского синклиория и Большого Каратау рассматривается как хемизвгеосинклинальная. Восточнее нее находится Улутау-Северо-Тяньшаньская геоантиклинальная зона. Юго-западная часть этой зоны (Малый Каратау и Таласский Алатау), вовлеченная в прогибание в конце позднего венда и в раннем палеозое, принадлежит Каратау-Таласской структурно-фациальной зоне (подзоне). Для нее характерен карбонатный тип разреза самых верхов венда и нижнего палеозоя (кембрия и ордовика), почти полное отсутствия верхнего венда. Протяженная Актауско-Джунгарская геоантиклиналь характеризуется терригенно-карбонатным типом разреза. Между геоантиклинальными поднятиями в восточных частях Центрального и Южного Казахстана в венде скорее всего существовали эвгеосинклинальные структурно-фациальные зоны, унаследованные затем в раннем палеозое.

Проведенные сопоставления разрезов дают возможность связать разновозрастные разнофациальные комплексы, заметив тем самым палеотектонические обстановки раннего и позднего венда. Следует подчеркнуть обычную преемственность развития в раннем, позднем венде и в раннем палеозое. Исключение представляет лишь Каратау-Таласская структурно-фациальная зона. Заметим, что только здесь на рубеже раннего и позднего венда отмечаются складкообразующие движения, после которых в позднем венде происходит резкая смена в расположении структурно-фациальных зон. Каждая из структурно-фациальных зон характеризуется своим вертикальным рядом геологических формаций. Интересные выводы могут быть получены из анализа латеральных рядов геологических формаций как по пространности структурно-фациальных зон, так и в их поперечном сечении (табл. 2).

Таблица 2

Формации венца и кембрия Центрального и Южного Казахстана (вертикальные и латеральные ряды формаций)

Группа Система, фитона	Улутауско-Северотяньшаньская геоантиклинальная зона Каратау-Таласская подзона	Ишимско-Байконурско-Каратауская хемизогосинклиналичная зона			Актауско-Джунгарская геосинклиналичная зона	
		Антиклинорий Большого Каратау	Байконурский синклиниорий		Калмыккульский синклиниорий	Актау-Моинтинский антиклинорий
Палеозойская Кембрийская	Кремнисто-карбонатная фосфатонная	Карбонатно-кремнистая фосфатонная			Кремнисто-карбонатная фосфатонная (кызылжарская, босагинская, копальская свиты)	Шундянская структурно-фациальная подзона
	(Кожбулакская и курумсацкая свиты)	(Коктальская свита)		(Шинсайская свита)		
Рифейская Венская	Базальная терригенная	Спагмитовая формация прогибов			Базальная терригенная (байэшинская свита)	Спагмитовая формация поднятий (копальская свита)
	Базальная терригенная (нижняя часть ранской свиты)	(улутауская серия: байконурская, аксумбинская, верхи ранской свиты)	(улутауская серия: байконурская, курайлинская, бозингенская, сатанская свиты)	(байконурская, шандацкая свиты)		
	складчатость	Базальная терригенная (нижняя часть ранской свиты)	Терригенно-кремнистая фосфатонная (жалтауская (предполагается) свита)	Вулканогенно-терригенная (акбулакская)	Яшмово-диабазовая (предполагается)	Вулканогенно-терригенная (верхняя часть братолюбовской серии)
Верхний рифей	Флишовидная песчаносланцевая (большекаройская и каргаганская серии)	Липарито-базальтовая контрастная (кайнарская свита)	Липаритовая порфировая (коксуйская серия)	?	?	

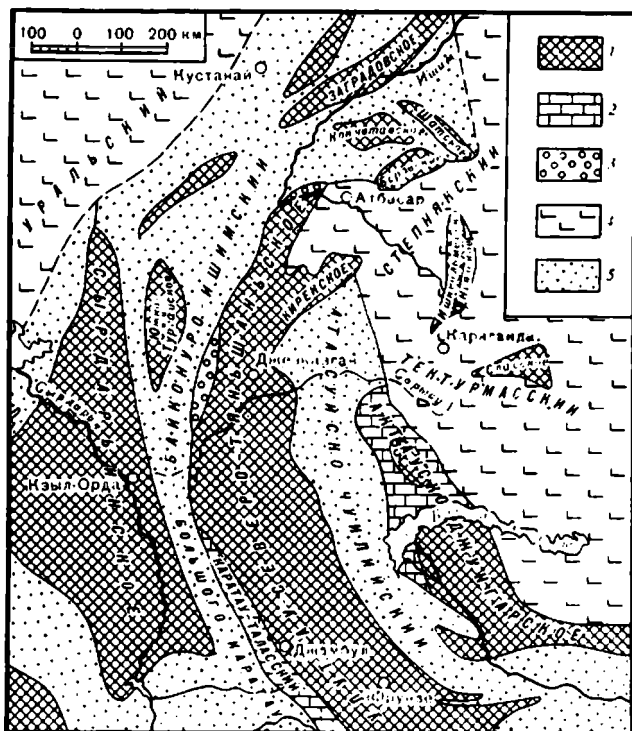


Рис. 2. Палеотектоническая схема позднего венда

1-3 - геоантиклинальные поднятия: 1 - области размыва, 2 - области накопления карбонатной формации, 3 - спарагмитовой формации малой мощности; 4-5 прогибы: эвгеосинклинальные (4), хемиевгеосинклинальные (5)

ИШИМСКО-БАЙКОНУРСКО-КАРАТАУСКАЯ ХЕМИЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Для всей Ишимско-Байконурско-Каратауской структурно-фациальной зоны характерен сходный формационный ряд в венде и нижнем палеозое. Основным отличием является постепенное нарастание роли вулканогенных формаций с юга на север и роли карбонатных пород в осадочных формациях в противоположном направлении (с севера на юг). Таким образом, северная часть этой структурно-фациальной зоны неотличима от обычной эвгеосинклинали, а формации Байконурского синклинория и антиклинория Большого Каратау типичны для терригенных эвгеосинклиналей или хемиевгеосинклиналей и частично (на склонах прогибов) близки образованиям геоантиклинальных поднятий.

В основании вендского комплекса в Калмыккульском синклинории распространена яшмово-диабазовая формация. Она впервые здесь была выделена О.В. Минервиным. В нее включена нижняя часть

братолобовской серии. Нижняя граница формации неизвестна. Главные члены яшмово-диабазовой формации – мелкокристаллические диабазы. В меньшем количестве встречаются базальтовые порфириды и лавовые брекчи. Лавовые брекчи, по-видимому, слагают кровли потоков диабазов и базальтовых порфиритов, которые группируются в пачки мощностью до нескольких сотен метров, разделяются прослоями пирокластических пород базальтового состава и яшмовидных кремнистых алевролитов. В формации широко распространены субвулканические образования – дайки и штоки габбро-диабазов, с которыми иногда связаны рудопроявления титаномагнетита.

Облик пород типично зеленокаменный. Диабазы по химическому составу принадлежат к известковощелочным (толеитовым) базальтам, отличаясь от них несколько повышенной щелочностью – калийностью (0,7 – 2% K_2O при общем преобладании натрия) и пониженной кремнекислотностью (45 – 47%), что сближает их с щелочными оливиновыми базальтами. Кроме того, характерной особенностью диабазов является высокое содержание двуоксида титана (2 – 2,5%) и значительная общая железистость при преобладающей роли железа в окисной форме. Химический состав вулканитов яшмово-диабазовой формации Ишимской Луки изучен пока недостаточно, что не позволяет уверенно сравнивать эти вулканиты с вулканитами близких формационных типов других регионов. Можно лишь предполагать, что эффузивы Ишимской Луки существенно отличаются от базальтоидов более восточных районов Казахстана, относимых к близкой по возрасту еремантауской серии (Антонюк, 1974), большей щелочностью, малой кремнекислотностью, а также большей железистостью и титанистостью.

Накопление яшмово-диабазовой формации, видимо, следует связывать с начальным этапом развития геосинклинального прогиба. Вверх по разрезу в пределах Калмыккульского синклинория и по латерали – на южном склоне Кокчетавского поднятия и в Байконурском синклинории – яшмово-диабазовая формация замещается вулканогенно-терригенной.

Вулканогенно-терригенной формации отвечает акбулакская серия, а также средняя и верхняя подсвиты братолобовской серии. Наиболее изучено строение этой формации в Байконурском синклинории. Вулканогенно-терригенная формация здесь распространена вдоль восточного крыла синклинория. На склонах Улутау-Северотяньшаньского вендского поднятия она выклинивается, а в центральных частях Байконурского синклинория, по-видимому, замещается толщей вулканитов основного состава, предполагаемой здесь по геофизическим данным (Строкин, 1974). На восточном крыле Байконурского синклинория вулканогенно-терригенная формация несогласно залегает на размытой поверхности липаритовой порфирической формации позднерифейского возраста и прорывающих ее гранитах Актаасского массива.

Главными членами формации являются две группы пород: первая – осадочные терригенные и терригенно-кремнистые (около 60%), вторая –

вулканогенно-осадочные и вулканогенные (около 40%). Среди осадочных пород преобладают грубозернистые разности – конгломераты, разнозернистые, грубозернистые песчаники. Им подчинены кремнистые алевролиты и аргиллиты. Во второй группе наиболее распространены пирокласто-кремнистые и пирокластические породы альбитофирового и кварцево-альбитофирового составов, преимущественно мелко- и тонкообломочные. Меньшее значение имеют диабазы. Следует отметить натровый состав пирокластических пород и их значительную кремнекислотность.

Для диабазов вулканогенно-терригенной формации, как и для описанной выше яшмово-диабазовой формации, характерно повышенное содержание щелочей, главным образом калия (до 1,5 – 2%), а также двуокиси титана. По сравнению с диабазами яшмово-диабазовой формации они имеют несколько большую кремнекислотность (48–49%).

Большая часть пород вулканогенно-терригенной формации имеет зеленую, буровато-зеленую и серую окраску. Красноцветные разности встречаются в подчиненном количестве. Характерной особенностью вулканогенно-терригенной формации является ее ритмичное строение. Наиболее распространена многопорядковая ритмичная слоистость. В нижних частях макроритмов и в нижней части формации преобладают грубообломочные терригенные породы с нечеткой грубой косо-волнистой слоистостью. В верхней части формации обычны тонкослоистые, параллельнослоистые мелкозернистые туфогенно-обломочные и туфогенно-кремнистые породы. Мощность формации достигает 1500 м.

Из-за ограниченности выходов формации вдоль восточного крыла Байконурского синклинория латеральные изменения в ней не могут быть установлены. В Калмыккульском синклинории вулканогенно-терригенная формация накапливалась, по-видимому, в условиях большей удаленности от областей поднятий. Поэтому здесь отчетливее проявлена связь вулканогенно-терригенной формации с яшмово-диабазовой. Она выражается в появлении большего количества грубообломочных пород и вулканогенных пород базальтового состава, близких по общему облику и петрохимически вулканитам яшмово-диабазовой формации. Большая дальность переноса обломочного материала обусловила меньшую его грубость – здесь отсутствуют конгломераты, имеются лишь песчаники, изредка гравелиты.

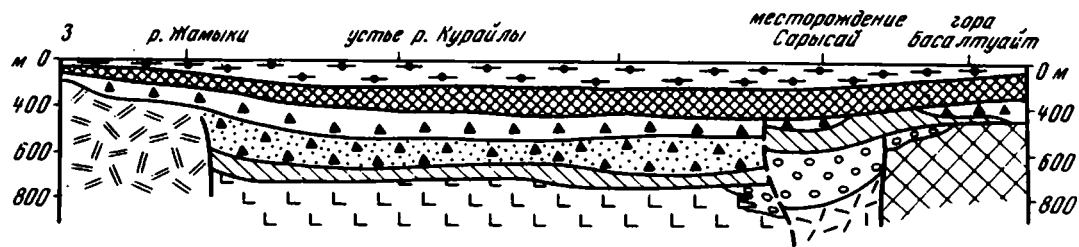
Вулканогенно-терригенная формация по составу своих вулканогенных членов близка к группе вулканогенно-осадочных формаций начальных этапов развития геосинклиналей с преобладанием вулканокластических отложений, наиболее подробно описанных И.В. Хворовой, М.Н. Ильиной (1963) под названием карамалыташской спилито-кератофирово-яшмовой формации, а А.А. Гавриловым (1968) – диабазово-кварц-альбитофирово-туфовой формации. Вблизи размывавшихся поднятий в формации появляется большое количество терригенного материала, а среди вулканогенных пород наряду с базальтоидами отмечаются кремнекислые разности. В более глубоких цент-

ральных частях прогибов кремнекислые разности вулканитов почти исчезают, уменьшается количество терригенных пород. Структурная приуроченность формации к краевым частям поднятий и неглубоким частям прогибов обуславливает специфику вулканогенных членов – несколько повышенную калийность, преобладание окисных форм железа над закисными. На геоантиклинальных поднятиях вулканогенно-терригенной формации, по-видимому, может быть синхронна базальная терригенная формация (типа байэпшинской, кенелинской свит Акгау–Моинтинского антиклинория). В Малом Каратау и Таласском хребте к базальной терригенной формации литологически близки малокаройская и карагоинская серии. Однако они структурно и формационно тесно связаны с верхнерифейскими отложениями – надстраивают ряд флишеподобных формаций рифея (Максумова, 1967) и, по-видимому, должны рассматриваться как орогенные формации.

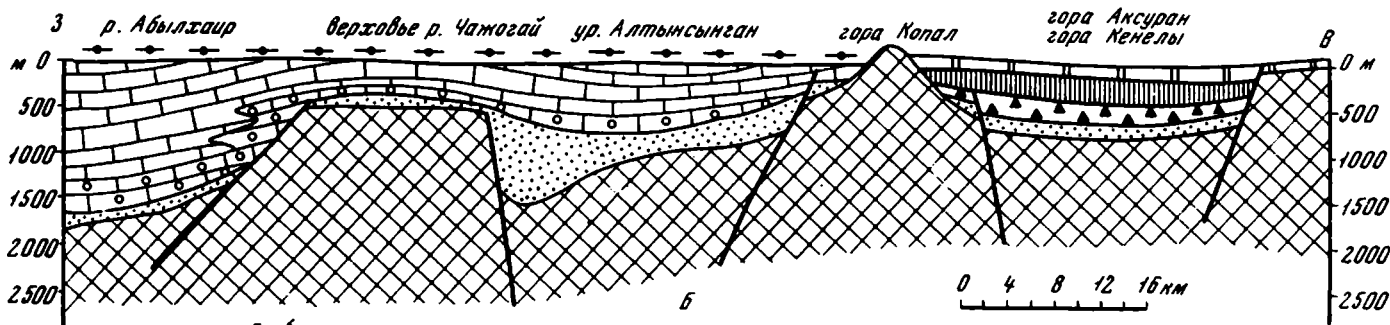
В вендском комплексе Ишимско–Байконурско–Каратауской структурно–фациальной зоны распространена терригенно–кремнистая фосфатоносная формация, отвечающая жалтауской свите Байконурского синклинория. Здесь она залегает на размытой поверхности вулканогенно–терригенной формации, а также более древних образованиях. Главные члены терригенно–кремнистой формации представлены углисто–глинистыми сланцами, углистыми филлитами, углисто–кремнистыми и углисто–глинисто–кремнистыми сланцами; второстепенные – кварцевыми песчаниками и гравелитами, алюмофосфатами, карбонатными породами. Характерной особенностью формации является широкое развитие кремнистых метасоматитов по известнякам и алюмофосфатам.

В основании формации преобладают кварцевые песчаники и доломиты, быстро меняющие по простиранию мощность и зернистость. Причем увеличение мощности сопровождается уменьшением зернистости пород. Кварцевые песчаники в более высоких частях разреза сменяются углистыми филлитами, среди которых песчаники встречаются в виде маломощных прослоев. На этом же стратиграфическом уровне появляется горизонт углисто–кремнистых сланцев, карбонатных пород и алюмофосфатов, кремнистых метасоматитов по известнякам и алюмофосфатам. Верхняя часть формации образована тонко-слоистыми пиритоносными углистыми филлитами и глинистыми сланцами с редкими маломощными прослоями кварцевых песчаников. В кровле формации залегает горизонт кремнистых метасоматитов по оолитовым известнякам, иногда с повышенным содержанием марганца (1,2 – 4,7%) в основании горизонта. Отчетливо выявляется парагенетическая связь между алюмофосфатами и углисто–кремнистыми сланцами с фосфатными конкрециями. Мощность формации около 600 м.

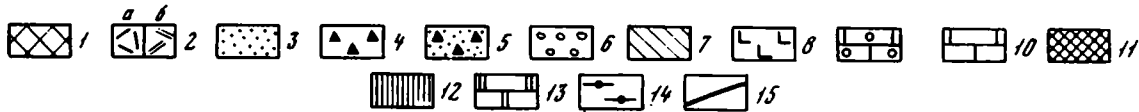
Накопление терригенно–кремнистой фосфатоносной формации связано с новым этапом формирования Байконурского прогиба. Характерной особенностью этого этапа является затухание вулканической деятельности, вовлечение в область осадконакопления западной части Улутау–Северо–Тяньшаньского геоантиклинального поднятия.



А



Б



Спарагмитовая формация. Расширение области прогибания, начавшееся при накоплении терригенно-кремнистой фосфатоносной формации, продолжается во второй половине вендской эпохи. В прогибание вовлекаются новые площади в пределах Большого и Малого Каратау. На большей части территории Центрального Казахстана в это время накапливается спарагмитовая формация, завершающая разрез вендского комплекса. Спарагмитовая формация накапливалась не только в существовавших к тому времени прогибах, но распространялась и на ряд соседних поднятий. Наибольшей мощности она достигает в прогибах типа хемизвгеосинклинальных, например, в Ишимско-Байконурско-Каратауской структурно-фациальной зоне (рис. 3). В сокращенных мощностях спарагмитовая формация присутствует на геосинклинальных поднятиях, где тесно связана с базальной терригенной и карбонатной формациями.

В Байконурском синклинории спарагмитовая формация включает сатанскую, бозингенскую, курайлинскую и байконурскую свиты, в Калмыккульском синклинории – шандакскую и байконурскую свиты, в Большом Каратау – ранскую, аксумбинскую и байконурскую свиты.

Главными членами формации являются тиллоиды (тиллитоподобные конгломераты), тонкослоистые глинистые сланцы, песчаники, ленточно-слоистые известняки и доломиты, второстепенными – кремнистые породы и гематитовые сланцы, вулканиты основного состава.

Наиболее изучено строение этой формации в Байконурском синклинории и в Большом Каратау. Здесь тиллоиды слагают низы и верхи формации. В ее средней части преобладают известняки и доломиты, переслаивающиеся с мелкообломочными красноцветными и зеленоцветными породами. Для спарагмитовой формации характерны резкое изменение мощности и строения вкрест простирания прогибов и, наоборот, выдержанность на большом расстоянии по простиранию в пределах Ишимско-Байконурско-Каратауской и Чаткало-Нарынской структурно-фациальных зон. Такое распространение типично для геосинклинальных формаций. Наиболее четко характер изменений

Рис. 3. Палеотектонические профили через Байконурский прогиб (А) и северную часть Актау-Джунгарского поднятия (Б)

1- раннедокембрийский складчатый фундамент; 2- порфировая формация верхнего рифея (а – реальное положение, б – предполагаемое); 3-7 – формации венда: 3 – базальная терригенная, 4, 5 – спарагмитовая (4 – тиллоиды, 5 – терригенно-карбонатные отложения), 6 – вулканогенно-терригенная, 7 – терригенно-кремнистая фосфатоносная; 8 – вулканиты основного состава; 9, 10 – кремнисто-карбонатная формация венда-кембрия: 9 – онколитовые и строматолитовые карбонатные породы, 10 – известняки, доломиты, известковистые доломиты; 11, 12 – фосфатоносные формации: 11 – карбонатно-кремнистая кембрия, 12 – кремнисто-терригенно-карбонатная среднего кембрия; 13, 14 – формации нижнего-среднего ордовика: 13 – карбонатная, 14 – яшмово-сланцевая и фтанитовая; 15 – разломы

вкост простираения прогиба установлен для верхней части формации (байконурской свиты) в Байконурском синклинии. Здесь мощность байконурской свиты в осевых частях прогиба составляет 300 – 400 м, а на склоне Улутау–Северо–Ганьшаньского поднятия всего 25–100 м. При этом тиллитоподобные конгломераты отчасти замещаются тонкослоистыми глинистыми сланцами. Восточнее, очевидно, располагалась область размыва, о чем свидетельствует состав галек тиллоидов (вулканиты коксуйской серии, породы акбулакской и жалтауской свит).

На западном крыле Байконурского синклинии мощность тиллоидов также резко сокращена, большая часть их замещена песчаниками. Однако общая мощность свиты составляет около 400 м за счет появления базальтовых порфиритов, туфов и брекчий. На западном крыле синклинии установлены источники сноса с запада (Южно–Тургайского геантиклинального поднятия); здесь почти отсутствуют гальки пород жалтауской свиты, акбулакской серии, доломиты, зато резко увеличено количество галек вулканитов коксуйской серии, пестроцветных песчаников курайлинской свиты, альбитизированных гранитов. Состав галек в конгломератах на крыльях прогиба резко изменяется по простираению толщи, выявляя местные источники сноса. В целом на крыльях прогиба состав галек более однообразен, чем состав галек осевых частей прогиба, где происходило смещение обломочного материала, и разнос его вдоль прогиба. Этим, по-видимому, обусловлен однородный состав и равномерное распределение обломочного материала по простираению прогиба.

Для средней части разреза спарагмитовой формации также характерны резкие фашиальные замещения поперек прогиба. Здесь появляются ленточно–слоистые карбонатные породы. Доломиты ассоциируют с зеленоцветными терригенными породами, преимущественно глинистыми, и распространены в центральной части прогиба. По направлению к крыльям прогиба происходит замещение доломитов известняками, а зеленоцветных терригенных пород красноцветными.

Спарагмитовая формация широко распространена в палеозойских геосинклиналях; выяснение условий ее накопления имеет большое значение для понимания истории формирования этих геосинклиналей. Многие исследователи – Г.Ф. Лунгерсгаузен, Е.И. Зубцов, Б.М. Келлер, У. Харланд, Н.М. Чумаков и др. – рассматривают тиллитоподобные породы этой формации как морские или континентальные тиллиты (Зубцов, 1971; Келлер, 1972). Однако ледниковое происхождение все чаще ставится под сомнение. Так, У. Харланд (Harland, 1964), последовательно развивавший идею планетарного предкембрийского оледенения, подчеркивает полигенетическую природу большинства "тиллитовых формаций", допуская гляциальное происхождение лишь некоторых членов формации.

По нашим представлениям, местный характер обломочного материала в тиллоидах Ишимско–Байконурско–Каратауской структурно–фашиальной зоны, резкие изменения состава этого материала, выявляющие местные источники сноса, исключают чисто ледниковое про-

исхождение этих осадков (во всяком случае за счет материкового оледенения). Тиллитоподобные породы спарагмитовой формации являются сложными полигенетическими образованиями. Среди них преобладают конгломераты свала (Боровиков, 1955), подводно-оползневые накопления, формирующиеся вдоль уступов тектонического происхождения. Судя по характеру и составу обломочного материала, прогиб мог соседствовать с областями расчлененного, возможно, горного ледникового рельефа – проловвиальные и селевые выносы заполняли узкие прогибы. При этом та или иная часть обломков может нести ледниковую обработку, как это было показано для Таласского хребта Е.И. Зубцовым (1971).

Вне зависимости от представлений о генезисе тиллоидов весьма показательны структурная приуроченность формации и время ее появления в геосинклиналях. К.А. Клития, Т.Г. Павлова (1970), Б.М. Келлер (Келлер, 1968; Келлер и др., 1974) предполагают, что тиллитоподобные конгломераты являются орогенными формациями байкалид. По-видимому, в байкалидах сходные образования действительно накапливаются в орогенную стадию развития, в эпоху преобладания дифференцированных по интенсивности и знаку движений на фоне общего воздымания области (например, толща тиллитов на Тимане). Однако в каледонидах спарагмитовая формация, имеющая, как правило, позднекембрийский (вендский) возраст, оказывается тесно связанной с вышележащими толщами нижнего палеозоя не только структурно, но и формационно. Повсюду она перекрывается, а иногда и подстилается углисто-кремнистыми фосфатоносными формациями.

В Ишимско-Байконурско-Каратауской структурно-фациальной зоне ее появление отражает этап резкого интенсивного прогибания, сопровождаемого движениями вдоль разломов, ограничивающих прогиб, и одновременного интенсивного поднятия окружающих геоантиклиналей. Причем наметившаяся при накоплении спарагмита структурно-фациальная зональность унаследована в раннем палеозое и выражена в фациях и мощностях нижнепалеозойских толщ. Таким образом, спарагмитовая формация в Ишимско-Байконурско-Каратауской зоне фиксирует стадию дифференциации геосинклиналиного прогиба и одновременного роста геоантиклинальных поднятий. То есть здесь устанавливается оживление тектонических движений, но не проявления складчатости. Время появления спарагмитовой формации совпадает с временем проявления завершающей складчатости в байкалидах. Однако по своей роли в формировании структуры и по положению в геосинклиналином цикле каледонид она не может быть отнесена к группе орогенных формаций.

Актауско-Джунгарская геоантиклинальная зона

Терригенные формации вендского возраста широко распространены в Актау-Моянтинском антиклинории Актауско-Джунгарской геоантиклинальной зоны. Вендский комплекс этого региона и тесно связанный с ним кембрий залегают на протерозойских кварцито-сланцевых

и порфиroidных толщ. Осадконакопление в венде и кембрии в этой области происходило в условиях раздробления и постепенного погружения северо-восточного края крупного Актауско-Джунгарского геосинклинального поднятия, сформированного, очевидно, в венде или конце позднего рифея. Здесь выделяются две структурно-фациальные подзоны: Чажогайская и Шундинская, имеющие в целом северо-восточное простирание. Вертикальный формационный ряд этих подзон обнаруживает сходство с формационным рядом Каратау-Таласской геосинклинальной зоны (см. табл. 2).

В основании формационного ряда венда здесь выделяется базальная терригенная формация (байэпшинская, кенелинская свиты). Главными членами формации являются аркозовые, субаркозовые и кварцевые песчаники, кварцито-песчаники различной зернистости, часто разнозернистые. Второстепенными – гравелиты, конгломераты, алевролиты, туфы кремнекислого состава, доломиты. Цвет пород розовато-серый, светло-серый, зеленовато-серый, белый. В подчиненном количестве имеются зеленоцветные и красноцветные разности. Мощность формации изменяется от 0 до 700 м. Она залегает трансгрессивно на кварцито-порфиroidных толщах протерозоя и сформирована за счет их размыва. Отличительной особенностью базальной терригенной формации является резкая изменчивость мощностей.

Базальная терригенная формация выполняет впадины, имеющие, видимо, тектонические ограничения (рис. 3, II). Трансгрессия моря приводит к заполнению этих впадин терригенными осадками. Поднятиям соответствуют маломощные разрезы, в которых преобладают грубообломочные нередко красноцветные породы. Во впадинах накапливались мощные песчаные толщи, содержащие отдельные горизонты зеленоцветных алевролитов. Для нижней части формации характерны преимущественно аркозовые терригенные отложения, которые выше постепенно сменяются преимущественно кварцевыми песчаниками.

Четко выявляются местные источники сноса обломочного материала и мелководные условия накопления толщ. По составу и особенностям строения рассматриваемая формация близка к типу базальных терригенных формаций миеосинклиналей. Отличительная особенность этой формации – кварцевый и аркозовый состав обломочных пород. Часто она залегает несогласно на более древнем консолидированном фундаменте в основании геосинклинального ряда формаций. Вслед за накоплением базальной терригенной формации, как правило, следует образование мощных карбонатных толщ, которые могут замещать базальную терригенную формацию по латерали и образуют вместе с ней единую трансгрессивную серию. На геосинклинальных поднятиях формация обладает сходством с орогенными формациями типа моласс, в частности с орогенными геосинклинальными формациями, в понимании Н.П. Храскова (1963). Примерами таких формаций в других областях могут служить ранская свита венда Большого Каратау,

нижний кембрий в миогеосинклинальной зоне Апталачей и др. В смежных прогибах эвгеосинклинального типа ей соответствуют формация аспидных сланцев и различные вулканогенные формации спилито-диабазового ряда.

Замещение базальной терригенной формации типично геосинклинальными формациями типа яшмово-диабазовой и вулканогенно-терригенной по простиранию одного и того же прогиба, как это имеет место в Ишимско-Байконурско-Каратауской структурно-фациальной зоне, не позволяет относить базальную терригенную формацию к орогенным формациям байкалид. Появление ее фиксирует краевые части геосинклинальных прогибов или внутригеосинклинальные поднятия на ранней стадии их развития. Базальная терригенная формация в Чажогайской структурно-фациальной зоне вверх по разрезу и частично по латерали замещается кремнисто-карбонатной формацией венда - кембрия (басагинская и кызылжарская свиты).

Кремнисто-карбонатная фосфатоносная формация. Главными членами формации являются доломиты тонкослоистой, массивной и водорослевой текстуры (строматолитовые и онколитовые доломиты). Второстепенные члены формации - известняки, кремнеземные известняки и доломиты, горизонты кремней, песчаные известняки и доломиты, карбонатные брекчии. Преобладают породы серого и темно-серого цветов. Мощность формации изменяется от центральной части поднятия к периферии от 800 до 2000 м.

Строение формации закономерно меняется снизу вверх по разрезу. Нижняя часть ее образует биостром онколитов и катаграфий. Внутри биострома и на его верхней поверхности имеются небольшие биогермы столбчатых строматолитов (Пупышев, 1974). Количество биогенных разностей несколько уменьшается в наиболее глубоких частях бассейна, где они встречаются лишь в виде отдельных горизонтов среди кристаллических доломитов. Дальнейшее накопление формации происходит в условиях прогибания, что приводило к углублению бассейна и почти полному исчезновению онколитовых и строматолитовых разностей. Накапливаются толстослоистые доломиты, известковые доломиты, реже известняки, которые слагают большую часть формации.

Верхняя часть формации (кызылжарская свита среднего кембрия) снова сложена более мелководными фациями, о чем свидетельствует появление песчанистых известняков, известковистых брекчий, многочисленных следов размывов и взмучиваний осадков. Количество известняков увеличивается в относительно маломощных разрезах. Там, где формация обладает максимальной мощностью, она состоит только из доломитов. В верхней и иногда в нижней частях формации среди карбонатных пород появляются желваки и горизонты кремней. С их появлением связана повышенная фосфатоносность пород.

Карбонатные формации, такие, как вышеописанная, широко распространены в геосинклинальных системах различного возраста и типичны для миогеосинклиналей и внутренних поднятий геантиклинального типа. В Казахстане такая формация типична для кембрия,

лишь изредка, как, например, в пределах Актау–Моитинского антиклинория, она захватывает и верхи венда. Другим примером может служить тамдинская серия Малого Каратау, бешташская свита Таласского хребта. Подобные карбонатные толщи венда – кембрия известны в Центрально–Джунгарском антиклинории в восточной части Актауско–Джунгарской геоантиклинальной зоны (см. рис. 2).

По латерали кремнисто–карбонатная формация чаще всего замещается карбонатно–кремнистой фосфатной формацией (кокбулакская и курумсакская свиты, кокतालская, шинсайская свиты) или сходной с ней кремнисто–карбонатно–терригенной фосфатоносной формацией (например, аксуранская свита Актау–Моитинского антиклинория).

В восточной – Шундинской структурно–фациальной зоне – на базальной терригенной формации залегает спарагмитовая формация малой мощности, заменяющая частично по латерали карбонатную формацию. Строение спарагмитовой формации здесь чрезвычайно близко к ее строению в Ишимско–Байконурско–Каратауской структурно–фациальной зоне в участках сокращенных разрезов на склонах поднятий. Накопление спарагмитовой формации происходило здесь в узком, возможно, приразломном прогибе, располагавшемся на границе относительного поднятия, находившегося восточнее в пределах Актауско–Джунгарской геоантиклинали, и области интенсивного прогибания. В отличие от Ишимско–Байконурско–Каратауской структурно–фациальной зоны, спарагмитовая формация венда Актау–Моитинского антиклинория появляется на более ранней стадии развития геосинклинали, оказываясь тесно связанной с базальной терригенной геоантиклинальной формацией. Появление спарагмитовой формации в целом связано с заложением прогибов в результате опускания по системам крупных разломов. Сходное положение спарагмитовая формация занимает, по мнению У. Хольтедаля (1957), в каледонидах Норвегии.

Рассматривая формации венда и нижнего палеозоя Актау–Моитинского антиклинория, необходимо заметить, что территория этого антиклинория в венде и кембрии погружалась менее интенсивно, чем примыкавшие к нему с севера, запада и юго–запада геосинклинальные прогибы в пределах Тектурмасской и Атасуйско–Чуилийской структурно–фациальных зон (см. рис. 2), где в это время формируются мощные спилито–диабазовые и яшмово–терригенные комплексы. Таким образом, Актау–Моитинский антиклинорий по отношению к этим геосинклинальным прогибам должен рассматриваться как геоантиклинальное поднятие. Геоантиклинальный тип развития отразился и на составе формаций, которые иногда приобретают черты сходства с орогенными формациями завершающих этапов развития геосинклиналей.

Рассмотрение формаций венда Ишимско–Байконурско–Каратауской геосинклинальной и Актауско–Джунгарской геоантиклинальной структурно–фациальных зон позволяет наметить латеральные ряды формаций, отражающие особенности формирования вендско–палеозойских геосинклиналей Казахстана на начальных стадиях их развития (см. табл. 2).

Первый ряд – яшмово–диабазовая → вулканогенно–терригенная → базальная терригенная формация – отражает стадию заложения позд–небайкальско–каледонских прогибов в различных тектонических условиях.

Второй ряд – базальная терригенная → спарагмитовая → частично карбонатная формация – отражает стадию дифференциации геосинклинальной системы, оживление тектонических движений на участках сочленения геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий.

Третий латеральный ряд относится к формациям кембрия, отражает унаследованное развитие структурно–фациальных зон, заложившихся в венде: карбонатно–кремнистая фосфатоносная → кремнисто–карбонатная фосфатоносная → терригенно–кремнисто–карбонатная фосфатоносная формации. Намечается и отчетливый парагенезис формаций в вертикальных рядах. Так, весьма типичен парагенезис спарагмитовой формации и группы кремнисто–карбонатных фосфатоносных формаций (Бушинский, 1966; Хераскова, 1971; Еганов, 1968).

К ПРОБЛЕМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В КАЗАХСТАНЕ

Выше были рассмотрены основные особенности строения разрезов венда различных структурно–фациальных зон, латеральные и вертикальные ряды формаций, из которых могут быть установлены основные закономерности развития территории Казахстана в венде. Вертикальные формационные ряды едины для венда и раннего палеозоя для большей части области каледонской складчатости Казахстана. Они составляют единое целое, формации венда при этом слагают основание этих формационных рядов. Эта закономерность для каледонид, очевидно, имеет общее значение, о чем свидетельствует сходство формационных рядов каледонид Казахстана и Скандинавии (табл. 3).

Была ли байкальская складчатость в Казахстане? Этот вопрос нуждается в безотлагательном обсуждении. Недавно в пользу выделения байкальской складчатости в Казахстане и Средней Азии высказался Б.М. Келлер. Доказательства этому он видит в появлении в разрезах венда Каратау–Таласской и Чаткало–Нарынской структурно–фациальных зон, а также в Большом Каратау, Улутау, рассмотренных выше красноцветных, пестроцветных, грубообломочных толщ, заключающих тиллитоподобные конгломераты (спарагмитовая формация). Эти толщи Б.М. Келлер (Келлер и др., 1974) называет молассовыми, считая, что, по–видимому, этого достаточно для обоснования в Казахстане проявления байкальской складчатости.

Действительно, венд Южного Казахстана и Тянь–Шаня, а также Улутау представлен часто грубообломочными красноцветными и пестроцветными толщами, напоминающими молассовые накопления, но тем не менее от них отличающимися историко–геологическим положением, отношением к складчатости и к типичным геосинклинальным формациям.

Таблица 3

Формационные ряды каледонид Казахстана и Норвегии

Сис-тема	Юго-Восточная Норвегия (район оз. Мьеса, Вальдрес, Трондхейм)	Центральный Казахстан, Байконурский синклиорий (восточное крыло)
Ордовик		Песчано-сланцевая флишоидная (граувакковая) формация
	Яшмово-диабазовая формация	Яшмово-сланцевая формация
Кембрий	Аспидная формация (в нижней части иногда фосфатоносная)	Карбонатно-кремнистая фосфатоносная формация
Венд	Спарагмитовая формация (известняки Бири, спарагмит Муэльв, сланцы Экре, Рингсакерские кварциты (?))	Спарагмитовая формация
		Терригенно-кремнистая фосфатоносная формация
	Базальная терригенная формация (спарагмит Брёттум, конгломераты Бири)	Вулканогенно-терригенная формация

Вендские отложения Центрального Казахстана – Байконурского синклиория и Актау–Моинтинского антиклиория – залегают согласно с вышележащим кембрием, образуют с нижним палеозоем единый формационный ряд, к основанию которого они и приурочены. Это неоднократно подчеркивалось нами и ранее (Зайцев, 1968; Зайцев, Хераскова, 1971; Хераскова, 1971).

Базальная вулканогенно-терригенная формация по простиранию прогиба Байконурского синклиория в Каратау–Таласской зоне замещается пестроцветной орогенной терригенной формацией (малокаройская серия), а к северу – яшмово-диабазовой эвгеосинклинальной (братолобовская серия). В пределах Байконурского синклиория Улутая, Калмыккульского синклиория Пришимья нет решительно никаких данных для предположений о проявлении байкальской складчатости. Нет признаков байкальского несогласия и в других районах Центрального Казахстана (Актау–Моинтинском антиклиории, смежных с ним синклиориях, Ерементая–Ниязском антиклиории). Вендские отложения здесь залегают на древнем архейско-протерозойском фундаменте и также начинают собой разрез каледонского геосинклиналиального комплекса.

Особое историко-геологическое значение имеет эпоха раннего венда в Каратау–Таласской структурно-фациальной зоне, где он свя-

зан более тесно с верхним рифеем (карагоинской и большекаройской сериями). Нижний и верхний венд разделены складчатым несогласием, внедрением гранитов, по своему облику приближается к позднегеосинклинальным формациям типа флиша и молассы (Максимова, 1967). Особенностью этой части единого Ишимско-Байконурско-Каратауского прогиба является наиболее раннее заложение в позднем рифее.

Присутствие в разрезе венда Каратау-Таласской зоны грубообломочных толщ, проявления складчатости, несогласие в основании верхнего венда свидетельствуют о несомненных тектонических движениях в конце протерозоя. Возникает вопрос: свидетельствуют ли эти несомненно байкальские движения о проявлении в Казахстане собственно байкальской складчатости?

Эпохой складчатости (байкальской, каледонской и любой другой) называют обычно проявления тектонических движений в конце геосинклинального цикла, приводящие к образованию складчатой структуры, орогенезу и появлению орогенных молассовых формаций. Примером проявления байкальской складчатости может служить Енисейский край и другие районы Восточной Сибири, где складкообразование, орогенез и образование моласс сопряжены во времени, происходили в вендскую эпоху, завершили предшествующий байкальский геосинклинальный этап (Клитин, 1965; Клитин, Постельников, 1966, 1968; Семихатов, 1974; Клитин, Павлова, 1970; Синельников, Ишков, 1973). Складчатые сооружения при этом возникают на месте бывших геосинклинальных прогибов, а молассовые накопления формируются в орогенных впадинах, мигрирующих в направлении ранее консолидированных платформенных областей.

Рассмотрим геологическую историю Казахстана в венде в сравнении с областями истинных байкалид (табл. 4). Заложение хемизвгеосинклинальных прогибов происходит в конце рифея на юге в Тянь-Шане и в начале венда — в более северных частях Центрального Казахстана в условиях тектонически расчлененного рельефа, что предопределяет накопление в геосинклинальном прогибе грубообломочных пестроцветных толщ типа базальной терригенной формации и спарагмита. Проявления складчатости здесь не установлены. Исключение представляет лишь Каратау-Таласская зона, где отмечается складкообразование на рубеже раннего и позднего венда. Во всех случаях в Казахстане не известен предшествующий собственно геосинклинальный байкальский этап развития (см. табл. 4). Проведенное сравнение не оставляет места предположению о проявлении байкальской складчатости в Казахстане. Исключение представляет, как уже отмечалось выше, узкая Каратау-Таласская структурно-фациальная зона, превратившаяся после байкальских движений в середине венда в геодантиклинальное поднятие.

Базальные терригенные и спарагмитовые серии, наряду с вулканогенно-терригенными и яшмово-диабазовыми формациями, слагают основание каледонских прогибов, заложившихся, таким образом, в конце байкальской тектонической эры. По своему историко-

Таблица 4

Сравнительная историко-геологическая схема байкалид Сибири и каледонид Казахстана

Сис-тема	Байкалиды Енисейского кряжа	Каледониды Центрального Казахстана
Ордовик		Складчатость, гранитоиды крыккудукского комплекса, флишодные терригенные, андезито-базальтовые, кремнисто-терригенные формации зрелых стадий геосинклинального этапа
Кембрий		Кремнисто-карбонатные и карбонатные фосфатносные формации хемизгеосинклиналей, замещаемые в загосинклиналях терригенно-яшмовыми и яшмово-базальтовыми сериями
Поздний венд	Складчатость, орогенез Орогенные серии Поднятие, размыв, структурная перестройка	Дальнейшее расширение геосинклиналей. Базальные терригенные и спарагмитовые формации
Ранний венд	Накопление флишодных, карбонатных, терригенно-карбонатных серий многогеосинклиналей. Заложение геантиклиналей	Вулканогенно-терригенные и яшмово-диабазовые формации геосинклинальных прогибов
Поздний рифей	Базальные терригенные и геантиклинальные формации	Липаритовая порфировая формация геантиклиналей, замещаемая контрастными липарито-базальтовыми и базальтовыми сериями в геосинклинальных прогибах Раздробление фундамента и заложение геосинклиналей
	Складчатость, гранитоиды по-солыенско-ангарского комплекса - 850±50 млн. лет. Предшествующий геосинклинальный цикл	Платформенное осадконакопление - кварцито-песчанниковая кокчетавская серия

Геологическому значению, структурному положению они ничего общего не имеют с истинными молассами. Как и в скандинавских каледонидах, спарагмитовая формация появляется на начальных стадиях развития казахстанских каледонских геосинклиналей.

Таким образом, на конец байкальской тектонической эры в пределах истинных байкалид и в казахстанских каледонидах приходятся совершенно разные тектонические события. В байкалидах это эпоха орогенеза и складчатости, в каледонидах Казахстана - заложение геосинклиналей на раздробленном более древнем фундаменте.

ЛИТЕРАТУРА

- Антонюк Р.М. Вулканогенно-кремнистые формации позднего протерозоя и кембрия востока Центрального Казахстана. Автореф. канд. дис. Ин-т геол. наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР. Алма-Ата, 1974.
- Богданов А.А., Зайцев Ю.А., Келлер Б.М., Орлов И.В., Семихатов М.А., Филатова Л.И. Совещание по стратиграфии докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня. - Сов. геология, 1970, № 3.
- Боровиков Л.И. Нижний палеозой Джекказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. - Труды ВСЕГЕИ, 1955, т. 5.

- Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. – Труды Геол. ин-та АН СССР, 1966, т. 5, вып. 149.
- Гаврилов А.А. Накопление вулканогенных обломочных продуктов в геосинклинальных областях прошлого. – Труды Геол. ин-та АН СССР, 1968, т. 1, вып. 195.
- Еганов Е.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1968.
- Еганов Е.А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. – Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск, "Наука", 1974, вып. 102.
- Ергалиев Г.Х. К стратиграфии венда и кембрия Байконур–Каратау–Джебаглинской зоны. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1965, № 6.
- Ергалиев Г.Х., Покровская Н.В. Биостратиграфия нижнего кембрия Малого Каратау. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Зайцев Ю.А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. – В кн.: "МГК, XXIII сессия, Докл. сов. геологов, Probl. 3". М., "Наука", 1968.
- Зайцев Ю.А. О выделении среднерифейской иседеонской складчатости в Казахстане. – Вести. Моск. ун-та, серия геол., 1974, № 3.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Новые данные о строении докембрия Улутая (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана). – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". – Материалы по геологии Центр. Казахстана", т. XI. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклиория. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геологии Центр. Казахстана, т. XI. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И. О сопоставлении верхнего протерозоя Тянь-Шаня и Улу-Тау. – Вести. Моск. ун-та, серия геол., 1966, № 4.
- Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И., Шлыгин Е.Д. Сопоставление разрезов докембрия Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. – В кн. "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня". Материалы Караганд. стратигр. совещ. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И., Шлыгин Е.Д. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Троянова М.В., Филатова Л.И., Филиппович И.З. О радиологическом датировании докембрийских пород Центрального Казахстана. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Зубцов Е.И. Улутай–Тяньшаньский тиллитоносный комплекс позднего докембрия. – В кн. "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня". Материалы Караганд. стратигр. совещ. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Келлер Б.М. Спарагмитовая формация байкальской эпохи складчатости. – В кн. "Геологические формации". Л., "Недра", 1968.
- Келлер Б.М. Великие оледенения в истории Земли. – Сов. геология, 1972, № 9
- Келлер Б.М., Покровская Н.В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. – Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 6.
- Келлер Б.М., Семихатов М.Н. Опорные разрезы рифей материков. – В кн. "Итоги науки". Стратигр., палеонтол. М., ВИНТИ, 1968.

- Келлер Б.М., Королев В.Г., Крылов И.Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. – Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 4.
- Келлер Б.М., Аксенов Е.М., Королев В.Г., Крылов И.Н., Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. – В кн. "Итоги науки и техники". Стратигр., палеонтол., т. 5. М., ВИНТИ, 1974.
- Клитин К.А. Байкальская складчатость и тиллитоподобные конгломераты в разрезах каледонид Европы и Гренландии. – Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 3.
- Клитин К.А., Павлова Т.Г. Формационный анализ при определении времени завершения байкальской складчатости на юге Сибири. – Геотектоника, 1970, № 4.
- Клитин К.А., Постельников Е.С. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири. – Геотектоника, 1966, № 6.
- Клитин К.А., Постельников Е.С. К проблеме байкальской складчатости. – В кн. "Орогенические пояса", "Наука", 1968.
- Королев В.Г., Максумова Р.А. Поздний докембрий Таласского Ала-Тау. – Труды Фрунз. политехн. ин-та, геология, горное дело, 1964, вып. 19.
- Королев В.Г., Максумова Р.А., Мамбетов А.М. Венд и томмотский ярус нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане. – В кн.: "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Крылов И.Н. Рифейские и нижнекембрийские стратолиты Тянь-Шаня и Каратау. – Труды Геол. ин-та АН СССР, 1967, вып. 171.
- Максумова Р.А. Стратиграфия и литология верхнего протерозоя юго-восточной части Таласо-Каратауской зоны. Автореф. канд. дис. Фрунзе, 1967.
- Мамбетов А.М., Миссаржевский В.В. Новые данные об окаменелостях из фосфоритоносных толщ Малого Каратау. – В кн. "Стратиграфия докембрия". М., Изд-во МГУ, 1971.
- Минервин О.В. Докембрий. Джаркалмагачский антиклинорий и южное обрамление Кокчетавского массива. – В кн. "Геология СССР", т. XX. М., "Недра", 1972.
- Покровская Н.В., Ергалиев Г.Х. Древнейшие слои кембрия в Малом Каратау. – В кн. "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня." Материалы Караганд. стратигр. совещ. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Пупышев Н.А. Новые данные по стратиграфии вендских и кембрийских отложений Атасу-Моинтинского водораздела. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана". Алма-Ата, "Наука", 1974, т. 1.
- Семяхатов М.Н. Стратиграфия и геохронология протерозоя. – Труды Геол. ин-та АН СССР, 1974, вып. 256.
- Синельников Д.В., Ицков А.И. Развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии (вторая половина позднего рифея – венд). – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1973, № 6.
- Строкин Ю.А. Глубинное строение каледонского фундамента в пределах Карсакапайского поднятия по геофизическим данным. Автореф. канд. дис. М., Изд-во МГУ, 1974.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. – Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 81.
- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. – Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 91.
- Хераскова Т.Н. Строение и условия образования известково-кремнистой фосфатоносной формации Байконурского синклиория. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1971, № 4.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. М., ИЛ, 1957.
- Norland W.B. Critical evidence for a great Infracambrian glaciation. – Geol. Rundschau, 1964, Bd 54.

РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ КРЕМНИСТО–ТЕРРИГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАЛЕДОНСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Е.А. Бабичев, В.И. Борisenок, Э.М. Великовская, Н.А. Герасимова,
Ю.А. Зайцев, Н.И. Зардиашвили, И.Е. Кузнецов, О.В. Минервин,
М.З. Новикова, Л.Т. Протасевич, С.Б. Розанов, Т.Н. Хераскова

Одной из наиболее сложных проблем геологии Центрального Казахстана является понимание роли и места сложно построенных кремнисто–терригенных и вулканогенно–кремнистых отложений в раннекаледонской геологической истории этого региона. Эти образования характеризуют раннюю стадию развития палеозойских геосинклиналей и охватывают возрастной предел от позднего докембрия до ордовика.

Строение раннегеосинклинальных образований палеозойского Казахстана уже неоднократно рассматривалось в работах А.А. Богданова и др. (1955), Л.И. Боровикова и Б.И. Борсука (1961), Р.А. Борукаева (1955, 1960, 1964), Р.М. Антонюка (1971а, б, 1972, 1974), М.А. Пупышева и др. (1971) и др.

Несмотря на значительное число проведенных исследований, представления о возрасте и последовательности толщ в разрезах ряда районов остаются спорными и неоднозначными. Наиболее отчетливо существующие разногласия выявились на II Казахском стратиграфическом совещании 1971 г. в Алма–Ате. В рабочую корреляционную схему были включены вулканогенно–осадочная ерементауская и терригенно–кремнистая акдымская серии Ерементау–Ниязского антиклинория. Нижние части разреза ерементауской серии были отнесены к верхнему рифею, верхи ее – к венду. Для низов акдымской серии допускался вендский возраст, а для верхов – кембрийский. По остальным регионам доордовиковские вулканы предлагалось сопоставлять с ерементауской серией, а кремнистые комплексы – с акдымской.

Для решения проблем стратиграфии, возраста, закономерностей строения раннегеосинклинальных комплексов и связи с ними полезных ископаемых Центрально–Казахстанской экспедицией МГУ в последние годы был поставлен ряд тематических и крупномасштабных геолого–съемочных работ. Новые данные, полученные в результате этих исследований в Атасуйском, Тектурмасском, Ишкеольмесском антиклинориях и ряде участков Чингизского мегантиклинория, изложены в данной статье. Выполненные работы внесли коррективы в схемы строения раннегеосинклинальных образований, предлагавшиеся ранее для Атасуйского, Тектурмасского и Ишкеольмесского антиклинориев. Полученные новые материалы позволяют перейти к созданию рабочей корреляционной схемы для этих регионов.

Следует отметить, что предлагаемые нами схемы строения доордовикских отложений не являются окончательными и бесспорными. Раннегеосинклинальные образования, как правило, смяты в узкие складки, которые наряду с разрывными нарушениями затрудняют выявление стратиграфической последовательности и описание разрезов. Неодинаковая обнаженность разных частей разрезов, их пространственная разобщенность, площадное окварцевание и кора выветривания, широкое развитие массивов гипербазитов усложняют расшифровку внутренней структуры комплексов и корреляцию разрезов. В связи с этим геологическая позиция отдельных толщ остается пока не вполне ясной.

В последние годы стала более обоснованной возрастная характеристика этих бедных органическими остатками образований. Первоначально возраст геосинклинальных отложений считался позднекембрийским, хотя некоторые исследователи допускали принадлежность верхних частей разреза к кембрию и ордовику. Находки в кремнисто-терригенных толщах скелетных органических остатков (беззамковых брахиопод, трилобитов, радиолярий, спикул губок, конодонтов и др.) позволили более уверенно говорить о кембрийском и ордовикском возрасте вмещающих их отложений. Однако определенные органические остатки пока еще редки и известны не по всему разрезу. Особенно спорен вопрос о возрасте нижних частей разреза непрерывного ряда геосинклинальных образований. По ряду признаков они близки к заведомо вендским комплексам других регионов.

Новое понимание объема и положения ряда толщ и свит в рассматриваемых районах, отличное от ранее предполагавшегося, заставляет отказаться от ряда употребляемых для них традиционных наименований. Для большинства выделенных подразделений даются названия по литологическому признаку.

СТРОЕНИЕ РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Атасуйский антиклинорий

Раннегеосинклинальный комплекс Атасуйского антиклинория представлен пестрыми по составу терригенными, кремнистыми, кремнисто-терригенными и в меньшей мере вулканогенно-терригенными отложениями допозднеордовикского возраста. А.А. Богдановым, А.Е. Михайловым, О.А. Мазаровичем и Н.П. Четвериковой (1955) этот комплекс был расчленен на каратасскую, сарытаускую свиты и сопоставлен с уртынджалской серией Тектурмасского антиклинория. Возраст его первоначально считался раннекембрийским (Богданов, 1954), а позже—позднепротерозойским (Богданов и др., 1955). Впоследствии эти образования изучались Н.А. Пупышевым и др. (1971), В.С. Звонцовым (1971, 1972), которые отнесли эти толщи к кембрию и ордовику. Объем комплекса и последовательность слагающих его толщ до настоящего времени спорны.

При детальном геологическом картировании, в ходе которого были прослежены маркирующие горизонты и пачки по простиранию и выявлены характерные ассоциации слагающих их пород, была уточнена, а в ряде случаев надежно доказана, вертикальная последовательность толщ.

Раннегеосинклинальные образования Атасуйского антиклинория имеют сложное строение. Для них типична ассоциация кремнистых и терригенных пород, среди которых отсутствуют сколько-нибудь значительные проявления вулканитов, но отмечено присутствие пластов фосфатоносных песчаников, сланцев, ванадиеносных и гиллитоподобных конгломератов. По литологическому признаку этот комплекс разделяется на ряд толщ и свит.

Низы разреза представлены мощной толщей полимиктовых песчаников, аргиллитов и алевролитов, вмещающей прослойки кремнистых пород — яшм, фтанитов, кремнеобломочных пород, а в верхах — линзы конгломератов и мраморов. Эта толща получила наименование карашошакской свиты. Средняя часть разреза, объединяющая собственно кремнисто-терригенный комплекс, ранее выделялась как каратасская свита и разделялась на две подсвиты (Богданов и др., 1955), причем считалось, что в нижней большую роль играют кремнеобломочные породы и микрокварциты, а в верхней подсвите в большом количестве развиты яшмы. Работами последних лет выявлена значительная фациальная изменчивость этого комплекса, а картировочное бурение позволило изучить необнаженные интервалы разреза в понижениях между грядами кремнистых пород. Нижняя часть кремнисто-терригенного комплекса выделяется как монадырская свита, для верхней сохранено наименование "каратасская свита". Верхняя часть сводного разреза представлена сатыбайской свитой — вулканогенно-терригенной толщей, развитой вдоль западной границы Нуринского синклинория и сопоставлявшейся ранее с сарытауской свитой Тектурмаского антиклинория. Эта толща несогласно перекрывается белкараганской свитой позднеордовикского возраста, а ее соотношения с более древними членами разреза не установлены.

Карашошакская свита выделена в верховьях р. Кудайменде, где ранее она описывалась как сарытауская свита. Плохая обнаженность участков распространения этой свиты и приуроченность к ним разнообразных по составу интрузивных тел затрудняют изучение ее внутреннего строения и не позволяют однозначно установить ее соотношения с более нижними частями разреза. В пределах Атасуйского антиклинория эта толща слагает ядра антиклиналей, и ее выходы определяют положение его осевой части¹.

¹ Выделявшаяся ранее в пределах изолированного блока кудаймендинская свита предположительно среднепротерозойского возраста, возможно, отвечает низам монадырской свиты, а метаморфические преобразования пород в пределах этого блока имеют характер не региональных, а динамометаморфических.

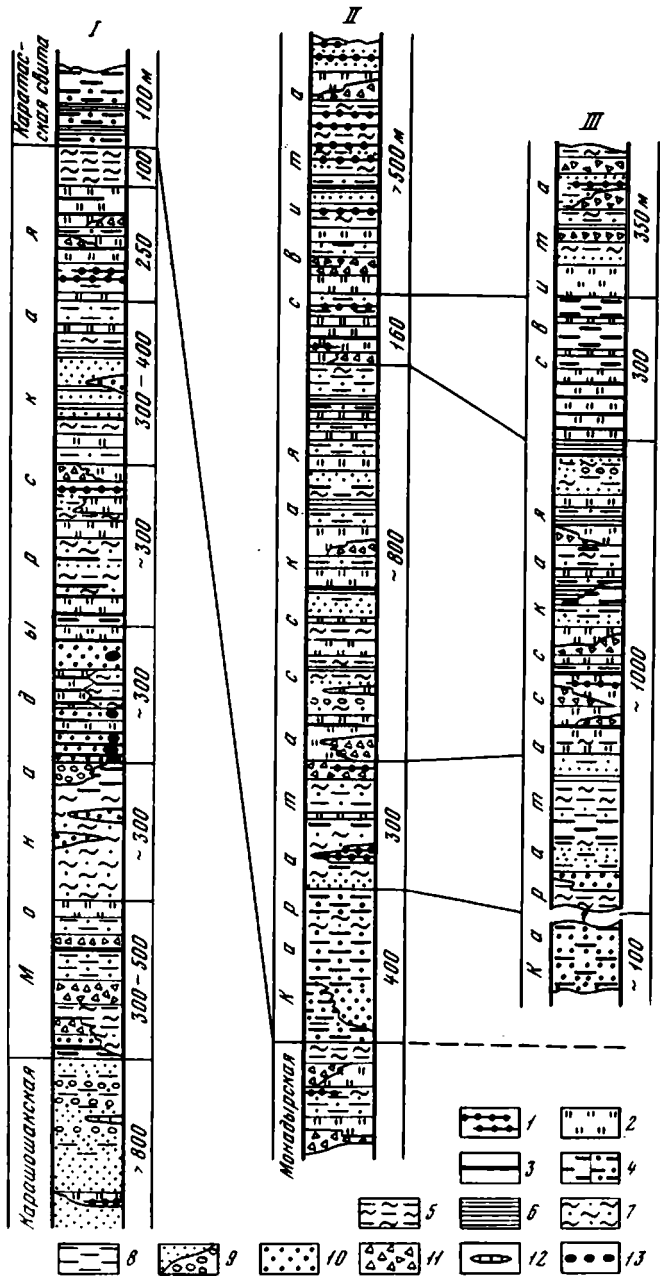


Рис. 1. Схема строения раннегеосинклинального комплекса Атасуйского антиклинория

Толща имеет груборитмичное строение, выраженное в чередовании 100–150–метровых пачек зеленоцветных полимиктовых разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Линзовидные прослои образуют гравелиты. В обломках псаммитовых разностей преобладает кварц, встречаются полевой шпат, кварциты, слюдяные сланцы, гранитоиды. В районе горы Карашошак в разрезе толщи присутствуют пестроокрашенные плохо сортированные песчаники и алевролиты, а в верхах – линзы “мусорных” конгломератов, по облику напоминающих тиллиты. Они включают хорошо окатанную рассеянную гальку гранитоидов, дацитовых порфиритов, плагиогранитов, интрузивных пород основного и среднего составов, фиолетовых и зеленовато-серых кремнистых пород, полимиктовых песчаников. В нижней части разреза толща содержит прослои микрокварцитов и яшм, причем их количество и мощность возрастают с запада на восток. Видимая мощность карашошакской свиты составляет около 800 м.

Монадырская свита объединяет толщу кремнистых и терригенных пород, залегающую на карашошакской свите, вблизи горы Карашошак; граница между ними резкая. Непосредственно выше зеленых песчаников с рассеянной галькой залегают кремнисто-глинистые сланцы, вмещающие прослои фтанитов, линзы яшм, пачки кремней. Среди сланцев появляются прослои кварцевых тонкослоистых песчаников, которые наряду с кремнеобломочными породами определяют облик низов монадырской свиты (рис. 1).

У северо-восточного склона гор Монадыр и далее на северо-восток вдоль юго-восточного крыла антиклинория основание свиты не обнажено. По данным картировочного бурения, выше зеленых песчаников залегают толща глинисто-кремнистых сланцев, вмещающая пачки кремнеобломочных пород, кремней с единичными прослоями фтанитов (см. рис. 1) и линзами кварцевых песчаников. На этом участке внутри монадырской свиты отчетливо обособлен уровень фосфатосных кварцевых песчаников, разделяющих сближенные прослои тонкопелосчатых фтанитов и кремней. На правобережье ручья Шиликарасу, ниже пачки фосфатосных песчаников, встречены линзы конгломератов с обильной галькой кварцитовидных песчаников, кварцитов, андезито-базальтовых вулканитов. На крайнем северо-востоке этой

Разрезы: I – левобережье р. Кудайменде, окрестности горы Тас-такара; II – севернее гор Каратас, горы Кожатау; III – гряда Ай-гыржал

1 – яшмы; 2 – кремни, кремнистые сланцы; 3 – фтаниты; 4 – углисто-глинистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы (а), углистые кварцитовидные песчаники и гравелиты (б); 5, 6 – сланцы: 5 – кремнисто-глинистые, 6 – глинистые; 7 – кремнистые аргиллиты и алевролиты; 8 – алевролиты и аргиллиты; 9 – полимиктовые песчаники (а), конгломераты (б); 10 – кварцевые песчаники; 11 – кремнеобломочные породы; 12 – мраморы; 13 – фосфориты

полосы, в горах Эскине, в основании фосфатонесущей пачки залегают пачка углистых сланцев, кварцитовидных песчаников и гравелитов.

Верхняя часть разреза монадырской свиты¹ представлена кремнями, кремнистыми аргиллитами и алевролитами, глинисто-кремнистыми сланцами, содержит прослой яшм, а в восточных частях антиклинория в ее разрезе большую роль играют тонкополосчатые фтаниты. Повсеместно вблизи кровли свиты устанавливается пачка кремнистых аргиллитов (500 м), перекрываемая пачкой кремней, яшм и фтанитов. Мощность монадырской свиты изменчива и составляет 1500 – 2500 м.

Каратасская свита слагает гряды Айгыржал и обширные участки севернее горы Каратас; свита отделена от монадырской пачкой углистых кварцитовидных песчаников, в основании которой возможно незначительное несогласие, и отличается от монадырской в целом большей ролью кремнистых пород. В низах каратасской свиты преобладают кремнистые и углистые аргиллиты, кремнеобломочные породы, вверх по разрезу увеличивается количество кремней, яшм и фтанитов. Свита имеет груборитмичное строение, обусловленное чередованием кремнистых пачек (см. рис. 1). Мощность ритмов сокращается вверх по разрезу, и видимые верхи свиты представлены тонким чередованием яшм, кремнеобломочных пород и тонкозернистых песчаников и алевролитов. В яшмах обнаружены остатки радиолярий в кремнистых алевролитах – конодонтов; мощность свиты составляет 1500 – 2000 м.

Неясно положение в разрезе толши, развитой в горах Тохты. Толша видимой мощностью в 400 м сложена чередующимися пачками (20 – 30 м) сургучных массивных и слоистых яшм, серых кремней с прослоями фтанитов и пестроокрашенных полимиктовых песчаников и алевролитов. Найденные здесь остатки беззамковых брахиопод встречаются в кембрийских и ордовикских отложениях других районов СССР (Путьшев и др., 1971). Не исключено, что эта толша должна занимать в сводном разрезе более высокое положение, чем каратасская свита.

Сатыбайская свита развита в ур. Белкараган. Ранее она описывалась здесь как сарытауская свита. Нижняя часть разреза свиты составлена вулканомиктовыми разнозернистыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами. В гальке конгломератов встречены серпентиниты. Выше в едином разрезе залегают чередующиеся песчаники, туфы и лавы преимущественно основного, редко среднего составов. Имеются прослой кремнистых яшмовидных пород. Видимую часть разреза толши завершает пачка пестроокрашенных песчаников и алевролитов с редкими линзами андезитовых и андезитово-базальтовых порфиритов и массивных мраморизованных известня-

¹ Возможно, верхняя, надфосфатная часть разреза монадырской свиты заслуживает выделения в самостоятельную жаманадырскую свиту.

ков, в которых найдены перекристаллизованные обломки криноидей, сходные по облику и типу сегментации с *Sidericrinus* sp., характерные, по заключению А.И. Положихиной, для среднего-верхнего ордовика.

Основание свиты не установлено. По крупному тектоническому шву, вдоль которого тянутся тела гипербазитов, она соприкасается с каратасской свитой. Повсеместно сатыбайская свита перекрывается лежащей на ней несогласно белкараганской свитой верхнего ордовика - нижнего силура (?); видимая мощность сатыбайской свиты 1400 - 1500 м.

Тектурмасский антиклинорий

Раннегеосинклинальный комплекс Тектурмасского антиклинория включает среднеордовикские и более древние вулканогенные и кремнистые, в меньшей степени терригенные образования. Эти отложения были выделены А.А. Богдановым (1939) в уртынджалскую серию. Затем изучались Н.П. Четвериковой, Р.М. Антонюком, Н.А. Пупышевым

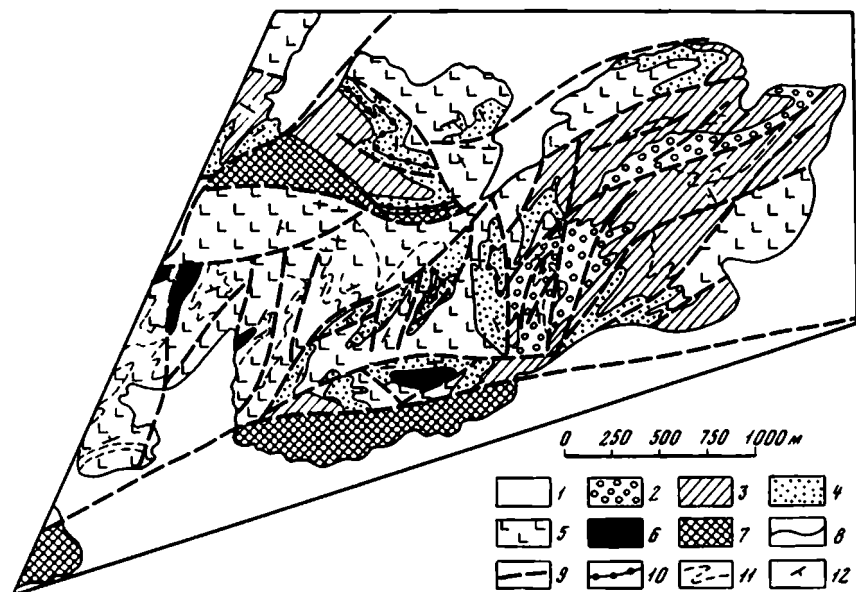


Рис. 2. Геологическая схема центральной части гор Сарытау (Тектурмасский антиклинорий).

1 - кайнозойские отложения; 2-4 - тектурмасская свита; 2 - конгломераты, яшмы, кремнистые алевролиты, туффиты, 3 - красные яшмы, 4 - фтаниты, кремнистые туффиты, яшмы; 5 - карамурунская свита - базальты, андезито-базальты, их туфы, прослои яшм; 6 - габброиды; 7 - серпентиниты; 8 - геологические границы; 9 - разрывные нарушения; 10 - маркирующий горизонт фтанитов; 11 - линии простираения слоев; 12 - элементы залегания

и другими исследователями. Несмотря на это, до настоящего времени внутреннее строение уртынджалской серии и последовательность толщ внутри нее остаются еще недостаточно изученными.

Наиболее важным участком распространения уртынджалской серии являются горы Сарытау, где незначительно развиты интрузии гипербазитов, столь широко распространенные в других частях Тектурмасского антиклинория. Здесь были описаны стратотипические разрезы серии, а Р.М. Антоюком и Р.Г. Теняковой обнаружены остатки беззамковых брахиопод и других скелетных организмов. Детальное геологическое картирование и прослеживание маркирующих горизонтов в горах Сарытау позволило расшифровать складчатую структуру участка и достаточно надежно обосновать наблюдающуюся здесь вертикальную последовательность толщ и свит (рис. 2). В других частях Тектурмасского антиклинория структура значительно сложнее.

Толща обломочных кварцитов является, по-видимому, наиболее древним образованием Тектурмасского антиклинория. Она распространена на ограниченной площади в двух небольших (1,0 x 0,3 км) тектонических блоках восточнее горы Косдонгал. Взаимоотношения с другими толщами отсутствуют. Толща однородна по составу и представлена светлыми кварцитами обломочной структуры, разнозернистыми, массивными, с нечеткой горизонтальной и косоволнистой слоистостью. Видимая мощность толщи 150–200 м. По облику кварциты чрезвычайно близки обломочным кварцитам, широко распространенным в Центральном Казахстане в среднем протерозое и верхнем рифее (ниязская свита гор Ерементау, кенелинская, таскоралинская и др. свиты Актау–Моинтинского антиклинория). Поэтому мы предполагаем, что толща обломочных кварцитов должна иметь среднепротерозойский или позднерифейский возраст. Так же как и в других антиклинориях, она принадлежит к комплексу основания (фундаменту) палеозойских геосинклиналей.

Карамурунская свита по литологическому составу подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита образована чередующимися пачками базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, лавобрекчий преимущественно андезито-базальтового состава, спилитов, диабазовых порфиритов, их туфов, туффитов, яшм и терригенных пород – алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов с редкими линзами известняков (рис. 3). Туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов локализируются в нижней части разреза, слагая пачки мощностью до 50 м, выше они встречаются в виде невыдержанных маломощных пластов или линз среди порфиритов основного состава, нередко перемежаются с туффитами, лавобрекчиями и яшмами. Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты образуют потоки мощностью в 100–130 м. Для них характерно преобладание афировых структур, миндалекаменных текстур, шаровых или подушечных отдельностей. Излияния, по-видимому, были одновременными на всей территории, о чем свидетельствуют выдержанность состава, облика вулканитов и мощности эф-

фузивных и пирокластических пачек по простиранию. В разрезе толщи преобладают породы фации лавовых потоков. В то же время излияния были прерывистыми, разделялись образованием осадочных пород, мощность прослоев которых 1–10 м, редко достигает 50–70 м. Мощность подсвиты около 1000 м.

Верхняя подсвита распространена в северо-западной части гор Сарытау в ядрах синклиналей среди вулканитов карамурунской свиты. В ее основании имеется маломощный горизонт (5–10 м) красных яшм. Выше следуют зеленые песчаники и туфопесчаники с прослоями туфогравелитов, кремнистых туффитов, состоящих из обломков базальтовых порфиритов, кремнистых алевролитов, яшм, гематитовых кварцитов, кварца и полевых шпатов, погруженных в преимущественно кремнистый цемент. Среди туфогенно-осадочных пород имеются прослой и пачки вишневых глинистых яшм. Суммарная мощность верхней подсвиты карамурунской свиты около 200 м.

Тектурмасская свита залегает на карамурунской и представлена преимущественно кремнистыми и кремнеобломочными породами. В основании тектурмасской свиты в центральной части гор Сарытау и в горах Тектурмас прослеживается пачка грязно-зеленых туффитов с горизонтом фтанитов, прослоями яшм, туфов и лав грахиандезитобазальтового состава, гравелитов, маломощными линзами конгломератов. Во фтанитах Р.М. Антонюком и Р.Г. Теняковой обнаружены ископаемые органические остатки нижнего – среднего кембрия. Среди них имеются беззамковые брахиоподы *Linnarssonina* sp. nov., *Obolus* sp., *Opisthotreta* aff. *depressa* Palmer, *Apsotreta* sp., *Obolella* sp. (похожа на *Obolella chromatica* Bill.). Мощность пачки изменяется от 30 до 200 м¹. Выше следует мощная (30–150 м) пачка красных яшм, которая является четким маркирующим горизонтом. Яшмы вверх по разрезу сменяются обломочными породами, среди которых преобладают конгломераты и гравелиты с редкими прослоями пестроцветных кремнистых туффитов и яшм. В западной части Тектурмасского антиклинария в этой пачке появляются прослой базальтов и их туфов. В обломках преобладают кремнистые породы. В конгломератах появляются, кроме того, гальки и валуны вулканитов карамурунской свиты, габброиды, плагиограниты, по данным Р.М. Антонюка, и серпентиниты. Мощность этой пачки около 100–150 м. Суммарная мощность тектурмасской свиты составляет 400–450 м.

Базарбайская свита в нижней части представлена вулканитами, среди которых наиболее распространены кристаллические диабазы, менее развиты миндалекаменные базальтовые и андезитобазальтовые порфириты, переходящие в лавовые брекчии. Среди вулканитов имеются маломощные пласты и линзы кремнистых туффитов. Мощность пачки вулканогенных пород не менее 300 м. Верхняя часть базарбайской свиты сложена кремнистыми и кремнисто-терригенными

¹ По-видимому, нижняя часть тектурмасской свиты соответствует здесь части верхней подсвиты карамурунской свиты.

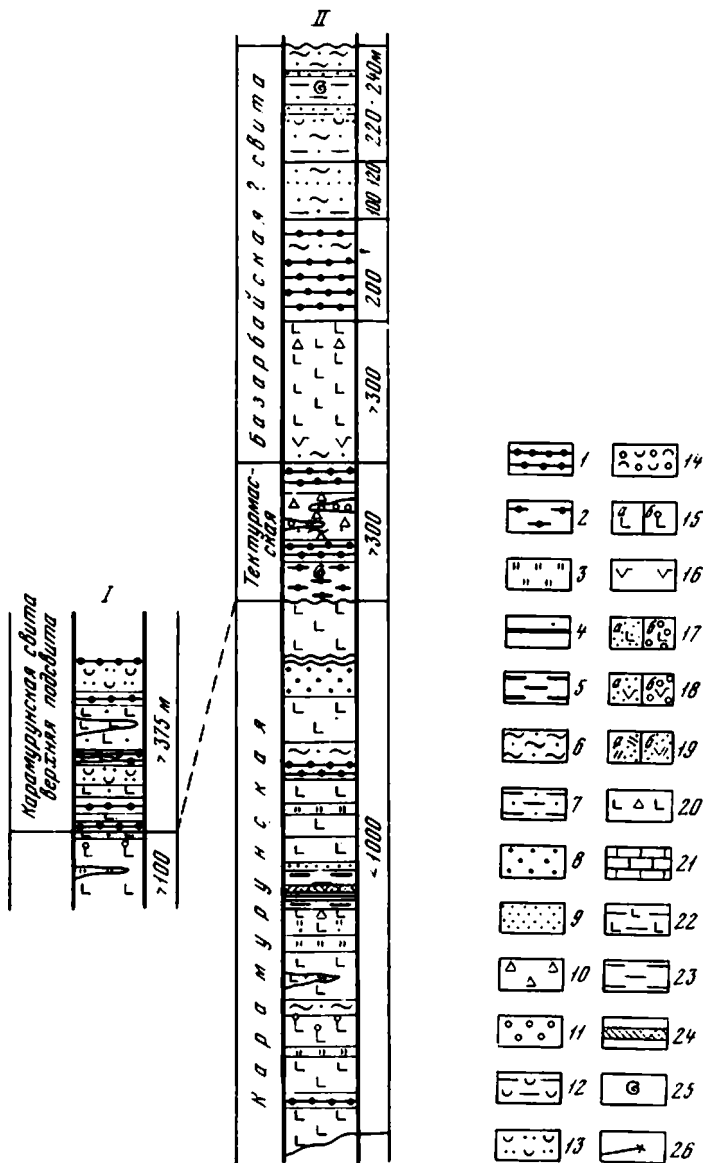


Рис. 3. Строение раннегеосинклиального комплекса Текурмаско-го антиклинория

Разрезы: I - правобережье р. Сулы; II - сводный разрез к северу от гор Сарытау

1, 2 - яшмы красные (1) и зеленые (2); 3 - яшмокварциты, кремни, кремнистые сланцы; 4 - фтаниты; 5 - углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы; 6 - кремнистые алевролиты и аргиллиты; 7 - алевролиты и аргиллиты; 8, 9 - песчаники кварце-

образованиями. Разрез начинается 200–220-метровой пачкой темно-вишневых яшм. Среди них имеются редкие маломощные линзы кремнистых туффитов. Выше следует 100–120-метровая пачка ритмично переслаивающихся бирюзово-зеленых кремнистых алевролитов, аргиллитов с маломощными (1–3 м) прослоями песчаников. Верхи базарбайской свиты представлены пестрым чередованием песчаников, туфопесчаников, кремнистых алевролитов табачно-зеленого цвета с вишневыми кремнистыми аргиллитами, содержащими маломощные прослой вишнево-серых песчаников. Мощность пестроцветной пачки около 220–240 м. В аргиллитах этой пачки О.В. Минервиным и Р.Г. Теняковой обнаружены среднеордовикские беззамковые брахиоподы: *Lingulella* sp., *Craniops* aff. *tenuis* Cooper, *Craniops* aff. *attenuata* Cooper, *Pholidopsidae*, *Lingulella* aff. *tenuitesta* Cooper (определения Р.Г. Теняковой).

В районе зимовки Базарбай базарбайская свита не имеет соотношений с тектурмасской, отделяясь протяженными крупными разломами. В целом она несомненно моложе тектурмасской.

ВОСТОЧНОЕ КРЫЛО ИШКЕОЛЬМЕССКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Раннегеосинклинальный комплекс Ишкеольмесского антиклинория включает ранне-среднекембрийские терригенные, кремнистые и вулканогенные образования базальтового состава. Пестрые по составу осадочно-вулканогенные породы среднего-верхнего кембрия сформировались, по-видимому, в условиях перехода к зрелой стадии развития геосинклинали. Объем этого комплекса и соотношения его частей остаются пока слабо изученными. Литологические сопоставления, на которых в основном базируется выделение аналогов ерементауской, акдымской и бошекульской серий, чалышской, ордабайской, телескольской и майданской свит, ненадежны и противоречивы.

Прослеживание маркирующих горизонтов в окрестностях совхоза "Минский" позволило детально расшифровать складчатую структуру кремнисто-терригенных толщ и выявить их соотношения с вулканогенными образованиями. Границы толщ и пачек установлены на

вые (8), полимиктовые (9); 10 – красноцветные гравелиты и песчаники с преобладанием в обломках яшм; 11 – конгломераты; 12 – туфоалевролиты; 13 – туфопесчаники; 14 – туфоконгломераты; 15 – базальты массивные (а) и миндалекаменные (б); 16 – андезито-базальты; 17 – туфы базальтовые мелкообломочные (а) и крупнообломочные (б); 18 – туфы андезито-базальтовые мелкообломочные (а) и крупнообломочные (б); 19 – туфы дацитовые (а) и андезито-дацитовые (б); 20 – лавовые брекчии базальтовые; 21 – известняки; 22 – порфиритоиды по туфам и лавам; 23 – кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые, хлоритовые сланцы; 24 – железо-марганцевые руды; 25 – брахиоподы, трилобиты; 26 – спикулы губок

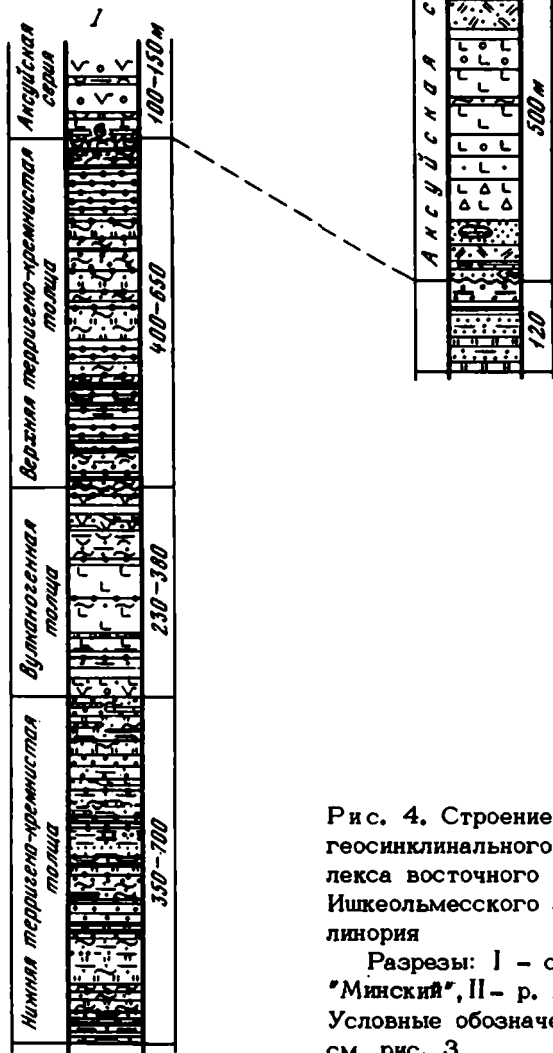


Рис. 4. Строение раннегеосинклиального комплекса восточного крыла Ишкеольмесского антиклинория
 Разрезы: I - совхоз "Минский", II - р. Аксу.
 Условные обозначения см. рис. 3

крыльях и в областях замыканий нескольких пологих складок, чем обеспечена надежность приводимой ниже стратиграфической последовательности (рис. 4).

Нижняя терригено-кремнистая толща сложена главным образом пестроокрашенными алевролитами, кремнистыми алевролитами и аргиллитами. Пласты яшм рассеяны более или менее равномерно по

всему разрезу. Горизонты фтанитов и редкие прослои углисто-кремнистых аргиллитов встречаются преимущественно в нижней и средней частях толщи. Кварцевые песчаники тяготеют к середине и особенно к верхам разреза. В верхней части толщи появляется несколько покровов афировых базальтов, с которыми, по-видимому, связаны прослои кремнистых туффитов. Полимиктовые песчаники играют заметную роль только в самом верху разреза. Встречаются единичные линзы и конкреции карбонатных пород. Толща залегает на метаморфических породах шингаревской серии протерозоя. Верхняя граница проводится по кровле кварцевых песчаников, сменяющихся туфами вышележащей толщи. Мощность нижней кремнисто-терригенной толщи находится в пределах 350–700 м.

Вулканогенная толща в основании сложена туфами и лавами базальтового состава (20–40 м). Выше прослеживается маркирующий горизонт красных яшм, подстилаемых алевролитами (20–30 м), соотношения которых с нижележащими породами не установлены. Над красными яшмами залегают афировые базальты с подчиненными прослоями туффитов и яшм (100–160 м). Выше в непрерывном разрезе располагаются алевролиты, туффиты, туфопесчаники, туфы андезито-базальтовых порфиритов (?) и базальтовые порфириты (60–100 м). Они, возможно, надстраиваются афировыми андезито-базальтами с тонкими пластами яшм (30–50 м), на которых залегает основание верхней кремнисто-терригенной толщи. Суммарная мощность вулканогенной толщи, по-видимому, находится в пределах 230–380 м. Среди эффузивных пород преобладают толейтовые базальты со средним содержанием кремнезема около 50%, сравнительно низким – глинозема (около 15% Al_2O_3) и иногда повышенным – титана (до 1,8% TiO_2).

Верхняя терригено-кремнистая толща залегает у совхоза "Минский" на афировых базальтах нижней вулканогенной толщи. В ней наиболее существенную роль играют светлые и красные яшмы, тонко переслаивающиеся с кремнистыми и глинистыми алевролитами и группирующиеся в мощные (первые десятки метров) серии пластов. Им сопутствуют прослои фтанитов, углисто-кремнистых аргиллитов и единичные горизонты кварцевых песчаников. Внизу и вверху отмечаются тонкозернистые кремнистые туффиты. В основании четко прослеживается горизонт пестроокрашенных тонкопереслаивающихся кремнистых и терригенных пород с гематитом. Мощность толщи находится в пределах 400–650 м. На ее кровле, по-видимому, с небольшим угловым несогласием лежат вулканогенные, обломочные и карбонатные породы, сопоставляемые с низами аксуйской серии. В верхней терригено-кремнистой толще обнаружены спилулы губок. Сходные слои имеются в районе г. Степногорска. Здесь О.В. Минервинным найдены баазамковые брахиоподы *Linnarssonia* sp., характерные, по заключению В.Ю. Горянского, для раннего-среднего кембрия.

Аксуйская серия наиболее полно представлена в среднем течении р. Аксу, где также залегает на верхней терригено-кремнистой

толще. Ее основание прослежено на крыльях и в замках пологих антиклиналей. Нижняя граница проводится по смене тонкослоистых углистых и кремнистых пород, полимиктовых и кварцевых песчаников вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами, с которыми тесно связаны известняки и обломочно-вулканогенные породы базальтового и андезито-базальтового состава. Выше в непрерывном разрезе преобладают агломератовые туфы, лавовые брекчии и лавы трахибазальтов и базальтов, которым подчинены туффиты и кремнистые алевролиты. Мощность этой части разреза достигает 350 м. Она надстраивается туфами трахидацит-андезитового состава (более 100 м), сменяющимися вверх пачкой песчаников, пестрых алевролитов и известняков (50–70 м).

Среди базальтов четко выделяются толеитовые разности, развитые почти по всему разрезу, и щелочные оливиновые базальты, приуроченные к средней части толши. Толеитовые базальты по составу близки к аналогичным породам нижней вулканогенной толши: щелочные оливиновые базальты отличаются от них главным образом пониженными содержаниями SiO_2 (до 48%), повышенными – титана (в среднем 2,4% TiO_2) и калия (в среднем 1,6% K_2O). В разрезах аксуйской серии на нескольких уровнях, тяготеющих к нижним частям разреза, обнаружены скелетные органические остатки. Низы серии (р. Аксу) по определениям трилобитов относятся к нижней и средней частям верхнего кембрия (Бульго, Ившин, 1972). Имеются указания на присутствие среднекембрийских трилобитов (Ившин и др., 1974). В нижних горизонтах аксуйской серии у совхоза "Минский" Р.Г. Теняковой впервые, по предварительному заключению, обнаружены остатки трилобитов, замковых и беззамковых брахиопод, средне- или позднекембрийского облика.

Северо-западная часть Чингизского мегантиклинория

Наиболее древние отложения, отвечающие началу геосинклинального развития этого региона, обнажены в горах Муржик и на продолжении этих гор к северо-западу – в горах Аркалык, а также в расположенном юго-западнее Токайском выступе древних толщ.

По характеру разреза выделяются два резко различных комплекса: зеленосланцевый гор Муржик и вулканогенно-терригенно-кремнистый гор Аркалык и Токай. При работах в последние годы были описаны разрезы толщ гор Муржик (по руч. Кельгебулак), Аркалык (по руч. Омарбулак), Токай и Карадыр (Токайское поднятие) и установлены взаимоотношения пород муржикской свиты и кембрийских отложений гор Аркалык.

Муржикская свита впервые была выделена Е.Д. Шлыгиным и отнесена к кембрию (1963 г.), Р.М. Антонюк (1971б) рассматривал ее в составе метаморфического комплекса фундамента и сопоставлял с раннепротерозойской карсакальской серией Улутая. Муржикская свита представлена двумя толщами (рис. 5). Нижняя толща зеленосланцевая, в нее входят чередующиеся зеленые сланцы (хло-

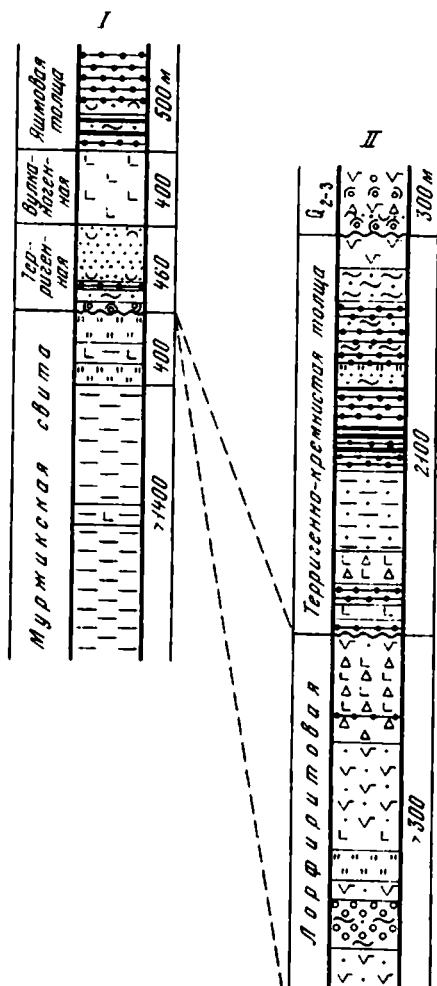
Рис. 5. Строение раннегеосинклинального комплекса в северо-западной части Чингизского мегаантиклинория

Разрезы I – горы Муржик-Аркалык, II – горы Токай-Караадыр. Условные обозначения те же, что на рис. 3

ритовые, хлорит-кремнистые, реже порфиритоиды) и зеленоцветные микрокварциты. Зеленые сланцы большей частью образованы за счет обломочных (вулканомитовых?) пород: алевролитов, песчаников, гравелитов, реже туфов и порфиритов. Мощность толщи более 1400 м. Верхняя толща микрокварцитовая, представлена пестроокрашенными микрокварцитами, тонкослоистыми, кварц-серицитовыми, иногда слабо железистыми. Среди микрокварцитов имеется пачка (около 100 м) зеленых сланцевых порфиритоидов. Мощность толщи около 400 м. Мощность видимой части разреза муржикской свиты достигает 1800 м. Нижний контакт ее неизвестен.

На южном склоне гор Муржик, севернее оз. Карасор на зеленых сланцах и микрокварцитах верхней части разреза свиты несогласно залегают туфоконгломераты среднего кембрия, широко развитого в горах Аркалык.

Выше зеленосланцевого комплекса гор Муржик скорее всего следует поместить нижнекембрийский кремнисто-вулканогенный комплекс гор Токай и Караадыр. Первоначально он рассматривался как аналог еремантауской серии Северо-Восточного Казахстана и уртынджалской серии Тектурмасского антиклинория (Антонюк, 1971б). Позднее на основании определений абсолютного возраста и микрофолитов нижняя порфиритовая толща гор Токай (карабулакская или ордабайская свиты) была отнесена к верхнему рифею, а вышележащие терригенно-кремнистые отложения (токайская и кызыладырская свиты) к нижнему – среднему кембрию (Антонюк и др., 1972,



1974). После находок нижнепалеозойских водорослей Н.М. Исаевым (1973 г.) в порфиритовой толще возраст ее был пересмотрен.

Кремнисто-вулканогенные отложения гор Токай и Карадыр разделены на две толщи (см. рис. 5). Порфиритовая толща (балкыбекская свита, по Н.М. Исаеву) представлена преимущественно туфами и лавами (лавобрекчиями) андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов (спилитов) с пачками туфоконгломератов, песчаников и прослоями кремнистых пород. Вероятно, к аналогам порфиритовой толщи можно отнести вулканиты основного состава, выходящие в тектоническом блоке в южном обрамлении гор Муржик и северо-восточнее массива Эдрей, где содержат фауну ленского яруса нижнего кембрия. Отсюда из обломков известняков в конгломератах Н.М. Исаевым собраны нижнепалеозойские водоросли *Eriphyton Boteman*. Мощность толщи 3000 м (по Н.М. Исаеву). Терригенно-кремнистая толща (ушкызылская свита, по Н.М. Исаеву) состоит преимущественно из яшм (радиоляритов), фтанитов, красных кремнистых алевролитов с прослоями вулканомиктовых песчаников и редкими пачками (от 70 до 200 м) андезито-базальтовых порфиритов. Мощность толщи 2100 м. Толща несогласно перекрыта пачкой (около 300 м) грязно-зеленых туфоконгломератов и песчаников с очень пестрым составом обломков, относящейся, вероятно, к ордовику.

Вулканогенно-терригенно-кремнистый комплекс гор Аркалык по характеру отложений близок верхней части разреза гор Токай и делится на три толщи (см. рис. 5). Терригенная толща включает туфоконгломераты, кремнистые алевролиты и песчаники с пачкой красноцветных яшм. Туфоконгломераты содержат в обломках валуны известняков с признаками органических остатков. В зеленоцветных песчаниках имеются известковистые стяжения, откуда В.Я. Глухеньким были выделены остатки водорослей *Renaltis granosus* Vologd., *R. sp.* и микрофитолиты *Nubecularites punctatus* Reitel., по заключению Б.Ш. Клиггер, раннекембрийского возраста. Мощность толщи - 460 м. Вулканогенная толща сложена буро-зелеными, иногда миндалекаменными базальтовыми порфиритами, спилитами с овальными включениями известняков с водорослями среднего кембрия (сборы Н.А. Севрюгина). Мощность толщи 400 м. Яшмовая толща представлена красными, реже серыми яшмами с прослоями красноцветных кремнистых алевролитов. В яшмах обнаружены спиккулы губок и радиолярий среднего кембрия (определения Б.Ш.Клиггер). Мощность толщи около 500 м. Суммарная мощность вулканогенно-терригенно-кремнистого комплекса более 1300 м.

По-видимому, разрез кембрийских отложений гор Аркалык нарастает и выше. Известны находки фауны верхнего кембрия В.Я. Глухеньким (1965 г.) западнее, в литологически сходных отложениях бассейна р. Тундык. Но проследить последовательно разрез и достоверно оценить мощность кембрийских отложений пока не удалось.

О ВОЗРАСТЕ ГИПЕРБАЗИТОВ, СВЯЗАННЫХ С РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМИ ВУЛКАНИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

Гипербазиты и ассоциирующие с ними габброиды и плагиограниты тесно связаны с однородными афировыми толеитовыми базальтами и спилитами вулканогенных комплексов в пределах Тектурмасского, Еремантауского, Ишкеольмесского антиклинориев и Чингизского мегантиклинория (Трусова, 1948; Михайлов, 1971). Наиболее детально они изучены И.Е. Кузнецовым в пределах Тектурмасского антиклинория, где представлены дунит-гарцбургитовой формацией.

Гипербазиты слагают протяженные пояса, реже цепочки линзовидных массивов, приуроченные к крупным тектоническим нарушениям. Преобладающими породами дунит-гарцбургитовой формации являются апогарцбургитовые баститовые серпентиниты с подчиненным количеством лизардитовых серпентинитов с петельчатой структурой, а также слабо измененных пород: перидотитов, пироксенитов, габбро-амфиболитов и плагиогранитов. По петрографическим, петрохимическим и геохимическим особенностям гипербазиты рассматриваемых поясов сходны между собой и не проявляют существенной индивидуальности (Михайлов, 1971). Они также мало отличаются от сходных гипербазитов Урала, Сибири и других регионов.

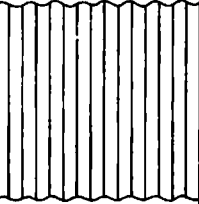
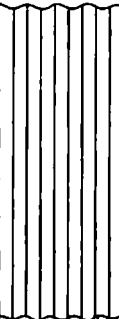
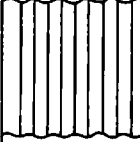
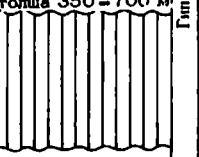
Анализ минерального состава и геохимических особенностей пород, пространственно связанных с ультраосновными интрузиями, показывает, что верхняя возрастная граница большинства гипербазитовых массивов находится в пределах верхнего кембрия – среднего ордовика. Это подтверждается и находками галек серпентинитов в конгломератах сатыбайской свиты среднего – позднего ордовика, а также в базальных конгломератах тектурмасской свиты.

Данные о нижнем возрастном пределе менее определены и однозначны. Наблюдаемые в Тектурмасском антиклинории на контакте с гипербазитами роговики, амфиболиты с линзами мраморов и метаморфизованных песчаников характерны для эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма и свидетельствуют либо о низкой температуре ультраосновной магмы (не выше 1000°C), либо о протрузивном внедрении разогретых гипербазитов. Такие контактовые изменения наблюдаются в породах от кембрия до раннего – среднего ордовика. В каждом конкретном поясе возраст гипербазитов может различаться, но находится в каком-то участке указанного возрастного интервала.

ВОЗРАСТ, ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Помимо описанных выше стратиграфических разрезов, в корреляционную схему включены колонки Кирейского (восточное крыло) и Еремантауского антиклинориев. Для Кирейского антиклинория используется схема, разработанная А.А. Богдановым, Н.П. Четвериковой, В.К. Заравняевой и О.В. Минервиньим (Минервин, 1972).

Архей верхний протерозой	Кембрийская		Ордовикская		Система																					
	Средний	Верхний	Нижний	Средний	Отлаз																					
					Восточное крыло Книрория	Атсуфский анти- клинорий	Тектурный антиклинорий																			
Венд - нижний кембрий		Карымбайская свита, 2750 м	Аккомпшская свита, 1400 м <i>Rhynchonella</i> sp., <i>Calymene</i> W. et R., <i>Dolania</i> W. et H. sp.	Кухонская свита, 700 - 1000 м	(по А.А. Богданову, И.П. Четвериковой, В.К. Зарвиновой, О.В. Минервину)	И.П. Четвериковой, И.А. Герасимовой, Ю.А. Зайцеву, С.Б. Розанову)		Карадзасская свита, 1500 - 2000 м	Монадырская свита, 1500 - 2000 м	Карадзасская свита, 1500 - 2000 м	Сатлыбайская свита, 1400 - 1500 м <i>Sideritella</i> sp.	Евзербайская свита, 820 - 880 м <i>Stenidors</i> aff. <i>tenalis</i> (Looper), <i>Stenidors</i> aff. <i>atlenoida</i> (Looper).	Экзарбайская свита, 820 - 880 м <i>Stenidors</i> aff. <i>tenalis</i> (Looper), <i>Stenidors</i> aff. <i>atlenoida</i> (Looper).	Ф.В. Долганя)	(по Т.Н. Херасковой, О.В. Минервину, Н.И. Зарвинович с использованием данных Р.М. Антонова, Р.Г. Теняковой, Ф.В. Долганя)	Тектурный антиклинорий										
																	Гипербазиты									
																	Уртынджалская серия									
																	Тектурная свита, 400 - 450 м <i>Obolus</i> sp., <i>Oristhobella</i> aff. <i>degrussa</i> Palmer, <i>Obolus</i> sp.									
																	Карамурутская свита, 1500 м									
																	?									
																	Тидли-гопоб-ные (?) конгломераты									
																	Карашошакская терригенная гонгла									
																	Метаморфический комплекс									
Метаморфический комплекс																										
Метаморфический комплекс																										

Ерементавский антиклинорий			Восточное крыло Ишккольмесского антиклинория	Северо-западная часть Чингизского мегаантиклинория
(по Р.М. Антониюк, Н.К. Двойченко, Т.Н. Херасковой)			(по О.В. Минервину, М.З. Новиковой, В.И. Борисенку с использованием данных Н.К. Ившина, Л.В. Булыго, М.В. Мазуркевич и др.)	(по Л.Т. Протасевичу с использованием данных Р.М. Антониюк, Н.М. Исаева)
Западная часть	Центральная часть	Восточная часть		
			Ушгоганская серия, > 3000 м	
		Торткудукская серия, > 500 м		
	Телескольская свита, 300 - 500 м		Аксуйская серия, 500 м <i>Anemcephalus seletensis</i> Jush., <i>Bestjubella</i> ex gr. <i>minificus</i> Jush., <i>Tuberaspis</i> sp., <i>Solenopleura</i> sp.	
Тобежальская свита, 200 - 300 м	Тобежальская свита, 200 м	Тобежальская свита, 300 м		
Акдымская серия, 700 м	Акдымская серия, 700 - 750 м <i>Acrotretidae</i>		Верхняя терригенно-кремнистая толща, 400 - 650 м <i>Linnarssonina</i> sp.	Терригенно-кремнистые толщи (тохайская и кызыладырская свиты Р.М. Антониюк; терригенная, вулканогенная и яшмовая толщи г. Аркалык) 2100 м
Тиллитоподобные конгломераты, 70 м	Тиллитоподобные конгломераты, 50 м		Вулканогенная толща, 230 - 380 м	Порфириновая толща (карабулакская или балкыбекская свита), 3000 м
	Жельтауская свита, 300 м	Жельтауская свита, 500-600 м	Нижняя терригенно-кремнистая толща 350-700 м	
		Тисская свита, 600 м		Муржикская свита, 1700 м
Метаморфический комплекс		?	Метаморфический комплекс	?

Гипербаэиты

Гипербаэиты

Гипербаэиты

Для Ерементауского антиклинория схема составлена Т.Н. Херасковой по материалам Р.М. Антоюка и Н.К. Двойченко.

Во всех рассмотренных районах раннегеосинклинальные образования образуют единый и направленный формационный ряд, имеют сходное строение и стратиграфическое положение выделяемых в их пределах однотипных толщ.

При разработке предлагаемой корреляционной схемы большое значение придавалось общим закономерностям строения комплексов, прослеживанию несогласий по площади. Были использованы палеонтологические данные, характеризующие лишь отдельные части стратиграфических разрезов.

В раннегеосинклинальном комплексе четко выделяются две части, характеризующие начальную и более зрелую стадии развития раннекаледонских геосинклиналей.

Нижняя часть включает в основном пестрые по составу кремнисто-терригенные и терригенные образования, в меньшем количестве – вулканогенные образования основного состава, которые распространены вблизи крупных разрывных нарушений, возникших при заложении каледонских геосинклиналей на протерозойском метаморфическом основании (Зайцев, 1968). По возрасту они соответствуют интервалу от венда до раннего – среднего кембрия. Для некоторых районов установлено более высокое положение рассматриваемых толщ по отношению к метаморфическим образованиям комплекса основания. Верхняя граница проводится обычно внутри среднего кембрия по поверхности значительного несогласия, фиксируемого во многих местах в основании вулканогенных толщ среднего – верхнего кембрия.

Характерная ассоциация пород, встречающаяся практически во всех описанных разрезах, включает углистые породы (фтаниты, углисто-глинистые, кремнистые сланцы), кварцевые песчаники и яшмы. Типична повышенная фосфатоносность и ванадиеносность пород. Проявления фосфатов имеются по всему разрезу, а ванадиеносные сланцы приурочены к верхним его частям. Вулканические породы присутствуют на разных стратиграфических уровнях. Среди них заметная роль принадлежит базальтовым и андезито-базальтовым порфиригам, ассоциирующим с карбонатными породами (тлесская и жельтауская свиты) и пирокласто-осадочными образованиями (вулканогенная толща Ишкеольмесского антиклинория).

В Атасуйском и Ерементауском антиклинориях довольно четко прослеживаются пачки грубообломочных пород, включающих образования, сходные с тиллитоподобными конгломератами, широко распространенными в верхнем венде во многих районах Казахстана. Тиллоиды в разрезе непосредственно сменяются ванадиеносными сланцами и фосфатоносными песчаниками, характерными для кембрийских отложений Казахстана. Это обстоятельство позволяет нам считать, что нижние части разреза раннегеосинклинального комплекса ниже уровня тиллитоподобных конгломератов и сами конгломераты

имеют вендский возраст¹. Объем вендских образований окончательно не установлен и может быть разным в каждой из рассматриваемых структурных зон. В Ишкеольмесском антиклинории условно к венду отнесена часть нижней терригенно-кремнистой толщи.

Фаунистическая характеристика нижней половины разрезов раннегеосинклинальных образований скудна. Для части разреза, условно относимой к венду, палеонтологические остатки отсутствуют, а определения абсолютного возраста противоречивы и не могут быть использованы.

В более высоких частях разрезов повсеместно встречаются радиолярии. По мнению большинства исследователей, комплексы радиолярный характерны для кембрия (Назаров, 1971; Антонюк и др., 1974; Двойченко, 1971) или ордовика (Путьшев и др., 1971). В порфиритовой толще Чингизского мегантиклинория имеются находки нижнепалеозойских водорослей *Epiphyton* *Wormean*. В кремнисто-терригенных толщах Ерементауского и Ишкеольмесского антиклинориев обнаружены остатки беззамковых брахиопод из семейства *Acrotretidae* (Двойченко, 1971) и рода *Linnarssonina*. *Linnarssonina* sp., по заключению В.Ю. Горянского, встречается в нижнем и среднем кембрии.

Верхняя часть раннегеосинклинального комплекса представлена главным образом пестрыми по составу вулканогенными толщами, которым резко подчинены терригенно-кремнистые образования. Возраст этой части разреза принимается нами средне-позднекембрийским, в ряде структур ограничен первой половиной ордовика.

В большинстве районов вулканогенные образования отделены от кремнисто-терригенных толщ нижнего - среднего кембрия перерывом, продолжительность которого трудно оценить в каждом конкретном участке. Перерыв фиксируется по появлению в гальке базальных конгломератов пород из нижележащих толщ и интрузивных пород.

В Тектурмасском антиклинории нижняя граница вулканогенных отложений менее определена. Не исключено, что она здесь занимает более низкое положение, поскольку в тектурмасской свите отмечаются пачки с фтанитами и углисто-глинисто-кремнистыми сланцами, характерными лишь для нижних частей разрезов раннегеосинклинального комплекса Центрального Казахстана.

Верхняя граница раннегеосинклинальных образований отвечает естественной смене вулканогенных и кремнисто-терригенных толщ существенно терригенными породами ордовика, характеризующими новую стадию развития геосинклинальных систем Центрального Казахстана. В Ишкеольмесском и Кирейском антиклинориях она

¹ В Атасуйском антиклинории в кремнистых породах всех уровней встречены конодонты (сборы 1975, 1976 гг.). Не исключено, что их систематическое изучение заставит значительно поднять нижнюю возрастную границу кремнисто-терригенного комплекса, поскольку в предварительно просмотренных образцах опознаны лишь раннеордовикские формы (Т.В. Машкова, 1976 г.).

находится в середине нижнего ордовика. Здесь вулканогенные толщи, содержащие фауну верхнего кембрия, постепенно или после перерыва в осадконакоплении сменяются палеонтологически охарактеризованными терригенными толщами нижнего ордовика. В Атасуйском и Тектурмасском антиклинориях верхи разрезов раннегеосинклинальных образований имеют вулканогенно-кремнисто-терригенный состав, содержат остатки фауны среднего ордовика. На них несогласно ложатся терригенные толщи верхов ордовика.

Вулканы верхних частей разреза более разнообразны. Наряду с лавами основного состава заметную роль играют вулканогенные породы среднего состава. В Ишкеольмесском антиклинории появляются щелочные базальтовые порфириды, трахидацитовые и трахиандезитовые порфириды, ассоциирующие с известняками. Туфы находятся примерно в равных соотношениях с лавами, значительная доля в разрезах приходится на осадочно-пирокластические породы. Кремнистые породы не типичны. Вулканогенные образования отличаются довольно резкой фациальной изменчивостью в пределах каждого рассмогренного участка (заметно меняется соотношение вулканогенного и пирокласто-осадочного материала), насыщены субвулканами.

Для яшмово-терригенных толщ характерна ассоциация яшм с кремнебломочными (тектурмасская свита) и с пирокласто-осадочными (базарбайская свита) породами. По лагерали они, по-видимому, замещались толщами, в строении которых участвуют в основном осадочно-пирокластические отложения, сочетающиеся с нормально осадочными отложениями; яшмы образуют редкие выклинивающиеся прослои (акколинская свита Кирейского антиклинория).

Палеонтологическая характеристика рассматриваемых частей раннегеосинклинального комплекса более разнообразна и основывается на находках радиолярий, беззамковых брахиопод и трилобитов. Комплексы радиолярий определяют возраст этой части разреза от среднего кембрия до ордовика (Назаров, 1971 и др.). В нижней части тектурмасской свиты Тектурмасского антиклинория имеются находки беззамковых брахиопод *Linnarssonina* sp. nov., *Obolus* sp., *Opisthotreta* aff. *depressa* Palmer., *Obolella* sp. (похожа на *Obolella chromatica* Bill.) и др., характерных, по заключению Р.Г. Теняковой, для среднего, частично нижнего кембрия.

На разных уровнях разреза аксуйской серии (Ишкеольмесский антиклинорий) собраны трилобиты *Anemcephalus seletensis* Ivsh., *A. selectus* Ivsh., *A. angustus* Ivsh., *Bestjubella* ex gr. *mimificus* Ivsh., *Tuberaspis* sp. и др., встречающиеся, по заключению Н.К. Ившина, в позднем кембрии (Булыго, Ившин, 1972). Имеются указания на присутствие среднекембрийских трилобитов (Ившин и др., 1974), а также брахиопод, которые, по предварительному заключению Р.Г. Теняковой, обычны для среднего и верхнего кембрия.

В верхах разреза акколинской свиты (Кирейский антиклинорий) Н.К. Ившиным определены позднекембрийские трилобиты — *Parairvengella* sp., *Kaninia* W. et R., *Dolgaia* W. et R. sp., *Olentella* sp., *Pseudagnostus* aff. *pseudocyppe* Ivsh. (Минервин, 1972).

Верхние части разрезов раннегеосинклинальных образований в Тектурмасском антиклинории (базарбайская свита) охарактеризованы остатками беззамковых брахиопод *Lingulella* sp., *Craniops* aff. *tenuis* (Cooper, *Craniops* aff. *attenuata* Cooper, и др., встречающимися, по заключению Р.Г. Теняковой, в среднем ордовике. В предполагаемых аналогах базарбайской свиты в Атасуйском антиклинории (сатыбайская свита) обнаружены криноидеи *Sidericrinus* sp., известные, по заключению А.И. Положихиной, в среднем и верхнем ордовике.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Раннегеосинклинальные образования рассмотренных районов Центрального Казахстана обнаруживают следующие специфические черты.

1. Образуют единый, направленно сменяющийся во времени формационный ряд и соответствуют возрастному интервалу от венда до позднего кембрия – среднего ордовика.

2. По типам формаций они подразделяются на две части, характеризующие начальные стадии раннегеосинклинального развития и более зрелую, в течение которой происходит дальнейшая отчетливая тектоническая дифференциация геосинклинальной системы.

3. Для первой половины раннегеосинклинальной стадии (венд – кембрий) в западных частях геосинклинальной системы характерно сочетание кремнисто-терригенных отложений и в меньшей степени вулканогенных пород (Атасуйский и Ереметауский антиклинории). Для кремнисто-терригенных толщ обычна ассоциация углисто-кремнистых пород и кварцевых песчаников, повышенная фосфато- и ванадиеносность; во второй половине раннегеосинклинальной стадии эта ассоциация обычно не проявлена. Из вулканитов определяющее значение имеют спилиты, однородные толеитовые базальты. Повсеместно с вулканитами связаны гипербазиты. Обилие в разрезах кварцевых песчаников и алевролитов свидетельствует о существовании размывающихся в это время выступов метаморфического основания.

4. Во вторую половину раннегеосинклинальной стадии имеет место сочетание кремнисто-терригенных и вулканогенных отложений. Однако в кремнисто-терригенных толщах на смену ассоциации углисто-кремнистых пород и кварцевых песчаников приходит ассоциация пирокласто-осадочных образований с нормально осадочными породами и яшмами. Вулканиты отличаются пестротой; наряду с толеитовыми базальтами встречаются щелочные базальты, трахиандезитовые и трахидацитовые порфириты. В базальных конгломератах вулканических комплексов появляются обломки серпентинитов, габброидов, плагиогранитов.

5. Верхняя граница раннегеосинклинальных комплексов в разных регионах Центрального Казахстана испытывает смещение во времени. В ряде районов (Кирейский, Ишкеольмесский антиклинории) она находится в середине раннего ордовика, в других (Атасуйский и Тектурмасский антиклинории) – отвечает, вероятнее всего, концу среднего ордовика.

- Антонюк Р.М. Докембрий северо-востока Центрального Казахстана. – В кн. "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня". Материалы Караганд. стратигр. совещ. М., Изд-во МГУ, 1971а.
- Антонюк Р.М. Стратиграфия и возраст вулканогенно-кремнистого комплекса северо-востока Центрального Казахстана. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докладов. Алма-Ата, 1971б.
- Антонюк Р.М. Протерозой и нижний кембрий востока Центрального Казахстана. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Антонюк Р.М., Недовизин А.А., Заравняева В.К. Стратиграфия. Докембрий. Ерементау-Ниязский, Бошекулский, Ишкеольмесский, Майкаин-Кызылгасский, Атасу-Тектурмасский антиклинории и Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972.
- Богданов А.А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраины Карагандинского бассейна. – Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
- Богданов А.А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. – Сов. геология, 1954, № 41.
- Богданов А.А., Михайлов А.Е., Мазарович О.А., Четверикова Н.П. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района (Центральный Казахстан). – Сов. геология, 1955, № 48.
- Боровиков Л.И., Борсук Б.И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. – Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, вып. 41.
- Борукаев Р.А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Борукаев Р.А. Стратиграфия кембрийских отложений Восточного Казахстана. – В кн. "Совещ. по унификации стратигр. схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана", т. 1; Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Борукаев Р.А., Ившин Н.К., Ергалиев Г.Х. Кембрий Казахстана. – В кн. "Вопросы геологии Казахстана". Материалы к XXII сессии Международ. геол. конгр. Алма-Ата, "Наука", 1964.
- Булыго Л.В., Ившин Н.К. Стратиграфия. Кембрийская система. Селетинский синклинорий и Ишкеольмесский антиклинорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра" 1972.
- Двойченко Н.К. Стратиграфия кембрия Ерементау. – В кн. "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня". Материалы Караганд. стратигр. совещ. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю.А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналий в Центральном Казахстане. – В кн. "Орогенические пояса". Международный геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М., "Наука", 1968.
- Звонцов В.С. О некоторых чертах строения и развития Атасу-Тектурмасского антиклинория. – Труды ИГН КазССР, 1971, вып. 22.
- Звонцов В.С. Стратиграфия. Кембрийская система. Атасу-Тектурмасский антиклинорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972.
- Ившин Н.К., Гречушкин П.М., Заравняева В.К., Копяткевич Р.А. Материалы к созданию уточненной стратиграфической схемы кембрия Бошекульского региона (Центральный Казахстан). – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.

- Минервин О.В. Стратиграфия. Кембрийская система. Конский синклиорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан: Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972.
- Михайлов Н.П. Вопросы классификации и минералогии формаций ультраосновных и основных пород. – В кн. "Петрография Центрального Казахстана", т. 2. М., "Недра", 1971.
- Назаров Б.Б. Радиолярии древних кремнисто-вулканогенных отложений Казахстана. – В кн. "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня". Материалы Караганд. стратигр. совещ. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Пупышев Н.А., Зайчикова А.В., Зайканова В.С., Смирнова Н.А. Стратиграфия древних толщ Ерементау-Зайлийской и Джунгаро-Балхашской складчатых систем. – В кн. "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня". Материалы Караганд. стратигр. совещ. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Трусова И.Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные породы Центрального Казахстана. – Труды ИГН АН СССР, серия № 27, 1948, вып. 92.

К РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЕ ДЕВОНА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

О.А. Мазарович, С.П. Малиновская, М.В. Мартынова, С.А. Мигдисов,
И.А. Пославская, Г.Т. Ушатинская, Н.П. Четверикова, А.Л. Юрина

Девон в Центральном Казахстане представлен как морскими, так и континентальными образованиями. Морские отложения развиты преимущественно в его юго-восточной части. В северной и западной частях распространены континентальные красноцветные, местами вулканогенные образования, представляющие собой формацию типа "древнего красного песчаника". Известные трудности в сопоставлении морских и континентальных отложений девона в Центральном Казахстане усугубляются тем, что эти отложения разделены Казахстанским краевым вулканическим поясом, среди образований которого палеонтологические остатки крайне редки.

Вопросами стратиграфии девона Центрального Казахстана занимались А.А. Богданов, М.И. Александрова, С.М. Бандалетов, М.А. Борисьяк, Н.Л. Бубличенко, Л.И. Каплун, В.Я. Кошкин, Л.Г. Никитина, Н.А. Пупышев, М.Я. Решко, М.А. Сенкевич, Т.М. Шужанов и многие другие геологи, в том числе и сотрудники Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ О.Е. Беляев, В.А. Голубовский, Б.Я. Журавлев, В.Н. Завражнов, Ю.А. Зайцев, Ю.Ф. Кабанов, А.З. Петренко, Т.П. Разина, В.Г. Тихомиров, А.П. Урываева, Е.П. Успенский, В.М. Фрейзон, Н.А. Чечик, М.Н. Шербакова, а также авторы данной статьи.

На II Казахстанском стратиграфическом совещании в Алма-Ате (1971 г.) была принята рабочая стратиграфическая схема девона; биостратиграфическая часть этой схемы приведена в табл. 1.

В региональной стратиграфической шкале за основную единицу принят горизонт, под которым понимается хроно-стратиграфическое подразделение регионального значения, объединяющее разновозрастные свиты или их части, независимо от их литолого-фациального состава. Уверенное выделение горизонта основывается прежде всего на его палеонтологической характеристике, но при отсутствии или небольшом содержании органических остатков учитываются также все геологические данные. Такое определение и использование понятия "горизонт" в региональной схеме согласуется с общепринятым ("Проект стратиграфического кодекса СССР", 1970), но вызывает возражения со стороны некоторых исследователей и, в частности, Г.П. Леона (1974), мнение которого разделяет и Н.П. Четверикова.

Большая часть принятых горизонтов уже давно вошла в практику геологических работ в Казахстане, в особенности для нижней половины девона. Стратотипы горизонтов, от кокбайтальского до бесобинского включительно, выделены в морском непрерывном раз-

резе Северного Прибалхашья, где их нижние и верхние границы обоснованы геологически и палеонтологически. Айнасуйский, айдарлинский и майский горизонты выделены в разных районах, в изолированных разрезах. Положение в региональной схеме айнасуйского горизонта до сих пор вызывает разногласия.

Коллективом Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ девонские отложения изучались в пределах южной и юго-восточной окраин Карагандинского бассейна (Богданов и др., 1960; Четверикова, Ушатинская, 1966; Четверикова и др., 1971а; Пославская, Мигдисов, 1971), юго-западных предгорий хр. Чингиз (Кац и др., 1964; Успенский, 1965; Геология и металлогения..., 1971), на Сарысу-Тенизском водоразделе и в районе гор Улугау (Зайцев и др., 1971; Голубовский и др., 1971; Мазарович и др., 1971).

Таблица 1

Биостратиграфические горизонты девона
Центрального Казахстана

Международная стратиграфическая шкала		Региональная стратиграфическая шкала
Верхний девон	фаменский ярус	сульциферовый горизонт мейстеровский горизонт
	франский ярус	майский горизонт
Средний девон	живетский ярус	айдарлинский горизонт
	эйфельский ярус	бесобинский горизонт
	верхний эмс	казахский горизонт
Нижний девон	нижний эмс	сарджальский горизонт
	зигенский ярус	прибалхашский горизонт
	жединский ярус	кокбайтальский горизонт
		айнасуйский горизонт

Основные вопросы стратиграфии, которые ставились и частично разрешались в процессе исследований за последние годы на указанных территориях, сводились к следующим: 1) определение места стратотипа айнасуйского горизонта в разрезе силура и девона Нуринского синклинория, а следовательно, и установление границы силура и девона в разрезах южной окраины Карагандинского бассейна, 2) сопоставление отдельных частей (подсвит) биотарской свиты¹ с под-

¹ Биотарская "свита", по существу, является серией, если принять во внимание ее стратиграфический объем, мощность, ряд более мелких стратиграфических единиц. Биотарская серия полностью подпадает под известное определение серии, данное Междуведомственным стратиграфическим комитетом.

разделениями региональной шкалы; 3) расчленение и сопоставление осадочных и вулканогенно-осадочных толщ нижнего девона на южной окраине Карагандинского бассейна; 4) проблема аналогов бесобинского горизонта на изученной территории; 5) установление аналогов айдарлинского и майского горизонтов в разных районах Центрального Казахстана и возможности их зонального расчленения; 6) палеонтологическая характеристика континентальных отложений девона; 7) сопоставление флористических комплексов из морских и континентальных отложений девона.

Помимо обсуждения перечисленных вопросов и проблем, в данной работе делаются попытки сопоставить морские и континентальные отложения (табл. 2, вклейка) на основе увязки имеющихся стратиграфических схем с учетом всех новых данных по стратиграфии девона. Авторы рассматривают настоящую работу как сводку обширного фактического материала, которая может быть использована при уточнении существующей рабочей стратиграфической схемы девона Центрального Казахстана.

Рассмотрим первоначально состояние некоторых важных вопросов стратиграфии девона Джунгаро-Балхашской области, где развит преимущественно морской девон, а далее стратиграфию континентального девона Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива. Вопросы стратиграфии девона в пределах Казахстанского краевого вулканического пояса рассматривались ранее (Четверикова и др., 1971б) и здесь подробно не обсуждаются.

К ФАУНИСТИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Нижний горизонт девонской системы – айнасуйский – выделен М.А. Борисяк (1955) на южном крыле Нуринского синклинория в изолированном тектоническом блоке, где содержит богатый комплекс органических остатков, включающих как силурийские, так и девонские виды: *Resserella elegantuloides* (Kozl.), *Clorinda pseudolinguifera* Kozl., *Plectodonta mariae* Kozl., *Strophonella podolica* (Siem.), *Schellwienella praeumbracula* Kozl., *Atrypa reticularis* L., *Eospirifer radiatus* L., *E. togatus* (Varr.). Долгое время возраст айнасуйского горизонта считался силурийским: сначала венлокским (Борисяк, 1955), потом позднелудловским (Ковалевский, 1959; Борисяк, 1960; Крайнова, 1963; Четверикова, Ушатинская, 1966; "Резолюция совещания ...", 1958). После того как в основании аналогов айнасуйского горизонта в Северном Прибалхашье были найдены граптолиты зоны *Monograptus uniformis* и частично переопределена содержащаяся в нем ископаемая фауна, айнасуйский горизонт стали относить к нижнему жедину (Бандалетов, 1969).

В Нуринском синклинории стратотипический разрез айнасуйского горизонта первоначально сопоставлялся со средней частью верхнесилурийской исенской свиты, и в его кровле проводили границу между силуром и девоном (Четверикова, Ушатинская, 1966). После

того как айнасуйский горизонт отнесли к девону, нижнюю границу девона в этом районе стали проводить в средней части исенской свиты в основании предполагаемых аналогов айнасуйского горизонта (Ушатинская, 1972). Впервые сомнения в правильности такого сопоставления высказали Л.И. Каплун и М.А. Сенкевич в 1971 г. перед II Казахстанским стратиграфическим совещанием в Алма-Ате.

Исследования, проведенные в 1972–1973 гг. в верховьях р. Айнасу и в восточной части Нурина синклиниория Г.Т. Ушатинской и Н.П. Четвериковой, показали, что стратотипу айнасуйского горизонта по составу пород, мощности, последовательности пачек и составу фауны соответствует нижняя часть биотарской свиты. Из 17 видов брахиопод, 9 видов криноидей и 5 видов кораллов, известных из айнасуйского горизонта в верховьях р. Айнасу, соответственно 15, 3 и 5 присутствуют в нижней части биотарской свиты на правом берегу р. Коктал. Среди них установлены виды *Resserella elegantuloides* (Kozl.), *Dicoelosia kasachstanica* Nil., *Gladiostrophia pseudofascicula* (Rukav.), *Schellwienella praeumbracula* Kozl., *Eospirifer togatus* (Вагг.), *Schlotheimophyllum patellatum* (Schl.), *Asperocrinus echinatus* (Yelt.). Следовательно, граница между силуром и девоном в Нурина синклиниории проходит в основании биотарской свиты, как и было принято ранее Н.П. Четвериковой (Богданов и др., 1955, 1960). Эта граница почти совпадает с несогласием, размывом, иногда незначительным.

Стратотипы горизонтов от кокбайтальского до казахского располагаются в Северном Прибалхашье. В Нурина синклиниории их аналоги плохо палеонтологически охарактеризованы (за исключением казахского горизонта). Биотарская свита разделяется по литологическим признакам на 5 подсвит, которые сопоставляются с этими горизонтами в значительной степени условно (см. табл. 2). С кокбайтальским горизонтом может быть сопоставлена верхняя часть первой подсвиты. Вторая подсвита содержит немногочисленную фауну *Leptostrophia rotunda* Bubl., *Chonetes semicircularis* Ushat., *Hexacrinites* cf. *subbiconcavus* Stuk., позволяющую условно сопоставлять ее с прибалхашским горизонтом. В третьей подсвите имеется флора *Lidasimophyton akkermensis* Senk., *Drepanophycus* cf. *gaspianus* (Daws.) Stockm. Эта подсвита отнесена к сарджальскому горизонту. Четвертая подсвита включает многочисленные остатки фауны (*Leptaenopyxis* cf. *bouei* (Вагг.), *Stropheodonta piligera* (Sandb.), *Mesodouvillina bella* Bubl., *Howellella pseudoaculeata* Ržon., *Paraspirifer gurjevskensis* Ržon., *Euryspirifer* ex gr. *supraspeciosus* (Lotze), *Fimbrispirifer divaricatus* (Hall), *Hexacrinites* (?) *tuberosus* Yelt. et Dubat. и др.) и сопоставляется с казахским горизонтом. Верхняя, пятая подсвита органических остатков не содержит и условно отнесена тоже к казахскому горизонту.

Верхняя граница биотарской свиты не везде однозначна. В западной части Нурина синклиниория в окрестностях горы Шоинды породы биотарской свиты, скорее всего ее третьей подсвиты, по текто-

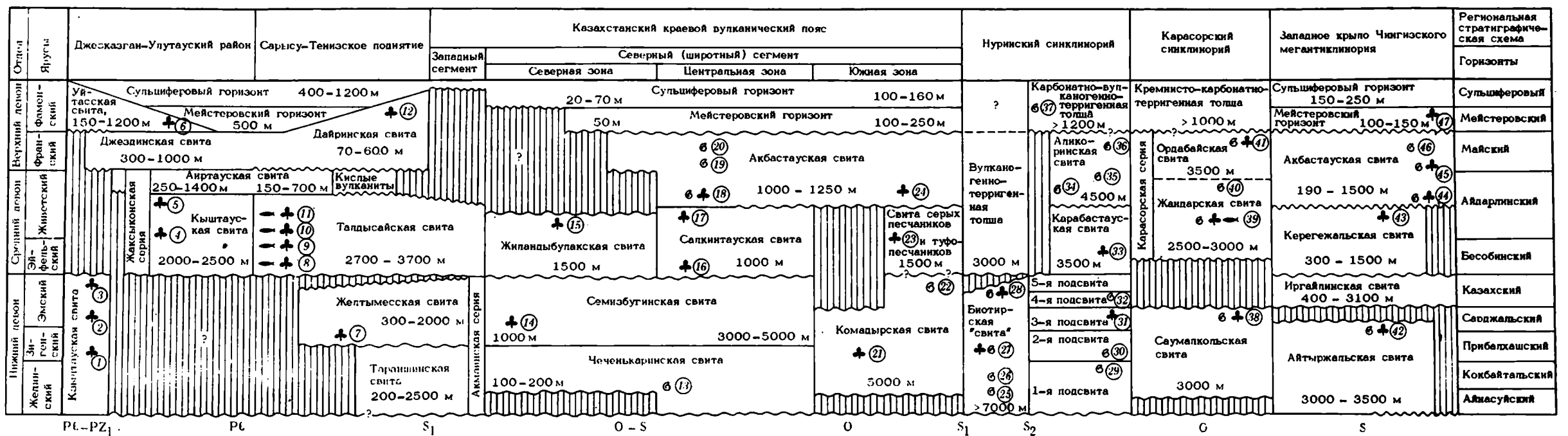
ническим нарушениям граничат с вулканогенно-осадочными отложениями живетско-франского возраста. В центральной части синклиория в урочище Аккультук на пятую подсвету без видимого несогласия ложится толща основных эффузивов условно живетского возраста. И лишь в восточной части Нуринского синклиория в районе пос. Карбушевка и к западу от него на пятую подсвету биотарской свиты ложатся, по-видимому, согласно очень близкие по типу отложения, выделяемые С.А. Мигдисовым как карабастауская свита среднедевонского возраста. Здесь, вероятно, находится почти полный разрез нижнего и среднего девона.

К северу от Нуринского синклиория нижнедевонские отложения представлены вулканогенно-осадочными образованиями комадырской свиты в южной зоне девонского вулканического пояса, в Карасорском синклиории – саумалкольской свитой. В верхней части разреза комадырской свиты у пос. Жамаи-Жол имеются остатки брахиопод (см. табл. 2, 22), позволяющие сопоставлять эту часть разреза с четвертой подсветой биотарской свиты и с казахским горизонтом унифицированной схемы. В верхней половине саумалкольской свиты содержатся остатки фауны (см. табл. 2, 38), позволяющие коррелировать эту часть разреза скорее с сарджальским горизонтом. В целом возраст названных вулканогенно-осадочных свит определяется как раннедевонский.

Граница нижнего и среднего девона в Центральном Казахстане проводится в унифицированной схеме в основании казахского горизонта, который сопоставляется с верхним эмсом. Последний, как это принято Девонской комиссией МСК, объединяется с вышележащим эйфельским ярусом в единый "эйфельский ярус", который рассматривается как нижний ярус среднего девона. В последние годы в нашей литературе верхний эмс называют также нижнеэйфельским подъярусом (Ржонсницкая, 1968а), элиховским ярусом (Обручев и др., 1968; Елкин, 1968), а эйфельский ярус в широком смысле (верхний эмс + эйфель) – кувенским (Бубличенко, 1961, 1968; Ржонсницкая, 1968а) или кувинским (Елкин, 1967) ярусами. По этому вопросу мы склонны присоединиться к точке зрения Л.Л. Халфина, А.Р. Ананьева и др., которые считают, что "...верхний эмс, с которым сопоставляется наш нижнеэйфельский подъярус, в эталонном разрезе относится к нижнему девону и не входит ни в состав эйфельского яруса международной шкалы, ни в состав кувинского яруса бельгийской схемы. Объединение отложений со смешанной ранне-среднедевонской фауной (аналоги верхнего эмса) и типичными эйфельскими отложениями делает недопустимым применение к этому подразделению названия "эйфельский ярус" (Халфин, Ананьев и др., 1968, стр. 28).

Замена наименования "верхний эмс" на "элиховский ярус" или "эйфельский ярус" (s.l.) на "кувенский ярус" также кажется нецелесообразной, так как Международная стратиграфическая шкала, в которую входят верхний эмс и эйфель, является общепризнанным эталоном для датирования местных, региональных и провинциальных

Система Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Казахстано-Тяньшанский эпиконтинентальный средний массив							
				Унифицированная региональная стратиграфическая шкала	Фауна	Флора	Джезказганская впадина	Тенизская впадина	Карагандинский бассейн	Саякская впадина	Токрауская впадина
Пермская	Верхний			Пелециподы: <i>Palaeodonta glossitiformis</i> , <i>P. pseudolongissima</i> , <i>P. castor</i> , <i>P. longissima</i> , <i>Palaeomutella trigonalis</i> . Филлоподы: <i>Cliptoasmussia belmontensis</i>	<i>Sphenopteris brichiana</i> , <i>Sph. roessertiana</i> , <i>Ullmania bronni</i> , <i>U. biarmica</i> , <i>Voltzia heterophylla</i>	Кингирская свита Известняки, мергели, алевролиты, аргиллиты, проспелиты, глауберита, ангидрида Пелециподы, остракоды, пыльца.	Шоптыкульская свита Песчаники, известняки. Мощность 600 - 700 м	Кайрактимская свита Песчаники, аргиллиты, известняки. <i>Gnorimosuchus satpaevi</i> Мощность 500 - 800 м	Кунгисаякская свита Песчаники, конгломераты, алевролиты, туфы, известняки. <i>Echinocochus fasciatus</i> , <i>Buxtonia kalitvaensis</i> , <i>Dictyoclostus donetzianus</i> , Мощность 900 - 1600 м	Андезитовые лавы и туфы, базальты и трахи-андезиты.	Андезито-базальты, трахиплариты, песчаники, конгломераты, известняки. Мощность 900 - 1200 м
				Амфибии и рептилии <i>Gnorimosuchus satpaevi</i> Пелециподы: <i>Kinerkaella halakhonskiensis</i> , <i>Palaeomutella aff. stegocephallum</i> . Филлоподы: <i>Pseudestheria plicatifer</i> , <i>Ps. tenella</i>	<i>Paracalamites decoratus</i> , <i>Lebachia piniformis</i> , <i>Ernstiodendron filiforme</i> , <i>Noeggerathiopsis derzavini</i>	Мощность 2000 м	Арчалинская свита Песчаники, алевролиты <i>Coniferites retroflexus</i>				
Средний	Верхний	Каспийский	Гельсинский	Остракоды: <i>Darwinula subextensa</i> , <i>D. cf. clara</i> . Пелециподы: <i>Kinerkaella elongata</i> , <i>K. imitabilis</i> . Филлоподы: <i>Pseudestheria aff. tenella</i>	<i>Calamites</i> , <i>Lepidodendron</i> , <i>Sigillaria?</i> , <i>Noeggerathiopsis</i> , <i>Pecopteris</i> , <i>Sphenopteris</i>	Джезказганская свита Песчаники красноцветные, алевролиты, известняки, конгломераты <i>Perisaccus pumicosus</i> , <i>Platysaccus mimetus</i> , <i>Trachytriletes</i> , <i>Asterocalamosleiotriletes glabratus</i>	Владимировская свита Красноцветные песчаники, известняки и витропластические туфы, конгломераты <i>Calamites cistii</i> , <i>Cordaites principalis</i> , <i>Darwinula clara</i> , <i>D. nova</i> , <i>D. subextensa</i> .	Шаханская свита Пестроцветные породы с <i>Hemicyclolepta laevis</i> Мощность 900 м	Кунгисаякская свита Песчаники, конгломераты, алевролиты, туфы, известняки. <i>Echinocochus fasciatus</i> , <i>Buxtonia kalitvaensis</i> , <i>Dictyoclostus donetzianus</i> , Мощность 900 - 1600 м	Копдарская свита Липаритовые туфы, игнимбриты, песчаники. <i>Noeggerathiopsis cf. derzavini</i> , <i>N. theodorii</i> , <i>Nephropsis</i> , <i>Ginkgophyllum</i> .	
				Неоспириты <i>tegulatus</i> , <i>Antracnauta tennis</i> , <i>A. phillipsi</i> , <i>A. lanceolata</i> , <i>Hemicyclolepta ex gr. tricarinata</i> , <i>H. minima</i>	<i>Neuropteris heterophylla</i> , <i>Mesocalamites cistiformis</i> , <i>Angaridium cardiopteroides</i> , <i>Calamites suchowii</i> .	Мощность - 600 м	Кирейская свита Песчаники, известняки, конгломераты, кремни. <i>Ellicitriletes curbispinus</i> .	Тентекская свита Аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, угли, туфы. <i>Lepidodendron lycopodioides</i> , <i>Renaultia gracilis</i> Мощность 500 м			Тастыкудукская свита <i>Ecteleles pentamera</i> , <i>Balahonia insinuata</i> , <i>Productus productiformis</i> , <i>Neospirifer condor</i> , <i>Gastrioceras</i> sp., <i>Aljutovella cybaea</i> .
Средний	Средний	Башкирский	Московский			Таскудукская свита Песчаники, конгломераты, кремни, туфы. Мощность 160 - 660 м	Кирейская свита Песчаники, известняки, конгломераты, кремни. <i>Ellicitriletes curbispinus</i> .	Допинская свита Аргиллиты, алевролиты, Надкарагандинская свита Аргиллиты, алевролиты. <i>L. kirghizicum</i> . Мощность 725 м	Бурултаская свита Песчаники, конгломераты, игнимбриты, туфы. <i>Dictyoclostus scoticus</i> , <i>Antiquatonia insculpta</i> , <i>Calamites suchowii</i> . Мощность 0 - 700 м	Калмакэмельская свита Андезито-дацитовые туфы и лавы, песчаники, конгломераты. Мощность 0-500 м	
						Белеутинский горизонт Песчаники, аргиллиты, проспелиты известняка. <i>Gigantoproductus superbus</i> , <i>G. latissimus</i> , <i>G. edelburgensis</i> , <i>Fluctuaria corrugata</i> , <i>Neospirifer uschkarasensis</i> , <i>N. virgatus</i> , <i>Cravenoceras arcticum</i> , <i>Kasakhoceras hawkinii</i> . Мощность 460 м.	Белеутинский горизонт Песчаники, алевролиты, известняки. <i>Productus concinnus</i> , <i>Pugilis pugilis</i> , <i>Gigantoproductus edelburgensis</i> , <i>Allorisma regularis</i> , <i>Myalina flemingi</i> , <i>Schizodus antiquus</i> , <i>Sanguinolites plicatus</i> Мощность 360-370 м	Карагандинская свита Песчаники, алевролиты, углистые сланцы, проспелиты и линзы конгломератов, пласты углей. <i>Chonetina subcarinata</i> , <i>Chonetes carboniferus</i> , <i>Linoproductus aff. cancriniformis</i> , <i>Beyrichoceras umbilobatum</i> , <i>Leda attenuata</i> , <i>Lepidodendron kirghizicum</i> , <i>Caenodendron primaeum</i> , <i>Asterocalamites scrobiculatus</i> , <i>Sphenopteridium bifidum</i> , <i>Cardiopteris petiolaris</i> , <i>Cardioneura</i> Мощность 900 м	Алабинская свита Полимиктовые песчаники, известняки, конгломераты. <i>Productus redsdalensis</i> , <i>Fluctuaria undata</i> , <i>Goniatites ex gr. orientalis</i> , <i>Asterocalamites scrobiculatus</i> , <i>Lepidodendron kirghizicum</i> . Мощность 0 - 750 м	Каркаралинская свита Туфы липаритового состава, дацитового состава, песчаники, алевролиты, угли, известняки. <i>Lepidodendron volkmannianum</i> , <i>Asterocalamites scrobiculatus</i> , <i>Mesocalamites cistiformis</i> . Мощность 0 - 1700 м	
Нижний	Средний	Висейский	Яговынский	<i>Spirifer bisulcatus</i> , <i>Choristites</i> sp., <i>Brachythyris</i> sp., <i>Antracnauta</i>	<i>Lepidodendron obovatum</i> , <i>Neuropteris gigantea</i> , <i>N. cf. microphylla</i>	Дальненский горизонт Зелено-серые и красноцветные песчаники, алевролиты аргиллиты, проспелиты известняков. <i>Sinuatella sinuata</i> , <i>Productus productus</i> , <i>Fluctuaria undata</i> , <i>Ovatia jogoukini</i> , <i>Pugilis pugilis</i> , <i>Edmondia sulcata</i> . Мощность 60 - 250 м	Ашлярикская свита Алевролиты, песчаники, угли. <i>Dictyoclostus deruptus</i> , <i>Buxtonia dengisi</i> , <i>Orulganina plena</i>	Кемельбекская свита Углистые и известковистые сланцы, туфовые конгломераты, песчаники. <i>Tomilia cf. khalfini</i> , <i>Pustula cf. interrupta</i> , <i>Orulganina plena</i> Мощность 100 - 150 м	Кемельбекская свита Внизу преобладают кварцевые порфиры и их туфы. Флюидальные пузырчатые лавы Вверху пестрая пачка углистых сланцев, песчаников. Мощность 600 м		
				<i>Gigantoproductus superbus</i> , <i>G. edelburgensis</i> , <i>Fluctuaria corrugata</i> , <i>Fl. mira</i> , <i>Fusella pseudotriangularis</i> , <i>Cravenoceras</i> sp., <i>Cravenites</i> sp.		Яговынский горизонт Песчаники, известняки, аргиллиты. <i>Productus productus</i> , <i>Fluctuaria undata antis</i> , <i>Pugilis crawfordsvillensis</i> , <i>Spirifer logani</i> , <i>Fluctuaria grüberi</i> . Мощность 80 - 350 м	Аккудукская свита Песчаники, аргиллиты, туфы. <i>Chonetes ischimicus</i> , <i>Buxtonia dengisi</i> . Мощность 600 - 650 м	Теректинские слои Известняки, мергели, туфиты. <i>Münsteroceras acutum</i> , <i>M. kasakhstanicum</i> .	Мощность 100 - 200 м	Мощность 100 - 150 м	Мощность 600 м
Нижний	Средний	Висейский	Яговынский	<i>Productus concinnus</i> , <i>Fluctuaria undata undata</i> , <i>Sinuatella sinuata</i> , <i>Neospirifer naliukini</i> , <i>Goniatites orientalis</i> , <i>Paragoniatites newsomi</i>	<i>Asterocalamites scrobiculatus</i> , <i>Sphenopteris bermudensisiformis</i>	Ишимский горизонт Известняки с тонкими прослоями зеленоватых песчаников и алевролитов. <i>Dictyoclostus deruptus</i> , <i>Marginatia monachovae</i> , <i>Buxtonia dengisi</i> , <i>Chonetes wyssotzkii</i> , <i>Rugosochonetes naliukini</i> . Мощность 100 - 200 м	Русаковский горизонт Известняки, мергели участками кремнеземные. <i>Marginatia burlingtonensis</i> , <i>Plicochonetes kinghiricus</i> , <i>Spirifer grimesi</i> , <i>Sp. forbesi</i> , <i>Fusella tornacensis</i> , <i>Rotaia subtrigona</i> .	Кассинский горизонт Известняки <i>Mesoplica kassini</i> , <i>Spinulicosta concentrica</i> , <i>Cyrtospirifer sibiricus</i>	Русаковский горизонт Песчаники, известковистые алевролиты. <i>Marginatia burlingtonensis</i> , <i>Rotaia subtrigona</i> , <i>Spirifer forbesi</i> . Мощность 100 м	Русаковский горизонт Песчаники, конгломераты, известняки, кварциты, туфы. <i>Athyris lamellosa</i> , <i>Spirifer baiani</i> Мощность 900 м	
				<i>Fluctuaria undata antis</i> , <i>Fl. grüberi</i> , <i>Productus productus</i> , <i>Pugilis crawfordsvillensis</i> , <i>Spirifer logani</i> , <i>Spirifer djeshaganensis</i>		Ишимский горизонт Известняки, мергели, туфиты. <i>Münsteroceras acutum</i> , <i>M. kasakhstanicum</i> .	Кассинский горизонт Известняки с прослоями кварцитов. <i>Mesoplica kassini</i> , <i>Spinulicosta concentrica</i> , <i>Cyrtospirifer sibiricus</i> . Мощность 250 - 300 м	Атыжокские слои Гравелиты, песчаники <i>Argentiproductus terekensis</i>	Мощность 100 - 150 м	Мощность 170 м	Мощность 700-750 м
Нижний	Средний	Тураевский	Кассинский	<i>Marginatia burlingtonensis</i> , <i>M. viminalis</i> , <i>Plicochonetes kinghiricus</i> , <i>Spirifer baiani</i> , <i>Torinifer pseudolineatus</i> , <i>Tylothyrus lamina</i> , <i>Rotaia subtrigona</i>		Симоринский горизонт Известняки, доломиты. <i>Tenisia dada</i> , <i>Ovatia</i> sp., <i>Quasiendothyra kobeitusana</i> , <i>Q. mirabilis</i> . Мощность 150 м	Симоринский горизонт Известняки с кремнями, доломиты. <i>Tenisia dada</i> , <i>Cyrtospirifer sulcifer</i> , <i>C. semisiburgensis</i> , <i>Spinulicosta nigerina</i> . Мощность 50 - 100 м	Симоринский горизонт Известняки с <i>Tenisia dada</i> , <i>Cyrtospirifer sulcifer</i>	<i>P. proto-becheri</i> Мощность 40 - 60 м	Тюлькубайские слои Гравелиты, песчаники, алевролиты, известняки, туфы. <i>Ovatia</i> sp., <i>Hamlingella goegei</i> , <i>Ulbospirifer altaicus</i>	
				<i>Chonetes ischimicus</i> , <i>Ch. wyssotzkii</i> , <i>Dictyoclostus deruptus</i> , <i>Buxtonia dengisi</i> , <i>Orulganina plena</i> , <i>Caninia spumosa</i> , <i>Münsteroceras</i> sp., <i>Pericyclus</i> sp.		Симоринский горизонт Известняки, доломиты с конкрециями кремня. <i>Cyrtospirifer sibiricus</i> , <i>Mesoplica kassini</i> .					
Нижний	Средний	Тураевский	Самарская	<i>Quasiendothyra communis</i> , <i>Q. kobeitusana</i> , <i>Q. konensis</i> , <i>Whidborneella caperata</i> , <i>Ovatia</i> sp., <i>Tenisia dada</i> , <i>Cyrtospirifer procumbens</i> , <i>Phacops accipitrinus</i>							



Списки ископаемой фауны и флоры к корреляционной стратиграфической схеме девонских отложений

1 - *Drepanophycus gaspianus* (Daws.) Stockm., *Lidasimophyton akkermensis* Senk.; 2 - *Zosterophyllum australianum* Lang et Cooks., *Drepanophycus gaspianus* (Daws.) Stockm.; 3 - *Drepanophycus spinaeformis* Goepp., *Lidasimophyton akkermensis* Senk.; 4 - *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Prelepidodendron radzenkoi* Senk., *Pseudosporochnus nodosus* Lecl. et B., *Barrandina striata* Jur. (in mns.); 5 - *Prelepidodendron* sp., *Barrandina dusliana* (Krejci) Stur.; 6 - *Leptophloeum rhombicum* Daws.; 7 - *Cooksonia* sp., *Drepanophycus spinaeformis* Goepp., *D. gaspianus* (Daws.) Stockm.; 8 - *Thamnocladus* sp., *Lycopodites* aff. *runcariana* Stockm., *Prelepidodendropsis* sp.; *Arthrodira* gen. indet.; 9 - *Drepanophycus spinosus* (Krejci) Kr. et W., *Barrandina dusliana* (Krejci) Stur., *B. striata* Jur. (in mns.); *Stegolepis jugata* Malin., *Asterolepis* sp.; 10 - *Drepanophycus spinosus* (Krejci) Kr. et W., *Protolpidodendron scharianum* Krejci; *Stegolepis jugata* Malin., *S. tuberculata* Malin., *Tenizolepis rara* Malin. (in mns.); 11 - *Drepanophycus spinosus* (Krejci) Kr. et W., *Protolpidodendron scharianum* Krejci, *Colpodexylon* sp., *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Prelepidodendron radzenkoi* Senk., *Protopteridium* sp., *P. aff. thomsoni* (Daws.) Kr. et W., *Barrandina dusliana* (Krejci) Stur., *B. striata* Jur. (in mns.); *Broggeria* cf. *norvegica* Nath., *Broggeria* sp.; *Tenizolepis asiatica* (O. Obr.) Malin. (in mns.), *Bogdanovia orientalis* O. Obr.; 12 - *Leptophloeum rhombicum* Daws., *Sphenophyllum subtenerrium* Nath.; 13 - *Anomalotoechus* sp.; 14 - *Cooksonia crassiparietilis* Jur., *Drepanophycus* sp.; 15 - *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Protopteridium* sp.; 16 - *Protolpidodendron scharianum* Krejci; 17 - *Taenioocrada decheniana* Goepp., *Protolpidodendron scharianum* Krejci, *Lepidodendropsis* sp., *Barrandina dusliana* (Krejci) Stur.; 18 - *Thamnopora alta* (Tchern.), *Th. cf. beliakovi* Dub., *Alveolites parvus* Lec., *A. suborbicularis* (Lamarck), *A. giganteus* (Sok.), *Crassialveolites cavernosus* (Lec.), *C. crassiformis* (Sok.), *Pachyfavosites squamatus* Dub., *P. aff. polymorphus* (Goldf.), *Tyrganolites* cf. *tchernychevi* Dub., *Cladopora* sp., *Crypophyllum* sp., *Macgeea* sp., *Cystiphyllodes divisum* (Wed.) *Hexagonaria isylica* Bulv., *Heliophyllum* sp., *Campophyllum litvinovishae* Soshk., *Phillipsastraea* sp., *Aulacella eifelensis* (Vern.), *Leptagonia rhomboidalis* (W.), *Protoliptostrophia perplana* (Cong.), *Schellwienella umbraculum* (Schl.), *Devonochonetes scitulus* (Hall), *Longispina mucronata* (Hall), *Spinulocosta spinulicosta* (Hall), *Uncinulus grandis* Bubl., *Devonatrypa* ex gr. *waterloensis* (Wed.), *Spinocyrtia audacula* (Conr.), *Mucrospirifer mesocostalis* (Hall), *Elythina* sp., *Athyris spiriferoides* Eaton, *Sucroretopora taeniformis* Troitz.; *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Karagandella kabanovii* Jur., *Pseudosporochnus nodosus* Lecl. et B.; 19 - *Alveolites suborbicularis* (Lam.), *Pachyfavosites* sp., *Heliophyllum* sp., *Hexagonaria isylica* (Bulv.), *Aulacella eifelensis* (Vern.), *Schellwienella umbraculum* (Schl.), *Devonochonetes scitulus* (Hall) *Spinulicosta spinulicosta* (Hall), *Atrypa subdimidiata* Sverb., *Mucrospirifer mucronatus* (Conr.), *M. cf. seid* (Nal.); *Pentagonocyclicus* cf. *moniliferus* Yelt., *Hexacrinites* (?) *biconcavus* Yelt. et Dub.; 20 - *Alveolites goldfussi* Bill., *A. suborbicularis* (Lam.), *A. obtortus* Lec., *A. domrachevi* Sok., *Pachyfavosites* aff. *polymorphus* (Goldf.), *P. gurievskensis* Dub.; *Macgeea* sp., *Neostrophophyllum isetense* Soshk., *Heliophyllum varioseptatum* Spas., *Aulacophyllum murale* Soshk., *Schluteria verrucosa* Soshk., *Megaphyllum aespitosum* (Soshk.), *M. pashiense* (Soshk.), *Penckella jevanensis* Bulv., *Phillipsastraea carinata* Bulv., *Ph. pentagona* (Goldf.), *Campophyllum litvinovitschae* Soshk., *Tabulophyllum* sp.; *Cariniferella tioga* (Hall), *Schizophoria tulliensis* Vanuxem., *Gypidula* sp., *Leptagonia rhomboidalis* (Wilck.), *Stropheodonta* ex gr. *interstitialis* Phill., *Schellwienella umbraculum* (Schl.), *Devonochonetes scitulus* (Hall), *Productella subaculeata* (Murch.), *Spinulicosta spinulicosta* (Hall), *Septalaria* aff. *semilaevis* (Roem.), *Ladogoides bogdanovi* Martynova (in coll.), *Atrypa vulgaris* Ljash., *A. subdimidiata* Sverb., *Spinatrypa* cf. *bifidaeformis* (Tschern.), *Spinocyrtia* cf. *audacula* (Conr.), *S. ali* (Nal.), *Mucrospirifer mucronatus* (Conr.), *M. mesacostalis* (Hall), *M. seid* (Nal.), *Undispirifer undifer* (Roem.), *Cyrtospirifer* sp., *C. achmet* Nal., *C. ex gr. schelonius* Nal., *Eoreticularia rengarteni* (Litv.), *Cyrtina hamiltonensis* Hall, *Athyris concentrica* (Buch.), *Hexacrinites mammulatus* Yelt. et Dub.; *Leptodesma rogersi* Hall, *L. lepidum* Hall, *L. ex gr. aviculoides*

*Органические остатки определяли: брахиоподы - Г.Т. Ушатинская и М.В. Мартынова, строматопороиды - О.В. Богоявленская, табулаты - Т.Т. Шаркова, ругозы - В.А. Сытова, Л.М. Улитина, и М.М. Смеловская, мшанки - Т.Д. Троицкая, криноиды Г.А. Стукалина и Е.Н. Сизова, пелелиподы - И.Н. Красилова и Е.И. Баженова, трилобиты - З.А. Максимова, рыбы - С.П. Малиновская, флора - Л.И. Урина.

(Conr.), *Modiomorpha mytiloides* (Conr.), *Paleoneilo constricta* (Conr.); 21 - *Cooksonia crassiparietilis* Jur., *Zosterophyllum australianum* Lang et Cooks., *Psilophyites rectissimum* (Hoeg.) Hoeg.; 22 - *Leptaenopyxis* sp., *Chonetes bohemicus* Barr., *Ch. (?) akkultukensis* Ushat., *Brachyspirifer* sp., *Euryspirifer* sp., *Howellella* cf. *pseudoaculeata* (Rzon.); 23 - *Prelepidodendron* sp.; 24 - *Protolpidodendron scharianum* Krejci, *Protopteridium* (?) *ramulosum* Jur., *Karagandella kabanovii* Jur., *Barrandina dusliana* (Krejci) Stur.; 25 - *Ramulophyllum heterozone* Nik., *Schlotheimophyllum patellatum* (Schl.), *Patrydophyllum pachyacantum* Ult., *Pilophyllum bimumurum* Szt.; *Resserella* cf. *elegantuloides* (Kozl.), *Isorthis* sp., *Dalejina* cf. *oblata* Amsden., *Docoelosa kasachstanica* Nil., *Sieberella roemerii* H. et Cl., *Clorinda pseudolingulifera* Kozl., *Leptaena* cf. *acuticuspidata* Amsden., *Tastaria tasta* (Rukav.), *T. aksaryensis* (Nil.), *Douwillina koktalenensis* Ushat., *Strophonella podolica* (Siem.), *Gladiostrophia pseudofascicula* (Rukav.), *Schellwienella devonica* (Nil.), *S. praeumbracula* Kozl., *S. elliptica* Boris., *Stegorhynchella angaciensis triplicata* (Boris.), *Wilsoniella borissiakae* (Nil.), *Coelospira* cf. *virginia* Amsden., *Atrypa dzwinogrodensis* Kozl., *Eospirifer togatus* (Barr.), *Howellella* cf. *mercuri*, *Ivanothyris kasachstanica* (Boris.); *Medinecrinus vitreus* Stuk., *Asperocrinus echinatus* (Yelt.), *Hexacrinites* (?) *subbiconcavus* Stuk., *Pennatocrinus subpennatus* (Yelt.), *Decacrinus pennatus* Stuk., *Tolenicrinus lenticularis* Stuk., *Mediocrinus medius* (Yelt.), *Costatocrinus bicostatus* Stuk.; 26 - *Isorthis* sp., *Leptaenopyxis* sp., *Howellella* cf. *mercuri* (Goss.); 27 - *Leptostrophia* sp., *Howellella* cf. *mercuriformis* Kulk.; *Drepanophycus* sp., *Taenicrada* cf. *langi* Stock.; 28 - *Chonetes bohemicus* Barr., *Ch. ? akkultukensis* Ushat., *Howellella* cf. *pseudoaculeata* (Rzon.), *Brachyspirifer* sp., *Zosterophyllum* sp.; 29 - *Isorthis* cf. *taenioiata* (Khalf.), *Sieberella* sp., *Leptaenopyxis* sp., *Maoristrophia carinata* (Boris.), *Tastaria tasta* (Rukav.), *Leptostrophia* sp., *Gladiostrophia pseudofascicula* (Rukav.), *Schellwienella* cf. *praeumbracula* Kozl., *Coelospira* cf. *virginia* Ams., *Atrypa exornata* Nil., *Howellella* cf. *mercuriformis* (Goss.), *H. exilis* Nil.; *Decacrinus pennatus* Yelt.; 30 - *Leptostrophia rotunda* Bubl., *Rhytistrophia* sp., *Strophochonetes semicircularis* Ushat., *Howellella* cf. *mercuriformis* Kulk., *H. cf. koneprusensis* Flavl.; *Phacops* sp.; 31 - *Drepanophycus* cf. *gaspianus* (Daws.) Stockm., *Lidasimophyton akkermensis* Senk.; 32 - *Dalejina* sp., *Protoliptostrophia* sp., *Stropheodonta piligera* Sandb., *Leptaenopyxis bouei* (Barr.), *Schuchertella* cf. *hyponix* Schnur, *Chonetes* (?) *akkultukensis* Ushat., *Ch. bohemicus* Barr., *Howellella* cf. *pseudoaculeata* (Rzon.), *Paraspirifer gurievskensis* Rzon., *Euryspirifer* ex gr. *supraspeciosus* (Lotze), *Brachyspirifer* sp., *Fimbrispirifer* cf. *divaricatus* (Hall.); *Gossetia* cf. *truncata* Roem., *Actinopteria boydi* Conr., *Pterinea* (Tolmaia) *lineata* Goldf., *Cinitaria* sp., *Modiomorpha* sp., *Megambonia* sp., *Hexacrinites* (?) *tuberosus* Yelt. et Dubat.; 33 - *Tamarella* sp.; 34 - *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Alveolites suborbicularis* (Lam.), *Neoroemeria* sp.; *Haplothechia pengellyi* (Edw. et H.), *H. laciniosa* Hill et Jell; *Schuchertella umbraculum* Schl., *Devonochonetes scitulus* (Hall), *Mucrospirifer* ex gr. *mucronatus* (Hall), *Elythina* sp., *Elythia* sp.; *Hexacrinites* (?) *mamillatus* Yelt. et Dubat.; *Nuculoidea corbuliformis* (Hall et Whitf.), *Modiomorpha* sp., *Cypricardella* sp.; 35 - *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Haplothechia pengellyi* (E. et H.), *Nicholsoniella* sp. nov.; 36 - *Campophyllum litvinovitschae* Soshk.; *Cariniferella tioga* (Hall); *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Devonochonetes scitulus* (Hall), *Productella subaculeata* (Murch.), *Spinulicosta spinulicosta* (Hall), *Septalaria* aff. *semilaevis* (Roem.), *Mucrospirifer* cf. *seid* (Nal.), *Spinocyrtia ali* (Nal.), *Cyrtospirifer* ex gr. *scheionicus* Nal., *Cyrtina* ex gr. *heterocythia* Detr.; *Hexacrinites sverbilovi* Stuk., *H. (?) biconcavus* Yelt. et Dubat.; *Leiopteria nitida* Hall.; 37 - *Cyrtospirifer* cf. *incolifer* Vas., *C. cf. ulentensis* Nal.; 38 - *Leptostrophia* sp., *Chonetes bohemicus* Barr., *Brachyspirifer mediobalchaschensis* Bubl. (mns.), *Hysterolites* cf. *histericus* (Schl.), *Myalina* cf. *rhomboidea* Kras., *Megambonia* sp.; *Dechenellurus* cf. *urus* Z. Max.; *Taenioocrada deshiniana* (Goepp.) Kr. et W., *Zosterophyllum australianum* Lang et Cooks., *Psilophyites rectissimum* (Hoeg.) Hoeg., *Drepanophycus gaspianus* (Daws.) Stockm., *Lidasimophyton akkermensis* Senk.; 39 - *Anostylostoma borealis* (Fritz et Waines), *Trupetostroma papulosum* Stearn., *Thamnopora alta* (Tschern.), *Th. kuznetskiensis* (Tschern.) *Th. compacta* Tchud., *Th. major* (Radugin), *Th. cervicornis* (Blainv.), *Th. reticulata* bona Tchud., *Alveolites suborbicularis* (Lam.), *Piacocoenites obesus* Schark., *Tyrganolites eugeni* Tschern., *T. sp. nov.*, *Cystiphyllodes* sp., *Urolophyllum* (?) sp., *Heliophyllum* sp., *Grypophyllum* sp., *Aulacella eifelensis* (Vern.), *Gypidula* sp., *Leptagonia rhomboidalis* (Wilck.), *Protoliptostrophia perplana* (Conr.), *Longispina mucronata* (Hall), *Productella subaculeata* (Murch.), *Uncinulus grandis* Bubl., *Devonatrypa* ex gr. *waterloensis* (Wed.), *Spinatrypa* ex gr. *aspera* (Schl.), *Indospirifer* cf. *pseudowilliamsi* Rzon., *Spinocyrtia audacula* (Conr.), *S. liga* (Owen),

Mucrospirifer mucronatus (Conr.), *M. mesacostalis* (Hall), *Elythina ajdarlensis* Kaplun, *Adolfia* (?) sp., *Elythia fimbriata* (Conr.), *Cyrtina hamiltonensis* Hall, *Athyris spiriferoides* Eaton, *A. concentrica* (Buch.); *Hexacrinites kartzevae* Yelt.; *Dechenella* sp., *Phacops* ex gr. *rana* Green; *Modiomorpha mytiloides* (Conr.); *Artschaliphylon unicum* Senk., *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *L. theodori* (Zal.) Jongm., *Protopteridium* sp., *Karagandella kabanovii* Jur., *Protocephaloterpis* sp.; *Stegolepis jugata* Malin.; 40 - *Avicula* (*Leptodesma*) *asa* B. Nal., *Paracyclas infradomanica* B.; 41 - *Leptaenoma rhomboidalis* (Wilck), *Productella subaculeata* (Murch.), *Atrypa* sp., *Mucrospirifer seid* (Nal.), *Cyrtospirifer* sp., *Leptophloeum rhombicum* Daws.; 42 - *Zosterophyllum* sp., *Drepanophycus spinaeformis* Goepp., *Blasaria sibirica* (Krystt.) Zal.; *Bunodes* sp.; 43 - *Protolpidodendron scharianum* Krejci, *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Protopteridium hostinense* Krejci, *P. aff. thomsoni* (Daws.), Kr. et W., *Aneurophyton* sp., *Barrandina dusliana* (Krejci) Stur., *Tamarella taeniata* Senk. (in mns.); 44 - *Thamnopora alta* (Tschern.), *Th. proba acrospina* (Dub.), *Th. kuznetskiensis* (Tschern.), *Th. cf. beliakovi* Dub., *Th. major* (Radugin), *Th. barroisi* (Lec.), *Th. cervicornis* (Blainv.), *Th. reticulata* (Blainv.), *Th. angusta* Lec., *Th. nicholsoni* (Tschern.), *Alveolites arbuscula* (Radugin), *A. suborbicularis* (Lam.) *A. multispinosus* Dub., *Crassialveolites aff. cavernosus* (Lec.), *Piacocoenites mutabilis* Schark., *Tyrganolites eugeni* Tschern., *T. ex gr. tchernychevi* Dub., *Heliolites porosus* (Goldf.), *H. curvifolius* Dub., *Chaetetes inflatus* Lec., *Ch. regularis* Lec., *Favosites aculeatus* Tchern., *Pachyfavosites vituensis* (Sok.), *P. cf. gurievskensis* (Tschern.), *Macgeea* sp., *Nardophyllum vermiforme* Soshk., *N. marginatum* Wed., *Cystiphyllodes striatum* (Wed.), *C. crasseoseptatum* Bulv., *C. divisum* (Wed.), *Neostrophophyllum modicum* (Smith.), *Heliophyllum halli* Edw. et H., *H. aiense* Soshk., *H. juvene* (Rom.), *Charactrophyllum spongiosum* (Schl.), *Altaiophyllum belgebascicum* Ivan., *Nalivkinella hamiltonae* (Hall), *Phillipsastraea* sp., *Campophyllum litvinovitschae* Soshk., *Tabulophyllum gorskii* (Bulv.), *Zmeinohorskia* sp.; *Aulacella eifelensis* (Vern.), *Gypidula* sp., *Leptagonia rhomboidalis* (Wilck.), *Protoliptostrophia perplana* (Conr.), *Schellwienella umbraculum* (Schl.), *Devonochonetes scitulus* (Hall), *Longispina mucronata* (Hall), *Productella subaculeata* (Murch.), *Spinulicosta spinulicosta* (Hall), *"Camarotoechia" sappho* (Hall), *Nekhoroshevia* sp., *Uncinulus grandis* Bubl., *Atrypa vulgaris* Ljash., *Devonatrypa* ex gr. *waterloensis* (Wed.), *Spinatrypa* sp., *Indospirifer* cf. *pseudowilliamsi* Rzon., *Spinocyrtia audacula* (Conr.), *S. liga* (Owen), *Mucrospirifer mucronatus* (Conr.), *M. mesacostalis* (Hall), *M. mesacostalis* (Hall) var. *tricotata* Rzon., *Elythina ajdarlensis* Kaplun, *E. espensis* Kaplun, *E. aucta* Martynova, *Ambocoelia umbonata* (Conr.), *Elythia fimbriata* (Conr.), *Athyris spiriferoides* Eaton, *Cryptonella planirostra* Hall; *Leptotrypa nicholsoni* Duncan, *Eridotripella devonica* Duncan, *Lioclema minussinense* Moroz., *Paralioclema nodosum* Moroz., *Minussina maculosa* Moroz., *Fenestella vera* Ulrich, *Hemitrypa devonica* Nekh., *Polypora belgebascensis* Nekh.; *Hexacrinites* (?) *biconcavus* Yelt. et Dubat., *Pentagonocyclicus* aff. *balensis* Sis., *Tetragonocyclicus* aff. *indefinitus* Dubat.; *Protolpidodendron scharianum* Krejci, *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Artschaliphylon unicum* Senk., *Prelepidodendron radzenkoi* Senk., *Protopteridium hostinense* Krejci, *Karagandella kabanovii* Jur., *Barrandina dusliana* (Krejci) Stur.; 45 - *Mucrospirifer seid* (Nal.), *M. mesacostalis* (Hall) var. *tricotata* Rzon., *Spinocyrtia audacula* (Conr.); *Leptophloeum* sp., *Lepidodendropsis* (?) sp., *Knorrina* sp.; 46 - *Alveolites* aff. *multispinosus* Dub., *Crassialveolites cavernosus* (Lec.), *Pachyfavosites squamatus* Dub., *P. cf. polymorphus* (Goldf.); *Macgeea pulchra* Spas., *Neostrophophyllum* sp., *Heliophyllum* sp., *Phillipsastraea pentagona* (Goldf.) var. *micromammata* (Roem.), *Endophyllum additum* (E. et H.); *Aulacella eifelensis* (Vern.), *Cariniferella tioga* (Hall), *C. carinata* (Hall), *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl., *Leptagonia rhomboidalis* (Wilck.), *Stropheodonta* ex gr. *interstitialis* Phill., *Schellwienella umbraculum* (Schl.), *Devonochonetes scitulus* (Hall), *Retichonetes nanus* (Vern.), *Productella subaculeata* (Murch.), *Spinulicosta spinulicosta* (Hall), *"Camarotoechia" irgajlensis* Martynova (in litt.), *Septalaria* aff. *semilaevis* (Roem.), *Atrypa subdimidiata* Sverb., *Spinatrypa* cf. *bifidaeformis* Tschern., *Spinocyrtia ali* (Nal.), *Mucrospirifer* ex gr. *mucronatus* (Conr.), *M. mesacostalis* (Hall), *M. mesacostalis* var. *tricotata* Rzon., *M. seid* (Nal.), *M. subposterus* Martynova (in coll.), *Cyrtospirifer* ex gr. *schelonius* Nal., *C. cf. achmet* Nal., *Theodosia* sp., *Elythia fimbriata* (Conr.), *Cyrtina hamiltonensis* Hall., *C. cf. demarii* Bouch., *Cryptonella planirostra* Hall; *Cypritrypa definita* Moroz., *Lioclema vassinense* Moroz., *L. numerosum* Moroz., *L. celebratum* Moroz., *L. haitainense* Yang, *Semicoscinium planiformis* Krasn., *S. dalicatum* Krasn., *Hemitrypa bugusnica* Nekh., *H. devonica* Nekh., *Hexacrinites biconcavus* Yelt. et Dubat., *H. (?) cf. sverbilovi* Stuk.; 47 - *Leptophloeum rhombicum* Daws.

подразделений, исторически сложившимся в настоящем его виде. И замена каких-либо крупных звеньев Международной стратиграфической шкалы на другие, с некоторых позиций даже более удобные, может повлечь за собой ряд новых вопросов и недоразумений, хотя сама проблема корреляции этим не решится.

Поэтому мы считаем, что в Центральном Казахстане отложения с верхнеэмской фауной, выделяемые как казахский горизонт, должны рассматриваться в составе нижнего девона. Границу между нижним и средним девоном следует проводить по кровле казахского горизонта. На южной окраине Карагандинского бассейна этой границе приблизительно соответствует кровля биотарской и комадырской свит.

Стратотип бесобинского горизонта также находится в Северо-Восточном Прибалхашье, где он палеонтологически охарактеризован (Каплун, 1966). В восточной части Нурийского синклинория бесобинскому горизонту по положению в разрезе, по всей вероятности, соответствует нижняя часть карабастауской свиты, выделенной С.А. Мигдисовым в горах Карабастау. Карабастауская свита общей мощностью около 3500 м сложена преимущественно пестроцветными и зеленоцветными осадочными породами с пачкой вулканогенно-осадочных пород кислого состава в кровле свиты. Нижняя часть свиты по облику пород близка биотарской свите, а верхняя треть разреза имеет много общих черт с жандарской свитой Карасорского синклинория. Карабастауская свита, хотя и имеет в подошве мало-мощный горизонт гравелитов и грубозернистых песчаников, тем не менее ложится на биотарскую свиту скорее всего без следов размыва. Такие же и еще более грубообломочные горизонты наблюдаются и в ниже-, и в вышележащих отложениях и являются внутриформационными. Перекрывается карабастауская свита залегающей несогласно аликоринской свитой, содержащей в нижней части фауну живетского возраста. В карабастауской свите обнаружены только отпечатки растений *Tamarella* sp. и пелешпод *Cyricardinia* (?) sp.

В Карасорском синклинории бесобинскому горизонту по положению в разрезе, возможно, отвечает нижняя часть жандарской свиты, лишенная органических остатков. В юго-западных предгорьях хр. Чингиз аналоги бесобинского горизонта, очевидно, присутствуют в нижней части осадочно-вулканогенной керегежальской свиты¹, заключенной между иргайлинской и акбастауской свитами. В верхней ее части собрана флора живетского возраста.

Таким образом, на рассматриваемой территории в девонских отложениях пока нигде не обнаружены остатки фауны, характерной для

¹ Керегежальской Б.Я. Журавлевым (устное сообщение) названа свита, выделявшаяся ранее как "нижняя толща живетского яруса" (Кац и др., 1964), которая, по мнению Н.П. Четвериковой, соответствует бесобинскому горизонту.

бесобинского горизонта, и его возрастные аналоги здесь выделяют-ся условно.

Аналоги айдарлинского и майского горизонтов особенно широко распространены в Центральном Казахстане — в морских фациях на востоке и континентальных на западе. Стратотип айдарлинского горизонта находится в окрестностях пос. Баянаул (Бубличенко, 1945), где он представлен карбонатно-терригенной толщей мощностью около 500 м, трансгрессивно с базальными конгломератами в основании залегающей на вулканогенной кайдаульской свите. Для стратотипа характерны брахиоподы: *Uncinulus grandis* Bulb., *Elythina aidarlensis* Kaplun, *E. aucta* Martynova, *Spinocyrtia audacula* (Cong.), *Microspirifer mesocostalis* (Hall). Граница с вышележащим майским горизонтом в стратотипе не вскрыта, но восточнее, у горы Аккозу отмечается постепенный переход между айдарлинским и майским горизонтами, и граница устанавливается по смене комплексов фауны.

В пределах южных окраин Карагандинского бассейна и юго-западных предгорий хр. Чингиз айдарлинскому горизонту соответствует нижняя половина акбастауской свиты. В последнем районе разрез по южному склону гор Иргайлы может служить парастратотипом айдарлинского горизонта, как наиболее полно охарактеризованный палеонтологически и имеющий границу с майским горизонтом.

В Карасорском синклинории аналоги айдарлинского горизонта заключены в мощной вулканогенно-осадочной карасорской серии (Пославская, Мигдисов, 1971). Характерная для него фауна содержится в средней части нижней — жандарской свиты этой серии¹.

В восточной части Нуринского синклинория верхней части айдарлинского горизонта соответствует нижняя часть аликоринской свиты, выделенной С.А. Мигдисовым север-восточнее пос. Карбушевка. Аликоринская свита общей мощностью более 4500 м залегает на карабастауской без видимого углового несогласия, но с конгломератами в основании. Представлена она преимущественно зеленоцветными алевролитами и песчаниками с маломощными горизонтами тефроидов кислого состава. В нижней части свиты присутствуют пестроцветные песчаники и гравелиты. В нижней половине свиты содержатся живетские брахиоподы и кораллы айдарлинского горизонта, а в верхней половине — брахиоподы майского горизонта (см. табл. 2, 36).

Размыв в основании айдарлинского горизонта и его аналогов, сопровождающийся более или менее ясно выраженным угловым несогласием или без него, прослежен на обширной территории. Верхняя же граница, как и в районе стратотипа, характеризуется всюду,

¹ Характеристика и анализ фауны живетского яруса (айдарлинского горизонта) имеются в работе М.В. Мартыновой (1971).

за редким исключением, согласным налеганием пород с фауной майского горизонта.

Фауна приурочена повсеместно, главным образом к нижней половине айдарлинского горизонта, остатки растений встречаются по всему разрезу. На рассматриваемой территории отложения, подстилающие айдарлинский горизонт, фауны не содержат. В Северо-Восточном Прибалхашье айдарлинский горизонт согласно залегает на бесобинском и отделяется от него по появлению существенно отличного комплекса брахиопод, для которого особенно характерна группа *Microspirifer mucronatus* (Cong.) (Каплун, Сенкевич, 1971). В целом комплекс брахиопод айдарлинского горизонта Прибалхашья, насколько можно судить по имеющимся данным, отличается от такового из стратотипа и разрезов других северных районов присутствием родов *Delthyris*, *Eichwaldia*, обычных в более низких горизонтах девона, отсутствием или редкостью *Spinocyrtia audacula* — одной из наиболее характерных форм стратотипа. Возможно, такое несходство состава связано с неполной изученностью всего комплекса брахиопод айдарлинского горизонта в целом, однако именно оно позволяет предполагать, что живетская фауна в непрерывном морском разрезе Прибалхашья может появляться на более низком стратиграфическом уровне. В таком случае возникает вопрос о соответствии стратотипа всему живетскому ярусу или верхней его половине, тем более, что в пользу последнего свидетельствует сходство фауны стратотипа с комплексом бейского горизонта Алтае-Саянской области. Разрыв и несогласие в основании айдарлинского горизонта могли приходиться на начало или середину живетского века. Нижнеживетские отложения не отлагались или размывы, либо входят в состав свит, сопоставляемых с нижней частью среднего девона, как, например, керегежальская свита Предчингизья, в верхней части которой, согласно А.Л. Юриной, содержится флора живетского яруса.

Ранее делалось предположение о возможности зонального расчленения айдарлинского горизонта в общем его понимании (Мартьянова, 1971), однако для этого данных пока недостаточно.

Стратотип майского горизонта, выделенного вначале как "слой" (Наливкин, 1937), неизвестен. Н.Л. Бубличенко (1945) за тип разреза майского "яруса" выбрал разрез около гор Аккозу, восточнее пос. Баянаул, богатый ископаемой фауной. Присутствие среди брахиопод *Cariniferella tioga* (Hall), *Microspirifer seid* (Nal.), в особенности *Spinocyrtia ali* (Nal.) и *Cyrtospirifer achmet* Nal., служит достаточным основанием для отделения майского горизонта от айдарлинского, несмотря на наличие общих видов, и подтверждает его позднедевонский возраст.

Аналогами майского горизонта по ископаемой фауне являются верхние части акбастауской, ордабайской и аликоринской свит. В разрезе на южном склоне гор Иргайлы в майском горизонте намечаются биостратиграфические зоны по брахиоподам: нижняя, условно

названная "зона *Microspirifer scid*", характеризуется обилием этого вида и сочетанием верхнедевонских видов (*Cariniferella tioga*) с доживающими живецскими (*Spinocyrtia audacula*); верхняя зона *Spinocyrtia ali*, характеризующаяся полным набором видов, обычных для майского горизонта (см. табл. 2, 46), и сопоставляемая с вассинским горизонтом Кузбасса – верхней частью нижефранского подъяруса (Ржонсницкая, 1968б).

Верхняя часть майского горизонта в одних районах срезана предфаменским размылом, в других представлена красноцветными отложениями без фауны, на которые несогласно или с постепенным переходом ложится мейстеровский горизонт фаменского яруса. По стратиграфическому положению (ниже зоны *Cheiloceras*) можно предположить соответствие майского горизонта всему франскому ярусу Западной Европы, хотя комплекс фауны позднефранского возраста в Казахстане пока не выявлен¹.

Фаменские морские отложения, широко развитые на территории Центрального Казахстана, почти повсеместно подразделяются на мейстеровский и сульфидерный горизонты. Стратотипы этих горизонтов – первоначально "слоев" (Наливкин, 1937) – неизвестны.

В основу выделения горизонтов положены различия в комплексах брахиопод, что, однако, не исключает некоторой условности в проведении границы между ними из-за близкого литологического состава и постепенного изменения фауны.

В пределах исследованной территории фаменский ярус наиболее полно изучен на Сарысу–Тенизском водоразделе. В этом районе, как и ранее в других, в мейстеровском горизонте обнаружены аммоноидеи хейлоцерового, а в сульфидерном – пролобитово–платиклимениевого и левигитового горизонтов (подразделения верхнего девона по цефалоподам), что подтверждает их сопоставление с ниже- и верхнефаменским подъярусами. В сульфидерном горизонте выделены слои и соответствующие им зоны по брахиоподам (снизу вверх): зона *Mesoplica semisbugensis* и *Cyrtospirifer sulcifer*, зона *Cyrtospirifer konensis* и *C.talassicus*, зона *Athyris tau-Trifidorostellum plano-ovalis* (Мартьянова, 1967, 1970). Названные зоны частично устанавливаются и в других районах, вплоть до предгорий хр. Чингиз. Выделение биостратиграфических зон и нахождение аммоноидей способствовали установлению верхней границы девона, принятой в основании тогузкуньских слоев (зона *Tenisia dada*) местной схемы, отвечающих симоринскому (бывшему сокурскому) горизонту турнейского яруса Унифицированной региональной схемы ("Фауна пограничных отложений..."¹, 1975).

¹ Отмеченное А.М.Симориным (1956) присутствие в юго-западных районах хр. Чингиз цефалопод зоны *Manticoceras*, согласно упомянутому сообщению Б.И.Богословского, при последующих исследованиях не подтвердилось.

**ФЛОРИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕВОНА
И СОПОСТАВЛЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ФЛОРЫ
ИЗ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Биостратиграфия девонских образований по ископаемым растениям разработана не столь подробно, как по остаткам фауны. В настоящее время по распределению в разрезе девона флористических комплексов выделяются отделы и ярусы.

Флора нижнего девона подробно в данной статье не рассматривается, так как новых материалов не получено (Юрина, 1969; Четверикова и др., 1971а). Следует упомянуть лишь о новой интересной находке нижнедевонской флоры в желтымесской свите Сарысу-Тенизского водораздела (верховья р. Жаман-Кон), где определены *Cooksonia* sp., *Drepanophycus spinaeformis* Goerr., *D. gaspianus* (Daws.) Stockm.

Флора среднего девона установлена в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной и Чингизской геоантиклинальной зонах развития преимущественно морских отложений, в керегежальской, акбастауской и жандарской свитах. Изучение комплексов флоры из указанных свит особенно важно, так как в большинстве случаев заключения о возрасте флоры контролируются данными о распространении морской фауны в совместных местонахождениях. В акбастауской свите южной окраины Карагандинского бассейна остатки флоры приурочены к нижней части свиты, где известна и многочисленная фауна айдарлинского горизонта. Состав комплекса флоры следующий: *Protolepidodendron scharianum* Krejčí, *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Protopteridium* (?) *ramulosum* Jur., *Pseudosporochnus nodosus* Lecl. et B., *Barrandeina dusliana* (Krejčí) Stur., *Karagandella kabanovii* Jur.

По количеству экземпляров и частоте встречаемости на первом месте *Karagandella kabanovii*, *Pseudosporochnus nodosus*. В разрезах нижней половины акбастауской свиты юго-западных предгорий хр. Чингиз флора заключена между слоями с живетской фауной. Она представлена *Protolepidodendron scharianum* Krejčí, *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Prelepidodendron radčenkoi* Senk., *Artschaliphyton unicum* Senk., *Protopteridium hostinense* Krejčí, *Karagandella kabanovii* Jur., *Barrandeina dusliana* (Krejčí) Stur. Здесь весьма обильны плауновидные *Protolepidodendron scharianum*, *Lepidodendropsis kazachstanica*. Подобный комплекс флоры присутствует в верхней части нижележащей керегежальской свиты этого же района. В отличие от акбастауской свиты, здесь отмечаются единичные экземпляры *Prelepidodendron radčenkoi*, *Artschaliphyton unicum*. Сравнение флористических комплексов названных свит указывает на близость систематического состава комплексов. Виды, составляющие основной фон комплексов по числу экземпляров и по частоте встречаемости в отдельных местонахождениях керегежальской, акбастауской и жандарской свит — *Protolepidodendron scharianum*, *Lepidodendropsis kazachstanica*, *Protopteridium hostinense*, *Karagandella kabanovii*, *Barrandeina dusliana*, являясь общими. Общность систематического состава, подтверждающаяся общностью стратиграфического распростра-

нения, позволяет говорить о равноценности флористических комплексов этих свит. Общий состав флоры, выделенной в морских живетских отложениях, представлен 13 формами: *Artschaliphyton unicum*, *Protolapidodendron scharianum*, *Lepidodendropsis kazachstanica*, *L. theodori*, *Prelepidodendron radčenkoi*, *Protopteridium* sp., *P. hostinense*, *P. aff. thomsoni*, *Karagandella kabanovii*, *Pseudosporochnus nodosus*, *Protocephalopteris* sp., *Barrandeina dusliana*, *Tamarella taeniata*.

Сохранение флоры и живетской фауны, наличие видов *Lepidodendropsis kazachstanica*, *Pseudosporochnus nodosus* и др., известных из верхней части среднего девона других регионов, позволяют считать возраст флоры живетским.

Для континентальных отложений западных районов Центрального Казахстана флористические комплексы установлены в талдысайской и кыштауской свитах. В талдысайской свите выделяются два различных комплекса флоры. Комплекс из нижней подсвиты, представленный тремя видами — *Thamnocladus* sp., *Lycopodites* aff. *runcariana* Stockm., *Prelepidodendropsis* sp., является эндемичным, известным только в пределах Сарысу–Тенизского водораздела. Возраст его в настоящее время определяется только как среднедевонский. Второй комплекс, характеризующий среднюю и верхнюю подсвиты, включает *Drepanophycus spinosus* (Krejčí) Kr. et W., *Protolapidodendron scharianum* Krejčí, *Colpodexylon* sp., *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Knorria* sp., *Prelepidodendron radčenkoi* Senk., *Protopterium* sp., *P. aff. thomsoni* (Daws.) Kr. et W., *Barrandeina dusliana* (Krejčí) Stur, *B. striata* Jur. (in mns.), *Broggeria* cf. *norvegica* Nath., *Broggeria* sp. Наиболее многочисленными и часто встречающимися видами являются *Protolapidodendron scharianum*, *Lepidodendropsis kazachstanica*, *Protopteridium* sp., *Barrandeina dusliana*, *B. striata*. Перечисленные виды и *Pseudosporochnus nodosus* составляют также комплекс флоры кыштауской свиты Джезказганского района.

Таким образом, общий комплекс флоры из континентальных отложений представлен 13 формами. Возраст его устанавливается на основании сравнения с комплексом флоры из морских отложений. Оба комплекса отчетливо сопоставляются по родовому и видовому составу. Общих видов семь: *Protolapidodendron scharianum*, *Lepidodendropsis kazachstanica*, *Prelepidodendron radčenkoi*, *Protopteridium* sp., *P. aff. thomsoni*, *Pseudosporochnus nodosus*, *Barrandeina dusliana*, что составляет более 50% от общего их состава. Названные виды по количеству экземпляров и частоте встречаемости преобладают в обоих комплексах и образуют основной фон. Сравнение комплексов флоры из континентальных отложений с комплексами из керегежальской, акбастауской (два региона) и жандарской свит показывает сходство и сопоставимость этих комплексов. Число общих форм выражается соответственно следующими соотношениями (в %): 70, 80, 85, 50. Только четыре вида — *Drepanophycus spinosus*, *Colpodexylon* sp., *Broggeria* cf. *norvegica* — из комплекса талдысайской и кыштауской свит не отмечаются в морских отложениях, причем

Colpodexylon sp., *Broggeria* cf. *norvegica* представлены единичными экземплярами, а *Drepanophycus spinosus* отмечен только в одном местонахождении на Сарысу–Тенизском водоразделе. Установление такого полного сходства живетских комплексов из морских отложений с комплексами флор в континентальных образованиях позволяет считать эти комплексы одновозрастными и дает возможность подойти к решению вопросов корреляции морских и континентальных отложений среднего девона различных районов Центрального Казахстана.

Флора верхнего девона не так разнообразна, как среднедевонская и особенно живетская. В верхней части акбастауской свиты Предчингизья и средней части ордабайской свиты карасорской серии совместно с фауной майского горизонта отмечен *Leptophloeum rhombicum*. Этот вид присутствует и в фаменских отложениях Предчингизья, в дайринской и уйтасской свитах Сарысу–Тенизского водораздела и Джезказганского района, что характеризует широкое стратиграфическое распространение этого вида. В фаменских отложениях Предчингизья, кроме указанного вида, установлены: *Tortkophyton globosum* Jur., *Palaeoxylon kazachstanensis* Jur. et Lem. В дайринской и уйтасской свитах наряду с *Lept. rhombicum* известны *Sphenophyllum subtenerimum* Nath., *Sphenophyllostachys* (?) sp., *Barinostrobus otjericus* Jur. Присутствие прапапоротника *Tortkophyton globosum* и голосеменного *Palaeoxylon kazachstanensis* с высокоразвитой вторичной древесиной в Предчингизье и членистостебельных *Sphenophyllum subtenerimum*, *Sphenophyllostachys* (?) sp. на Сарысу–Тенизском водоразделе, никогда не отмечавшихся во франкских отложениях, дает основание считать возраст приведенного комплекса фаменским, что подтверждается и совместно найденной фауной.

ИХТИОФАУНА И ЕЕ ПОЛОЖЕНИЕ В РАЗРЕЗЕ

Остатки ископаемых рыб в девоне Сарысу–Тенизского поднятия найдены только в талдысайской свите жаксыконской серии. Поэтому ограничимся лишь рассмотрением вопросов, связанных с возрастом талдысайской свиты. Талдысайская свита изучена в бассейнах рек Сары–Кингир, Жаксы–Кон и Терс–Аккан, где описаны разрезы этой свиты, ее взаимоотношения с вышележащей айртауской свитой жаксыконской серии и нижележащими образованиями кислых пирокластолитов желтымесской свиты нижнего девона (Мазарович и др., 1971).

Комплекс икhtiофауны талдысайской свиты представлен пластинокожими, кистеперьми и двоякодышащими рыбами. Преобладающее значение в этом комплексе имеют представители пластинокожих рыб – антиархи.

Антиархи представлены новыми, ранее неизвестными в девоне родами – *Stegolepis* Malin. и *Tenizolepis* gen. nov. и известным родом *Asterolepis*. Остатки панциря рода *Stegolepis* найдены в большом количестве в средней и, в меньшей степени, в верхней части

талдысайской свиты. Единичный отпечаток панциря рода *Stegolepis* найден в жандарской свите Карасорского синклинория. Род *Tenizolepis* характеризует среднюю и верхнюю части талдысайской свиты, а род *Asterolepis* — среднюю. Ископаемые рыбы нижней части талдысайской свиты представлены единичными остатками артродир, которые в настоящее время изучаются. Из антиарх талдысайской свиты только род *Asterolepis* встречается в других регионах и характеризует средне-верхнедевонские отложения. Остальные два рода — *Stegolepis*, *Tenizolepis* — являются эндемичными, известными в настоящее время только на территории Центрального Казахстана. Совместное нахождение антиарх талдысайской свиты и растительных остатков (в ряде случаев в одних и тех же прослоях), характерных для живецких отложений Центрального Казахстана, а также находка *Stegolepis jugata* в жандарской свите Карасорского синклинория вместе с морской фауной живецкого возраста позволяют считать возраст антиарх талдысайской свиты живецким. Кроме того, род *Stegolepis* обнаруживает сходство с высокотельми антиархами, известными только из отложений среднего девона Шотландии, Рейнских сланцевых гор и Прибалтики. Таким образом, возраст средней и верхней частей талдысайской свиты по антиархам и ископаемым растениям определяется однозначно как живецкий. Обоснование возраста нижней трети талдысайской свиты по ихтиофауне, представленной единичными остатками артродир, пока невозможно — необходимы дополнительные сборы ископаемых рыб.

* * *

Предлагаемое сопоставление морских и континентальных девонских отложений, распространенных от гор Улутау до хр. Чингиз, приводимое в табл. 2, основано на следующем.

Во-первых, на последовательном прослеживании и сопоставлении от района к району картируемых стратиграфических подразделений с учетом как региональных несогласий, которые обычно тяготеют к единому стратиграфическому уровню или вблизи к последнему, так и локальных перерывов, отражающих какую-то частную специфику строения девонских отложений отдельных районов.

Во-вторых, на палеонтологической характеристике отдельных литологически обособленных стратиграфических единиц с учетом всех определений остатков как фауны, так и флоры. Два обстоятельства облегчают задачу: совместное нахождение в ряде случаев ископаемых остатков, обычных для морских и континентальных отложений (беспозвоночных, рыб, растений), представительность коллекции флоры. Учитывается также и провинциализм ископаемых остатков. В то же время авторы понимают, что предлагаемая корреляция девонских отложений является в какой-то мере условной, однако более полной, чем прежние сопоставления. Это обстоятельство заставляет с максимальной осторожностью относиться к желанию установить выделенные горизонты на всей обширной площади Центрального Казахстана, включающей и районы, где распространены

континентальные отложения. Попытки расчленить девонские, в том числе континентальные, отложения на горизонты при неполных или спорных данных по корреляции отдельных элементов разреза следует считать пока преждевременными. Более того, распространение горизонтов на всю площадь создает картину мнимого благополучия и завершенности стратиграфических работ, что может оказать отрицательное влияние в будущем на развитие этих работ.

Предлагаемая схема (см. табл. 2) не свободна от недостатков, так как имеются еще нерешенные или спорные вопросы, часть фактов трактуется неоднозначно.

К подобным вопросам относятся следующие.

1. Нет общего представления о границе нижнего и среднего девона. Это находит свое отражение при сличении двух предлагаемых таблиц, из которых суть первой изложена в решении II Казахстанского стратиграфического совещания в Алма-Ате (1971 г.) и в работах М.А.Ржонсницкой (1969), Н.Л.Бубличенко (1968), Л.И.Каплун и М.А.Сенкевич (1971), а вторая отражает точку зрения Л.Л.Халфина, А.Р.Ананьева и др. (1968), а также авторов настоящей работы.

2. Выделение возрастных аналогов бесобинского горизонта следует принять условным, ввиду того что в девонских отложениях других регионов Центрального Казахстана нигде не обнаружена свойственная ему фауна.

3. Остается нерешенным вопрос о соответствии айдарлинского горизонта всему живетскому ярусу или же его верхней половине. Учитывая позднеживетский возраст фауны стратотипа этого горизонта, возможно, следует иметь в виду целесообразность выделения нового горизонта, отвечающего нижней половине живетского яруса со стратотипом в Северном Прибалхашье.

4. Имеются противоречия в сопоставлении некоторых свит. Так, комплексы фауны из средней части жандарской свиты и из нижних частей акбастауской и аликоринской свит идентичны. Однако по литологическим признакам и составу перемытого вулканогенного материала жандарская свита достаточно уверенно сопоставляется с верхней третью карабастауской свиты Нуринского синклинория, подстилающей аликоринскую.

ЛИТЕРАТУРА

- Бандалетов С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Богданов А.А., Мазарович О.А., Михайлов А.Е., Четверикова Н.П. Новые данные по геологии докембрийских отложений Атасуйского района. - Сов. геология, 1955, № 48.
- Богданов А.А., Кабанов Ю.Ф., Канфель О.М., Мазарович О.А., Четверикова Н.П., Щербакова М.Н., Юрина А.Л., Яковлева Е.Б. Стратиграфия и фауна отложений девона окраин Карагандинского бассейна. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, № 6.

- Борисяк М.А. Силурийские (венлокские) брахиоподы из Карагандинской области. – Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, вып. 3.
- Борисяк М.А. Стратиграфия силура южной окраины Карагандинского бассейна и Северного Прибалхашья. – В кн. "Совет. по унификации стратигр. схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана", т.1. Алма-Ата, 1960.
- Бубличенко Н.Л. Новая стратиграфическая схема девонских отложений Северо-Восточного Казахстана. – Докл. АН СССР, 1945, т. X, XII, № 5.
- Бубличенко Н.Л. Девон Казахстана. – В кн. "Совет. по унификации стратигр. схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана", т.2. Алма-Ата, 1960.
- Бубличенко Н.Л. О кубенском ярусе и несколько замечаний о нижнем девоне вообще. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, № 1.
- Бубличенко Н.Л. О некоторых сопоставлениях девона Северо-Восточного Казахстана, Северной Америки и Западной Европы. – В кн. "III междунар. симпозиум по границе силура и девона". Рефераты докл. Л., 1968.
- Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и Юго-Западного Чингиза. – Материалы по геологии Центр. Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1971, IX.
- Голубовский В.А., Зайцев Ю.А., Петренко А.З. Новые данные по стратиграфии девона Джезказган-Улутауского района. – В кн. "Вопросы геологии Центр. Казахстана". Материалы по геологии Центр. Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1971, т. X.
- Елкин Е.А. О границе нижнего и среднего девона на юге Западной Сибири по трилобитам. – Геология и геофизика, 1967, № 8.
- Елкин Е.А. Стратиграфия морских нижнедевонско-эйфельских отложений Алтае-Саянской складчатой области. – В кн. "III междунар. симпозиум по границе силура и девона". Рефераты докл. Л., 1968.
- Зайцев Ю.А., Мазарович О.А., Тихомиров В.Г. Общая стратиграфическая схема континентальных толщ среднего – верхнего девона Сарысу-Тенизского водораздела и Джезказган-Улутауского района (Центральный Казахстан). – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Каплун Л.И. Новые данные о стратиграфии эйфельских отложений Северного Прибалхашья. – Сов. геология, 1966, № 9.
- Каплун Л.И., Сенкевич М.А. Средний девон Северного Прибалхашья. – Материалы по геол. и полезн. ископ. Южн. Казахстана". Алма-Ата, "Наука", 1971, вып. 4.
- Кац Я.Г., Мартынова М.В., Успенский Е.П., Асатуллаев Н.Р., Юрина А.Л. Живетские и верхнедевонские отложения западных окраин Чингиза. – Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1964, № 4.
- Ковалевский О.П. О возрасте силурийских карбонатных толщ Центрального Казахстана. – Сов. геология, 1959, № 3.
- Красилова И.Н. Стратиграфия и пелещиподы верхов силура и нижнего девона Северо-Восточного Прибалхашья. – Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 75.
- Леонов Г.П. Основы стратиграфии, т. II. М., Изд-во МГУ, 1974.
- Мазарович О.А., Веймарн А.Б., Великовская Э.М., Малиновская С.П., Пейх В., Разина Т.П., Юрина А.Л. Девон северного крыла Сарысу-Тенизского поднятия и южного крыла Тенизской впадины. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геологии Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Мартынова М.В. Новые данные о границе девона и карбона на Сарысу-Тенизском водоразделе (Центральный Казахстан). – Бюлл. МОИП, 1967, № 6.
- Мартынова М.В. Новые позднедевонские брахиоподы Центрального Казахстана. – Палеонт. журн., 1970, № 1.

- Мартынова М.В. Материалы к фаунистической характеристике и стратиграфии живетского яруса Центрального Казахстана. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, № 2.
- Наливкин Д.В. Брахиоподы верхнего и среднего девона и нижнего карбона Северо-Восточного Казахстана. – Труды ЦНИГРИ, 1937, вып. 99.
- Обручев Д.В., Черкасова С.В., Меннер В.В., Новицкая М.И., Патрунов Д.К. Корреляция нижнедевонских отложений Юго-Западного Таймыра и Сибирской платформы по комплексам брахиопод и иктиофауны. – В кн. "III междунар. симпозиум по границе силура и девона". Рефераты докл. Л., 1968.
- Пославская И.А., Мигдисов С.А. Строение вулканогенно-осадочных образований средне-верхнедевонского возраста района озера Карасор. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Проект стратиграфического кодекса СССР. Л., "Недра", 1970.
- Резолюция Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
- Ржонсницкая М.А. Основные проблемы стратиграфии нижнего и среднего девона. – В кн. "III междунар. симпозиум по границе силура и девона". Рефераты докл. Л., 1968а.
- Ржонсницкая М.А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна, т. 1. Стратиграфия. Л., "Недра", 1968б.
- Симорин А.М. Стратиграфия и брахиоподы Карагандинского бассейна. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1956.
- Успенский Е.П. Стратиграфия нижне- и среднедевонских континентальных отложений юго-западного склона хр. Чингиз (Центральный Казахстан). – Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1965, № 3.
- Ушатинская Г.Т. Силурийская система. Нуринский синклиниорий. – В кн. "Геология СССР", т. 20. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972.
- Фауна пограничных отложений девона и карбона. М., Изд-во "Недра", 1975.
- Халфин Л.Л., Ананьев А.Р., Иванья В.А., Краснов В.И., Миرونнов Н.В. О границах и ярусах нижнего девона. – Труды Томск. гос. ун-та, 1968, вып. 202.
- Четверикова Н.П., Ушатинская Г.Т. Стратиграфия силура и нижнего девона Нуринского синклинория. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геологии Центр. Казахстана, т. IV. М., Изд-во МГУ, 1966.
- Четверикова Н.П., Урываева А.П., Федоров Т.О. Особенности строения магматического комплекса девонского краевого вулканического пояса. – В кн.: "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геологии Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971а.
- Четверикова Н.П., Ушатинская Г.Т., Беляев О.Е., Журавлев Б.Я., Кабанов Ю.Ф., Мартынова М.В., Мигдисов С.А., Успенский Е.П., Юрина А.Л. Стратиграфия девона северной части герцинид Центрального Казахстана и краевого вулканического пояса. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1971, б. № 1.
- Юрина А.Л. Девонская флора Центрального Казахстана. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геологии Центр. Казахстана, т. VIII. М., Изд-во МГУ, 1969.

ДЕВОНСКИЕ МОЛАССЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

О.А. Мазарович

В Центральном Казахстане исследователь сталкивается с исключительно сложным объектом изучения, когда в поле зрения оказываются толщи девонских осадочных пестроцветных и красноцветных обломочных пород, замещающихся на разных стратиграфических уровнях продуктами извержений. Все эти осадочные и вулканогенные породы имеют континентальное происхождение. Отсутствие маркирующих горизонтов, недостаточная палеонтологическая характеристика усложняли расчленение фациально изменчивых толщ.

Вопросам стратиграфии девонских отложений рассматриваемой области посвящено большое количество публикаций. Наиболее новыми, сводящими впервые стратиграфически весь материал, являются работы В.А. Голубовского, Ю.А. Зайцева, А.З. Петренко (1971), Ю.А. Зайцева, О.А. Мазаровича, В.Г. Тихомирова (1971а,б), О.А. Мазаровича, А.Б. Веймарна, Э.М. Великовской, С.П. Малиновской, В.Пейха, Т.П. Разиной, А.Л. Юриной (1971).

Настоящая статья посвящена рассмотрению девонских образований с точки зрения их формационной принадлежности. Под формацией автором понимается естественно обособляющаяся совокупность парагенетически тесно связанных пород, слагающих некое геологическое тело, позволяющее различать тектонические условия и соответствующую стадию развития данного района.

Н.П. Херасков писал (1967, стр. 15): "Понятие о формациях можно считать проанализированным, если последовательно выяснить, что общего есть между породами, входящими в формацию, как следует проводить границы, отделяющие формации друг от друга, и, наконец, как формации связаны с тектоническими структурами и их развитием". Применительно к анализу именно молассовых формаций необходимо добавить один очень важный вопрос: откуда шел снос обломочного материала?

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ ДЕВОНА САРЫСУ-ТЕНИЗСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА И ДЖЕЗКАЗГАН-УЛУТАУСКОГО РАЙОНА

Нижне-среднедевонские отложения представлены на Сарысу-Тенизском водоразделе тараншинской и желтымесской свитами, в Джезказган-Улутауском районе - кзылтауской свитой. От Атасуйского под-

нения к западу вулканогенные образования сменяются полностью обломочными отложениями вдоль воображаемой линии – среднее течение р. Жаксыкон – район гор Кзылтау (Эскулинский купол). Подобная смена осуществляется на расстоянии от 80 до 170 км. Мощные накопления нижнего, возможно, частично среднего девона объединяются в раннедевонский Сарысуйский прогиб. Он имеет юго-западное простирание и охватывает южные, юго-восточные и восточные части Сарысу-Тенизского водораздела (Мазарович, Минервин, 1971).

Непрерывный разрез обломочных отложений в Кзылтауском грабене Эскулинского купола, как показали исследования В. А. Голубовского (Голубовский и др., 1964), состоит по крайней мере из двух толщ – конгломератовой и песчаниковой пестроцветной. В основании нижней, конгломератовой толщи располагается базальный валунный конгломерат со слабоокатанными обломками гнейсов. Выше следует чрезвычайно фашиально изменчивая толща, сложенная преимущественно конгломератами средне- и мелкогалечными, состоящими из эффузивов кислого состава, кварца, слюдяных сланцев, гранитоидов. Местами конгломераты по простиранию замещаются гравелитами и пуддинговыми песчаниками. Устанавливается латеральная изменчивость: конгломераты → гравелиты → пуддинги → песчаники. Вверх по разрезу количество прослоев конгломератов уменьшается, а мощность их сокращается. Конгломераты повсеместно включают гальку кислых эффузивов. Выше согласно залегает песчаниковая толща, связанная с нижней постепенными переходами и состоящая из зелено-серых и красновато-бурых песчаников, отдельных прослоев конгломератов и гравелитов. Песчаники часто имеют косую слоистость. В верхах разреза присутствуют прослои кислых туфов и озерных известняков. Мощность кзылтауской свиты в грабене достигает 2600 м.

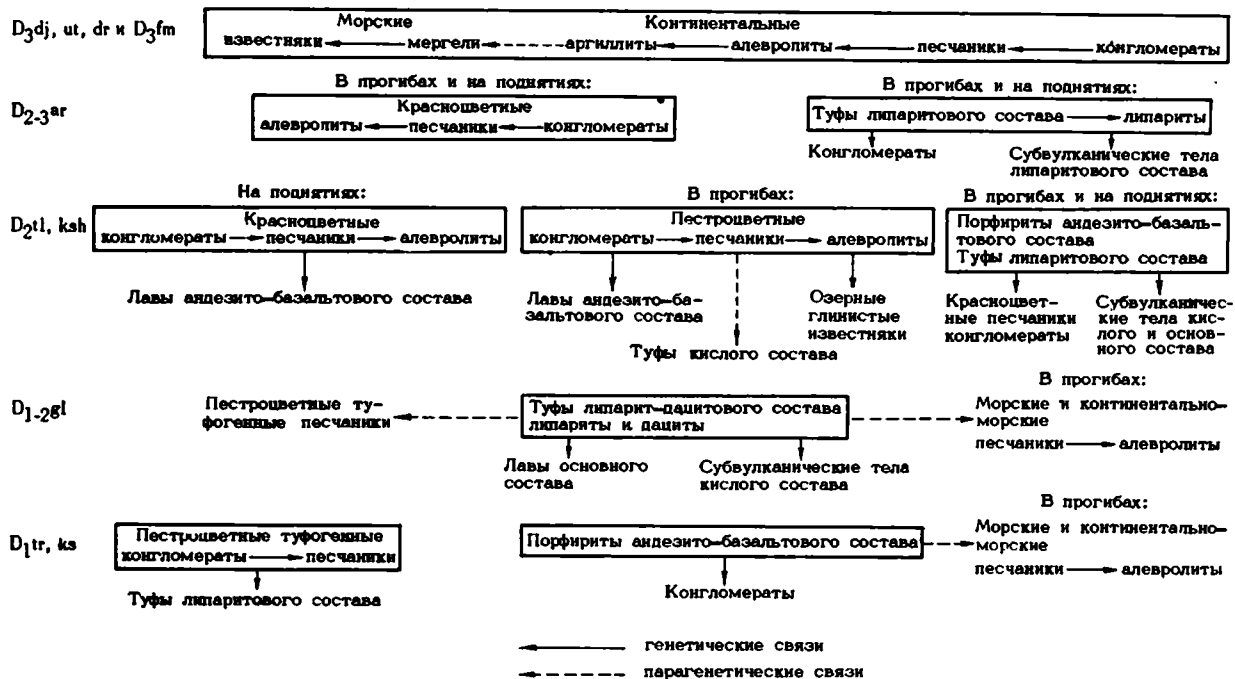
Породы свиты континентального происхождения, накопление же их происходило в водных потоках в условиях сильно расчлененного рельефа. Обломочные отложения аллювиально-пролювиального происхождения генетически, вероятно, взаимосвязаны, а их совместное нахождение с туфами кислых лав дополняет общую картину этой парагенетической ассоциации.

Континентальные обломочные отложения нижнего девона рассмотрены в южной части Сарысу-Тенизского водораздела и вдоль среднего течения р. Жаксыкон, где они объединяются в тараншинскую свиту – существенно вулканомиктовую конгломератовую.

Конгломераты → песчаники (туфогенные) → туфы (редко) составляют характерную парагенетическую ассоциацию свиты. Мощность ее в некоторых местах близка к 2000 м. В центральных частях Сарысуйского прогиба осадочные образования тараншинской свиты начинают включать отдельные пакки и прослои лав андезито-дацитового состава и реже туфов кислого с характерным парагенезом (табл. 1): конгломераты → песчаники → лавы андезито-базальтового состава → туфы дацитового состава (редко).

Таблица 1

Генетические и парагенетические связи, свойственные девонским образованиям на Сарысу-Тенизском водоразделе и в Джезказган-Улутауском районе (Центральный Казахстан)



Примечание. В рамках заключены породы, доминирующие среди образований того или иного стратиграфического уровня.
tr - тараншская свита; gl - желтымесская свита; t1 - талдысайская свита; ag - айртауская свита; dr - даринская свита; ks - кзылтауская свита; ksh - кыштауская свита; dj - джездинская свита; ul - уйтасская свита.

Вся совокупность преимущественно грубообломочных континентальных пород носит все признаки пестроцветной вулканогенной молассы (Мазарович, 1972, 1974). Каковы ее пространственные ограничения?

Нижней границей молассы следует считать базальную границу кзылтауской и тараншинской свит, которая лишь местами оказывается неясной, а на значительных пространствах эта граница имеет отчетливо несогласный характер. Верхней границей молассы мы полагаем несогласную базальную границу желтымесской свиты пирокластолитов липарит-дацитового состава. На западе латеральные ограничения молассы неизвестны в силу либо размыва, либо захоронения под более молодыми отложениями. Восточное ограничение молассовой формации определяется появлением андезито-базальтовых порфиритов и туфов кислого состава.

В структурном отношении моласса приурочена к сложно построенному северо-западному крылу Сарысуйского прогиба. Описываемую формацию мы называем первой молассой. Напомним, что зона перехода тараншинской свиты в лавы андезито-базальтового состава образована "конгломерат-порфиритовой" толщей, что обособляет ее от вулканических конгломератов остальной части формации. Источником сноса, точнее "зонами сноса", являлись вулканические нагорья востока и юго-востока Сарысу-Тенизского водораздела и отдельные поднятия вдоль северо-западного и западного крыльев Сарысуйского прогиба.

Первая вулканогенная формация является возрастным аналогом пестроцветной молассы и фациально ее замещает. В отношении формационной принадлежности вулканогенных образований восточной части Сарысу-Тенизского водораздела единой точки зрения нет. А.Е. Михайлов (1969) склонен различать среди вулканогенных пород нижнего - среднего девона две самостоятельные формации - базальтовую и гранит-порфировую, отвечающие соответственно "порфиритовой" толще и толще кислого состава. По мнению В.Г. Тихомирова (1971), накопление андезито-базальтовых и липарит-дацитовых вулканогенных пород осуществлялось в ходе единого вулканического "цикла", завершившегося внедрением гранодиоритов карамендинского комплекса.

Автор склонен принять в данном случае точку зрения В.Г. Тихомирова и выделять вулканогенные образования в одну вулканогенную формацию в силу следующих соображений. Среди пород "порфиритовой" толщи на разных стратиграфических уровнях присутствуют кислые породы, а среди пород желтымесской свиты - порфириты. Тем не менее определенная разница между двумя толщами несомненно существует, что заслуживает выделения среди вулканогенной формации двух субформаций: андезито-базальтовой и липарит-дацитовой.

Распространение кислых и основных эффузивных пород, а также гранодиоритов карамендинского комплекса, вытянутых широкой полосой на юге и юго-востоке Сарысу-Тенизского водораздела,

определяет положение зоны высокой магматической проницаемости – Казахстанского вулканического пояса, возникшего на базе глубинного разлома того же простирания. Этот вулканический пояс в настоящее время представляет “залеченный” магматическими породами глубинный шов, определяющий естественную границу между каледонидами и варисцидами Казахстана.

Континентальные формации нижнего – среднего (?) девона – пестроцветная молассовая и вулканогенная – отвечают первой стадии посткаледонского развития западной части Центрального Казахстана: заложению глубинного разлома и Казахстанского вулканического пояса, обособлению срединного массива и формированию его чехла.

В среднем – верхнем девоне выделялась одна формация, которая разными авторами называлась по-разному: нижняя красноцветная формацией межгорных впадин (Мазарович, 1956, 1961), вулканогенно-терригенной красноцветная молассой (Зайцев, 1961), аркозовой формацией (Михайлов, 1969) и т.д.

В Джезказган–Улутауском районе, во внутренних частях Шагырлинского, Тамдинского и Тастинского средне-позднедевонских прогибов, располагается серия осадочных пестроцветных пород, лежащих непосредственно на докембрий. На северном склоне Сарысу–Тенизского водораздела единая серия разобьется крупным перерывом и внедрением гранитов, причем нижняя, большая часть разреза содержит значительное количество вулканогенных пород. В восточной части водораздела и на его южном склоне перерыв имеет тот же характер; породы нижней части представлены исключительно вулканогенными образованиями, прорванными гранитами теректинского комплекса.

Конкретные парагенезы пород, обособленность отдельных геологических тел, достаточно четкие их объемные ограничения, связь с отдельными конседиментационными прогибами показывают, что и в Сарысу–Тенизском водоразделе и в Джезказган–Улутауском районе в среднем – верхнем девоне образовались две формации – вторая моласса и вторая вулканогенная формация. Фрагменты этих формаций мы видим в ряде разобьенных мест почти на всей рассматриваемой территории.

Вторая молассовая формация выполняет сложно построенный средне-позднедевонский Сарысу–Тенизский прогиб широтного простирания, состоящий в свою очередь из отдельных частных прогибов и поднятий. Наиболее характерными породами молассы являются красноцветные и пестроцветные косослоистые и параллельнослоистые конгломераты, песчаники и алевролиты вулканомиктового состава, возникшие главным образом за счет дезинтеграции кислых и средних вулканогенных пород, гранитов и гранодиоритов и, кроме того, за счет разрушения близких местных источников сноса, разобьавших отдельные конседиментационные прогибы. Терригенная составляющая часть молассы в общем составляет от 60–70 до 100%. Другая часть формации состоит в основном из вулканогенных

пород. К их числу относятся андезито-базальтовые порфириды, часто миндалекаменные, туфы и лавы липарит-дацитового состава, туфобрекчии, пемзовые вулканогенные породы кислого состава. Из осадочных пород, кроме пород основного ряда, присутствуют осадочные брекчии, конгломераты и глинистые известняки озерного происхождения. Довольно редко, да и то в верхних частях разреза, появляются аргиллиты и мергели.

Для осадочных пород нижней части разреза на уровне телдысайской и кыштауской свит (в прогибах) характерна пестрая окраска, чередование зеленовато-серых, зеленых и голубоватых прослоев с красными, коричневатыми, желтовато-красными, причем последних становится значительно больше на относительных поднятиях. В верхней части разреза на уровне айртауской и дайринской свит преобладают красноцветные породы. В прогибах пестроцветные и красноцветные пачки образуют сложно наложенные косые серии, наклоненные как к осевым частям прогибов, так и в целом в западных направлениях. Несомненно континентально-флювиальное происхождение всех этих пород, мощность которых достигает весьма значительной величины и составляет 3000-4000 м. На разных стратиграфических уровнях, в хорошо обнаженных участках, удается установить некоторые генетические типы - аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, озерные, коллювиальные накопления. Среди аллювиальных отложений достаточно четко устанавливаются генетические связи между конгломератами, песчаниками, внутриформационными брекчиями, алевролитами, где местами устанавливаются фации руслового и пойменного аллювия, старичные накопления.

Глинистые известняки, алевролиты, параллельнослоистые песчаники составляют генетический ряд озерных отложений (центральная часть Жаксыконского прогиба).

Вся совокупность пестроцветных отложений накапливалась при энергичной вулканической деятельности, возрастающей в направлении от Джезказган-Улутауского района к востоку и югу Сарысу-Тенизского водораздела. Для второй молассы характерно присутствие в основании разреза на западе рассматриваемой площади андезито-базальтовых лав, которых становится все больше к востоку. Уже в Жаксыконском прогибе лавы основного состава, слагающая среднюю часть разреза, имеют весьма значительную мощность. По мере приближения к вулканическому поясу в составе формации во все возрастающем объеме появляются кислые пирокластиты, замещая основные вулканогенные породы как в основании, так и в верхней части формации.

Нижняя граница формации достаточно ясная и почти повсеместно четкая - это базальная несогласная граница жаксыконской серии, лежащей на докембрий, нижний палеозой, каледонские гранитоиды, силур, нижний - средний девон и гранодиориты карамендинского комплекса. Нижней границей молассы в ряде случаев являются основания айртауской, джездинской, уйтасской и дайринской свит, каждая из которых перекрывает вулканогенную формацию следом - верхнего девона или более древние образования. Верхней

границей является подошва известняков либо мейстеровского, либо сульфидерового горизонтов фамена, либо турне.

Латеральные границы могут быть намечены лишь условно, учитывая тесное взаимопроникновение осадочных и вулканогенных пород. На юге водораздела граница формации устанавливается восточнее гор Итас, следует вдоль южного ограничения Шубаркульской впадины, прослеживается на северо-восток, имея извилистую конфигурацию, к р. Жаксыкон и далее к излучине р. Нура. Южная граница проходит вблизи железной дороги на Джекказган, северная — предполагается по северному крылу Кыпшакского прогиба. В этих районах девон сплошь перекрыт карбоном и верхним палеозоем. Западная граница формации под мезо-кайнозоем вообще неизвестна.

Вторая, как и первая, моласса носит отчетливо выраженный "трансгрессивный" характер. Вторая вулканогенная формация замещает вторую молассу латерально в восточных и южных районах Сарысу-Тенизского водораздела, где распространены вулканогенные аналоги жаксыконской серии. Вулканогенные аналоги талдысайской свиты к востоку от р. Жаман-Кон характеризуются двумя ассоциациями: андезито-базальтов и трахи-андезито-базальтов, которые представлены диабазами, диабазовыми порфиритами и пироксен-плаг-ио-гидрохлоридными андезито-базальтовыми порфиритами. По мнению В.Г. Тихомирова (1971), "... породы андезито-базальтовой и трахиандезито-базальтовой ассоциаций принадлежат к производным нормальной щелочноземельной магмы, и представляют собой непрерывный ряд с разных типов пород и соответствующих им минеральных парагенезисов". Андезито-базальты переслаиваются с быстро выклинивающимися пестроцветными вулканомиктовыми песчаниками и конгломератами, и сонахождения их весьма характерны, однако количество их в вулканогенной толще не превышает 20-30%.

В нижней части разреза талдысайской свиты на Теректинском поднятии и местами в восточной части Сарысу-Тенизского водораздела присутствуют толщи липарито-дацитовых туфов, которые встречаются в виде прослоев также по всему разрезу. Эта особая ассоциация, как показал В.Г. Тихомиров (1971), символически изображается как "андезито-базальты и липариты → липариты". Верхние части формации на Теректинском поднятии представлены желтыми, оранжевыми, желтовато-серыми, красными туфами, туфобрекчиями, автомагматическими брекчиями и игнимбритами липаритового и липарит-дацитового составов, редкими пластами красноцветных конгломератов и песчаников. Подобные ассоциации встречаются в верхах разреза в восточной и юго-восточной частях Сарысу-Тенизского водораздела. Жаксыконская серия рвется дайками и субвулканическими телами гранит-порфиров, аплитов, а также гранитами теректинского комплекса. Все эти породы встречаются в валунах дайринской свиты в массовом количестве. Верхняя граница второй вулканогенной формации определяется либо базальной границей дайринской свиты, либо известняками фаменского яруса, которые местами трансгрессивно залегают на вулканогенных породах.

Вторая молассовая и вторая вулканогенная формации образовались в последующие две стадии развития рассматриваемой территории. Второй стадии развития отвечает время глыбовой переработки каледонского фундамента, дальнейшего развития чехла срединного массива и вулканического пояса и отмирания последнего после внедрения гранитов теректинского комплекса в позднем девоне. Структурная перестройка охватила весь Сарысу-Тенизский водораздел.

Интересно, что, несмотря на изменение структурного плана в среднем и позднем девоне, на Сарысу-Тенизском водоразделе положение Казахстанского вулканического пояса остается на протяжении всего девона прежним, унаследованным от раннего девона. В этом видна явная связь в развитии Сарысу-Тенизского водораздела в первую и вторую половину девона. В Джезказган-Улутауском районе структурной перестройки в начале дайринского (джездинского) времени не произошло и продолжалось унаследованное развитие в течение всего позднего девона на фоне неуклонного расширения площади накопления второй молассы. Третья стадия отвечает времени изменения и расширения площади осадконакопления, прекращения вулканической деятельности, пенепленизации и наступления морской трансгрессии.

Таким образом, три стадии развития отчетливо намечаются на большей части территории Сарысу-Тенизского водораздела, а в Джезказган-Улутауском районе вторая и третья стадии отчетливо не выделяются и фиксируются лишь рядом краевых несогласий в "красноцветной части" разреза молассы.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МОЛАСС С ВЫШЕ- И НИЖЕЛЕЖАЩИМИ ФОРМАЦИЯМИ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В ЧЕХЛЕ СРЕДИННОГО МАССИВА

В работе О.А. Мазаровича и О.В. Минервина (1971) подробно рассматривался вопрос о взаимоотношениях силурийских и девонских моласс в западной части Центрального Казахстана. Суть представлений этих авторов сводилась: 1) к необходимости признания за нижним силуром, который накапливался в остаточных и унаследованных от каледонской структуры прогибах, роли эпигеосинклинальной молассы, завершившей каледонский тектонический цикл, в западной части Центрального Казахстана; 2) к утверждению, что континентальный красноцветный вулканогенно-осадочный девон, имеющий "трансгрессивное" строение, залегает с несогласием на древнем палеозое и нижнем силуре; 3) снос в девонские прогибы осуществлялся со стороны девонского вулканического пояса, новообразованной структуры, возникшей в ходе девонской тектоно-магматической активизации, в направлении Улутауского и Ниязского каледонских антиклинорий; 4) девонские молассы, следовательно, являются постгеосинклинальными молассами, не связанными со складчатостью конца каледонского тектонического "цикла".

Морские отложения фаменского яруса и нижнего карбона залегают на второй молассовой формации с постепенным переходом, либо "сползают" с нее, переходя трансгрессивно на более древние отложения. Карбонатные или глинисто-карбонатные породы, имеющие очень широкое распространение в пределах срединного массива и запечатлевающие широкую морскую трансгрессию, охватившую, по сути дела, почти всю его площадь, выделяются обычно в морскую карбонатную формацию. Последняя местами в латеральном направлении замещается морской терригенно-карбонатной формацией верхов нижнего карбона, обычно начиная со среднего визе. Последняя в свою очередь не только перекрывается, но и замещается угленосной формацией (юг Тенизской впадины, Завьяловская и другие мульды).

Вышележащие континентальные отложения верхнего палеозоя (начиная с кирейской и таскудукской свит) залегают на нижнем карбоне, как правило, согласно. Иногда в основании владимирской свиты проявляются несогласия. В настоящее время верхний палеозой локализован в Тенизской и Джезказганской впадинах, а также в грабен-синклинали у оз. Шубаркуль в центре Сарысу-Тенизского водораздела.

Если рассматривать весь комплекс чехла каледонского срединного массива, то девонские континентальные образования в составе первой и второй молассовых формаций слагают его нижнюю часть. Верхний палеозой оказывается третьей постгеосинклинальной молассовой формацией, замещающейся в нижней перми эвапоритовой формацией.

ДЕВОНСКИЕ МОЛАССЫ ДРУГИХ ОБЛАСТЕЙ КАЗАХСТАНА

Девонские континентальные красноцветные осадочные и вулканогенные образования получили довольно широкое, но неравномерное распространение в Казахстане, тяготея главным образом к каледонскому срединному массиву. Мы рассмотрели девон Сарысу-Тенизского водораздела и Джезказган-Улутауского района, где девон наиболее полно развит, отложения его имеют большие мощности, а фациальные изменения сравнительно неплохо изучены. Кроме этой области, сходные образования развиты в складчатом обрамлении Карагандинского бассейна, в Атасу-Моинтинском районе и далее к юго-востоку вплоть до Северо-Западного, Западного Прибалхашья, в Ерементау-Ниязском районе Северо-Восточного Казахстана, вдоль юго-западных предгорий хр. Чингиз; Северном Тянь-Шане, в Большом Каратау, и в Северном Казахстане.

При рассмотрении общей схемы распространения континентальных формаций в Центральном Казахстане в девоне (рис. 1) обращает внимание сам характер расположений полей развития "древнего красного песчаника". Основная масса этих пород теснейшим образом связана с вулканогенными формациями девона Казахстанского вулканического пояса, образуя своеобразную его оторочку. Остальные районы развития континентальных вулканогенно-осадочных грубообломоч-

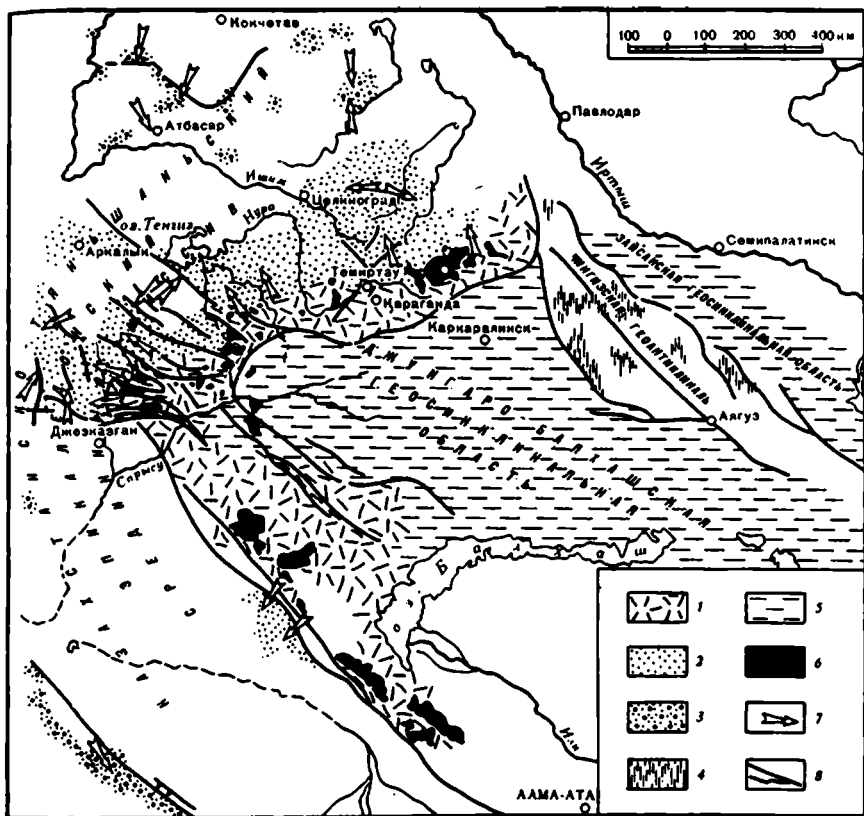


Рис. 1. Общая схема распространения геологических формаций в Центральном Казахстане в девонском периоде

1-3 - постгеосинклинальные континентальные: 1 - вулканогенные нерасчлененные, 1-3 - молассы конседиментационных прогибов, заполняющихся за счет размыва пород вулканического пояса (2) и пород приподнятых блоков фундамента (3); 4 - геантиклинальные континентальные вулканогенно-осадочные нижнего-среднего девона нерасчлененные; 5 - морские геосинклинальные нерасчлененные; 6 - девонские гранитоиды Казахстанского вулканического пояса; 7 - направление сноса обломочного материала; 8 - конседиментационные разрывы

ных отложений девона образуют изолированные поля в окружении Кокчетавской "глыбы", к западу от антиклинория Улутая, в пределах хр. Большой Каратау и в северном Тянь-Шане.

Эти две группы моласс имеют различающиеся литологический состав, фашиальную изменчивость и структурное положение. Важнейшим отличием этих моласс являются питающие их провинции. С другой стороны, их объединяют общий "трансгрессивный" характер строения

толщ, сходный стратиграфический диапазон и распространение их в пределах Казахстанско-Тяньшаньского каледонского срединного массива.

Как показали детальные исследования на Сарысу-Тенизском водоразделе, основной питающей областью для обеих девонских моласс являлась прилегающая западная часть Казахстанского вулканического пояса с его вулканогенными формациями и двумя комплексами гранитоидов. С принципиально сходной картиной мы имеем дело в широтной части вулканического пояса. Стратиграфии и строения девона вулканического пояса посвящено большое количество публикаций. Следует отметить при этом сводные работы Н.П. Четвериковой (1966, 1970), в которых содержатся подробные описания девона, его особенности и специфическая зональность строения.

Суть представлений по строению девона широтной ветви вулканического пояса, наиболее подробно описанного Н.П. Четвериковой, сводится к следующему.

1. Девонские образования, обладая очень сложным строением, входят в состав ряда складчатых структур, вытянутых почти широтно, и слагают северное и южное складчатые обрамления Карагандинского бассейна. Девонские вулканогенные образования, интрузии гранитов и разломы, обладают продольной зональностью и определяют положение "краевого вулканического пояса" в раннем и среднем девоне, смыкающегося с отрезком последнего на Сарысу-Тенизском водоразделе.

2. Продольная зональность пояса выявляет его отчетливое асимметричное строение с резким изменением фаций при следовании от северной к южной периферии Карагандинского бассейна. Девонские образования обладают в целом значительной мощностью, исчисляющейся первыми тысячами метров. В северной части (бассейн р.Нуры и севернее последнего) в основании девона наблюдается региональное "каледонское" несогласие, которое постепенно исчезает в пределах Нуринского синклинория и Токрауской впадины, т.е. в Джунгаро-Балхашской ранневарисийской геосинклинальной области.

3. На севере и в центральной части пояса в основании девона располагается чеченькаринская свита андезито-базальтов с пачками осадочных пород (до 2000 м). Последняя сопоставляется нами с вулканогенными аналогами тараншинской свиты. Выше располагается семизбугинская свита туфов липарит-дацитового состава (от 1000 до 3000 м), которая является аналогом желтымесской свиты Сарысу-Тенизского водораздела. В южном направлении нижнедевонские образования замещаются морскими зеленоцветными граувакковыми песчаниками.

Столь же резкое изменение претерпевают и отложения среднего - верхнего девона. Севернее верхнего течения р.Нуры (Канфель и др., 1962; Четверикова, 1966, 1970) к среднему - верхнему девону относятся мощные красноцветные толщи, имеющие все признаки молассовой формации, обогащаясь вулканогенными породами пестрого состава. При следовании от верховьев р.Нуры на юг мо-

ласса полностью замещается вулканогенными образованиями в пределах вулканического пояса, а далее к югу переходит в морские терригенные отложения варисийской геосинклинальной области. Отложения среднего – верхнего девона Караганды сопоставляются с жаксыконской серией.

Девонские континентальные вулканогенные образования прослеживаются также в Атасу–Моинтинском районе и Северо–Западном и Южном Прибалхашье вплоть до Чу–Илийских гор, куда прослеживается юго–восточная часть Казахстанского вулканического пояса. Сводных работ по девону всей этой полосы нет. Работы отдельных исследователей последнего времени освещают строение девона лишь отдельных районов. К ним относятся работы Н.Г. Марковой (1961), С.Г. Токмачевой (1973), М.А. Сенкевич (1964), И.Б. Филипповой и М.Н. Щербаковой (1960), Л.Г. Никитиной и В.М. Шужанова (1971).

В рассматриваемой области вулканический пояс располагается на переработанных каледонидах и построен принципиально сходным образом. Устанавливается четкое несогласие нижнего девона с нижним палеозоем и параллельное несогласие с красноцветным нижним силуром, а местами и с ордовиком.

Юго–западная ветвь Казахстанского вулканического пояса также являлась областью накопления вулканогенного материала и одновременно областью его размыва, о чем свидетельствуют вулканические грубообломочные накопления девона в ряде районов Джилаир–Найманской зоны. Однако значительного сноса материала на юго–запад здесь не происходило, так как в пределах Джезказганской впадины красноцветный девон практически отсутствует.

Казахстанский вулканический пояс являлся в девоне не только областью накопления, но и “зоной–поставщиком” огромного количества обломочного материала, разносившегося главным образом на территорию срединного массива.

Молассы, обязанные своим происхождением размыву пород вулканического пояса и фльбовой переработке каледонского фундамента, нами описаны на примере Сарысу–Тенизского водораздела и Джезказган–Улутауского района, к западу от вулканического пояса. Второй областью широкого развития таких же моласс являются районы, расположенные севернее широтной ветви пояса. К ним относятся территории, прилегающие к горам Нияз и Ерементау, Шидерты–Олентинская впадина. В Северо–Восточном Казахстане исследования проводились Институтом геологических наук АН Казахской ССР, южные районы этой территории изучались сотрудниками МГУ. Сведения по геологии девона этой области содержатся в работах Л.Г. Никитиной (1964), Н.П. Четвериковой (1966, 1970), О.М. Канфель, О.А. Мазаровича и В.В. Турсиной (1962).

В работах отмечалось увеличение роли вулканогенных образований и более грубых пород в разрезах девона в направлении к югу. Обращалось также внимание на присутствие в гальках и валунах конгломератов как пород, подстилающих девон (яшмы, кварциты, ме–

таморфические сланцы и др.), так и пород девонского облика — липарит-дацитовых порфиров, их туфов, порфиритов андезито-базальтового состава, гранитов. Типы разрезов девонских отложений, мощности и состав сравнимы с девонскими отложениями Сарысу-Тенизского водораздела.

Девонские молассы наложенных впадин, образование которых не связано с размывом Казахстанского вулканического пояса, расположены резко несогласно на складчатом основании каледонского среднего массива. Подобные впадины, представленные ныне наложенными мульдами, грабенами, шовными синклиналиями, распространены достаточно широко. К такого рода молассам будут относиться девонские континентальные красноцветные, местами вулканогенные отложения: южного ограничения Кокчетавской глыбы в Северном Казахстане, Большого Каратау, Северного Тянь-Шаня. Молассы межгорных впадин изучались автором в Северном Казахстане, они и приводятся в качестве примера. Следует заметить, что девон названных областей существенно варьирует, однако остается принципиально схожим.

Вдоль южного ограничения Кокчетавской глыбы, определяющегося Новокронштадтской зоной разломов, вытянуты цепочкой Чистопольская, Якши-Янгизтауская, Новокронштадтская, Дорогинская и Острогорская приразрывные синклинали, выполненные континентальным девоном. Девонские отложения этих впадин описаны в работах Е.А. Бабичева, А.Е. Михайлова, Е.Д. Шлыгина, В.М. Шульги и др.

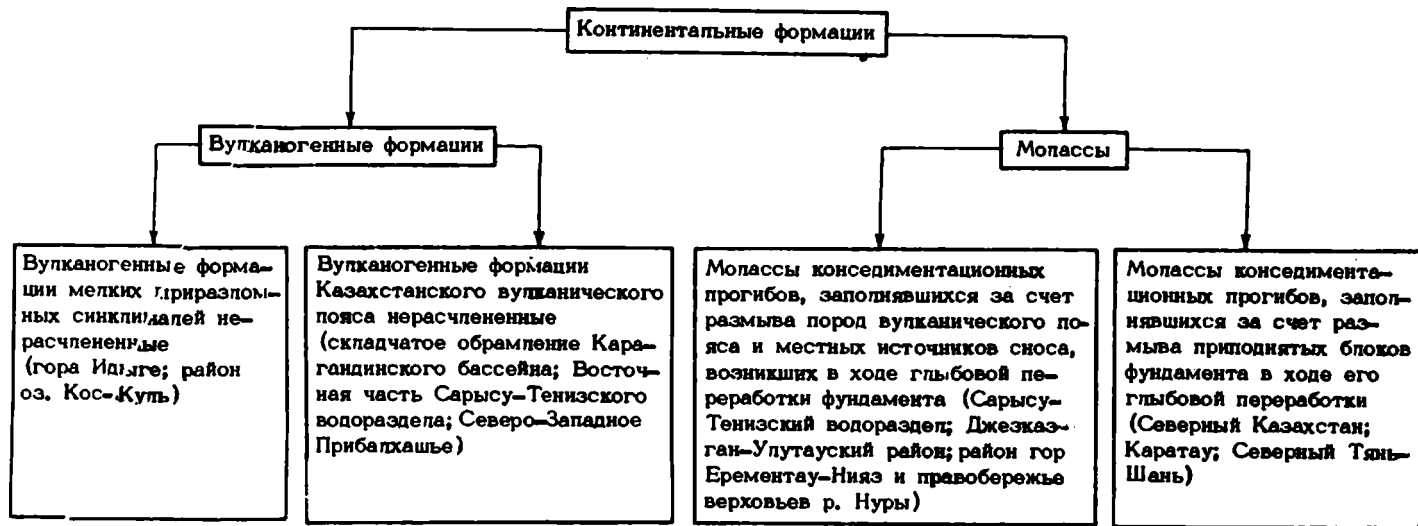
В строении упомянутых впадин принимают участие отложения двух серий: нижнего — среднего и среднего — верхнего девона. В основании нижнего — среднего девона располагается конгломерат, часто валунный, с глубоким размывом, залегающий на всех более древних отложениях и ордовикских гранитоидах. Основная часть разреза представлена эффузивно-пирокластическими образованиями различного, большей частью кислого, состава — липаритовыми и кварцевыми порфирами, фельзитами, их туфами, редко андезитовыми порфиритами. Мощность этих отложений варьирует от 300 до 600 м. Среди вулканогенных образований нередки пачки конгломератов; в составе галек — граниты, яшмы, кварциты, метаморфические сланцы и другие породы. Размыву подвергались районы, непосредственно прилегающие к краям впадин. Нижний — средний девон прорывается субвулканическими телами и небольшими штоками гранитов.

Отложения среднего — верхнего девона представлены красноцветными грубообломочными толщами с редкими прослоями порфиритов, которые несогласно залегают на нижнем — среднем девоне и складчатом основании. Мощность их достигает 1000 м. Впадины заполнялись в основном с севера, со стороны Кокчетавской глыбы, изредка — с юга, со стороны ордовикских синклинориев.

К девонским отложениям Центрального Каратау относится тюлькубашская свита, выделенная В.Н. Вебером, полное описание которой содержится также в работах Е.А. Похвистневой (1959). Тюль-

Таблица 2

Девонские континентальные формации, составляющие нижнюю часть сингерцианского чехла Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского среднего массива



кубашская свита среднего-верхнего девона состоит из трех толщ: конгломератовой (500 м), песчаниковой (560 - 1500 м и более) и алевролитовой (500 м). Обломочные породы пестроцветные и красноцветные типично автохтонные. Снос осуществлялся на юго-восток с двух сторон в приразломную впадину, первичные очертания которой не установлены.

В пределах Северного Тянь-Шаня, включающего Киргизский хребет, Кунгей-Алату, хр. Кетмень, Заилийский Алату и южные отроги Чу-Илийских гор, девонские образования развиты ограниченно. Согласно В.А. Бушу и др. (1968), а также В.И. Кнауфу (1960), на юге Северного Тянь-Шаня на линейных, сжатых, иногда веерообразных складках нижнего палеозоя располагаются наложенные впадины, выполненные красноцветными обломочными отложениями верхнего ордовика, которые относятся к эпигеосинклинальным каледонским молассам. Выше, после перерыва, охватывающего весь силур, а также ранний и начало среднего девона, с резким несогласием залегают грубообломочные красноцветные отложения среднего - верхнего девона мощностью около 1500 м. В северных районах Северного Тянь-Шаня широкое развитие получают туфы и лавы липарит-дацитового состава, иногда с прослоями красноцветных обломочных пород (до 1000 м), которые резко несогласно располагаются на смятых в складки отложениях нижнего палеозоя и силура. Выше кислых туфов располагается толща грубообломочных красноцветных пород мощностью до 1500 - 1800 м. Средний - верхний девон перекрывается известняками нижнего карбона. Фрагменты средне-верхнепалеозойского чехла срединной массы венчаются серией осадочно-вулканогенных пород верхнего палеозоя. Межгорные девонские впадины Северного Тянь-Шаня заполнялись обломочным материалом со стороны окружавших их поднятий.

Таким образом, девонские континентальные формации в общем могут быть разделены на вулканогенные формации и молассы (табл.2). Молассы в свою очередь могут различаться в зависимости от положения источников сноса по отношению к прогибам, в которых захоронялся обломочный материал. Положение источников сноса оказывалось двояким. Во-первых, размыту подвергались поднятые, орографически выраженные тектонические блоки различной формы, возникшие в ходе глыбовой переработки каледонского фундамента. Накопление моласс осуществлялось в смежных межгорных впадинах. Во-вторых, размыту подвергались самоотрающиеся вулканические конусы, цепи вулканов и вулканические нагорья, т.е. вся обширная зона вулканического пояса, где извергалась огромная масса туфов, лав, лавобрекчий общим объемом в 50-75 млн. км³. Обломочный вулканомиктовый материал разносился к северу, западу и юго-западу и захоронялся в конседиментационных прогибах, возникавших в ходе глыбовой переработки каледонского основания.

В обоих случаях молассы накапливаются в ходе девонской активизации фундамента и относятся к постгеосинклинальным молассам,

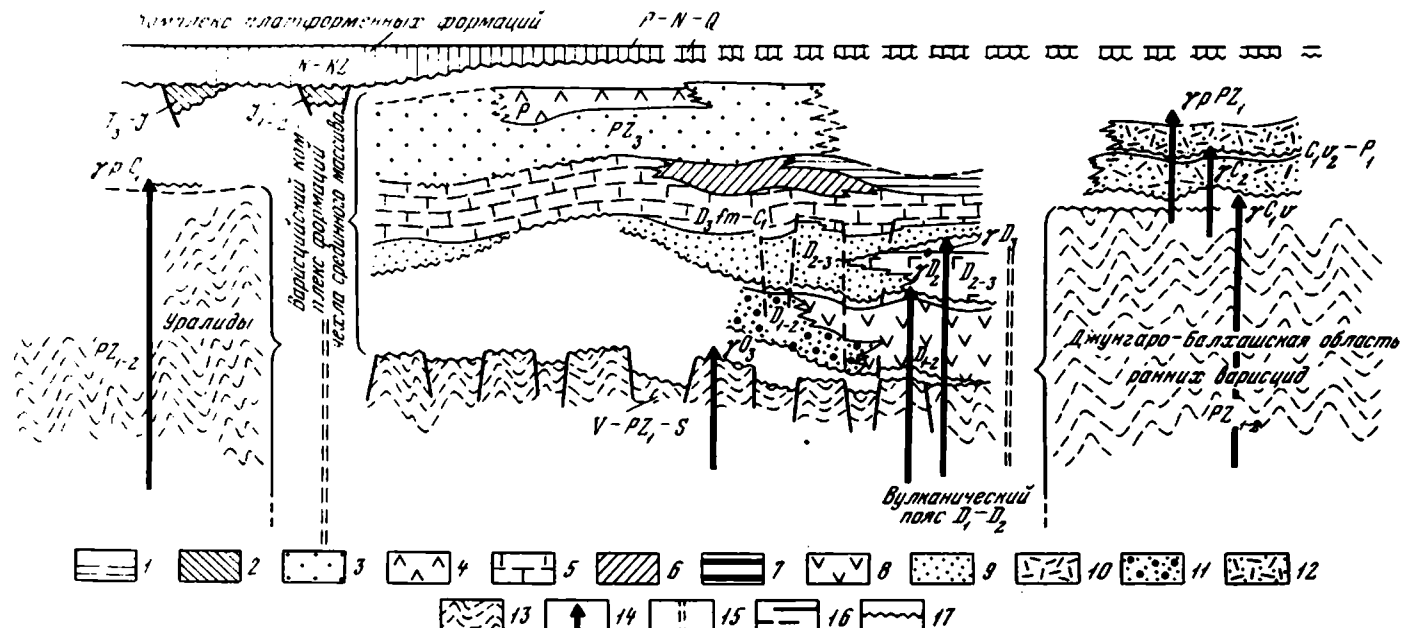


Рис. 2. Положение вариссийского комплекса формаций чехла каледонского срединного массива Казахстана по отношению к каледонскому фундаменту и геосинклинальным комплексам Урала и Джунгаро-Балхашской области.

1-11 - формации: 1 - платформенные, 2 - угленосные и вулканогенно-осадочные, 3 - третья молассовая, 3 - эвапоритовая, 5 - морская карбонатная, 6 - морская терригенно-карбонатная, 7 - угленосная, 8 - вторая вулканогенная, 9 - вторая молассовая, 10 - первая вулканогенная, 11 - первая молассовая; 12-13 - комплексы: 12 - вулканогенно-молассовый, 13 - геосинклинальный; 14 - гранитоиды; 15 - глубинные разломы; 16 - прочие разломы: а - фундамента, б - отраженные в комплексе срединного массива; 17 - поверхности несогласий и размыва

которые слагают нижнюю часть сингерцинского чехла Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива.

В западной части Центрального Казахстана весь комплекс от девона до перми включительно представляет дислоцированный сингерцинский (Муратов, 1972) чехол срединного массива (рис. 2), латерально замещающийся на Урале и в Джунгаро-Балхашской области геосинклинальным комплексом. Комплекс чехла срединного массива формировался в доплатформенную стадию развития, т.е. до плитообразования, он одновременно являлся и послегеосинклинальным. В западной части Центрального Казахстана чехол срединного массива формируется в длительном интервале времени - около 170 млн. лет, от девона до перми (Мазарович, 1975).

ВЫВОДЫ

1. Девонские красноцветные отложения континентального происхождения располагаются главным образом в пределах Казахстанско-Тяньшаньского каледонского срединного массива. Они сохранились в наложенных прогибах, впадинах и грабенах, а также местами в сводовых частях горстов. Фрагменты некогда более широких полей распространения континентального девона образуют своеобразную оторочку вдоль внешнего края Казахстанского девонского вулканического пояса, с которым он теснейшим образом связан. Отдельные изолированные впадины, выполненные континентальным девонем, приурочены также к ряду шовных зон (южное ограничение Кокчетавской глыбы, Каратау и т.д.).

2. Континентальные вулканогенно-осадочные отложения девона в западной части Центрального Казахстана не служат показателем орогенеза, завершившим каледонский тектонический цикл (т.е. эпигеосинклинальными молассами), а являются постгеосинклинальными молассами девонской тектонической активизации консолидированного каледонского основания. Постгеосинклинальные молассы девона слагают нижнюю часть чехла Казахстанско-Тяньшаньского каледонского срединного массива.

3. Накопление моласс осуществлялось за счет размыва новообразованных структур, возникших в ходе девонской активизации срединного массива. Среди осадочных и вулканогенно-осадочных пород девона различаются: 1) молассы конседиментационных прогибов, заполнявшихся за счет размыва синхронных им вулканогенных пород Казахстанского вулканического пояса (вулканогенные молассы) и 2) молассы конседиментационных прогибов, заполнявшихся в результате размыва приподнятых блоков фундамента в ходе его глыбовой переработки.

- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, № 1.
- Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойск. Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. I. Строение каледонского срединного массива. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 5. II. Варисийские складчатые системы. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 6.
- Буш В.А., Вонгаз Л.Б., Дикенштейн Г.Х., Кравченко К.Н. Орогенез Тянь-Шаня. - В кн. "Орогенетические пояса". МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов, М., "Наука", 1968.
- Голубовский В.А., Зайцев Ю.А., Петренко А.З. Новые данные по стратиграфии девона Джезказган-Улутауского района. - В кн.: "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Голубовский В.А., Зайцев Ю.А., Петренко А.З., Юрина А.Л. Строение красноцветных девонских отложений Эскулинского купола. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, № 1.
- Зайцев Ю.А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-Тау. - В кн.: "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. III. М., Изд-во МГУ, 1961.
- Зайцев Ю.А., Мазарович О.А., Тихомиров В.Г. Стратиграфическая схема континентальных отложений Сарысу-Тенизского водораздела и Джезказган-Улутауского района. - В кн.: "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971а.
- Зайцев Ю.А., Мазарович О.А., Тихомиров В.Г. Общая стратиграфическая схема континентальных толщ среднего - верхнего девона Сарысу-Тенизского водораздела и Джезказган-Улутауского района. - В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971б.
- Канфельд О.М., Мазарович О.А., Турсына В.В. Геологическое строение северного обрамления Карагандинского бассейна. - Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1962, № 6.
- Кнауф В.И. Закономерности проявления каледонской орогении в Тянь-Шане. - В кн. "Каледонская орогения". МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Мазарович О.А. К вопросу о тектонике восточной части Сарысу-Тенизского водораздела. - Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1956, № 1.
- Мазарович О.А. Геология девонских моласс. - Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. XV. Изд-во "Недра", 1976.
- Мазарович О.А. Геотектонические условия формирования моласс. - Геотектоника, 1972, № 1.
- Мазарович О.А. О понятии "вулканогенная моласса". - В кн. "Вулканогенно-осадочный литогенез". Тезисы докл. IV Всесоюз. семинара. Южно-Сахалинск, 1974.
- Мазарович О.А., Минервин О.В. Взаимоотношение силурийских и девонских моласс в каледонидах Центрального Казахстана. - Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1971, № 2.
- Мазарович О.А., Малиновская С.П., Обручева О.П., Фрейзон В.М., Юрина А.Л. К стратиграфии девонской системы Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан). - Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1966, № 1.

- Маза рович О.А., Веймари А.Л., Великовская Э.М., Малиновская С.П., Пейх В., Разина Т.П., Юрина А.Л. Девон северного крыла Сарысу-Тенизского поднятия и южного крыла Тенизской впадины. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Маркова Н.Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы. – Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 62.
- Михайлов А.Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М., "Наука", 1969.
- Муратов М.В. Взаимоотношение складчатого основания и чехла молодых платформ. – В кн. "Строение фундамента молодых платформ", М., "Наука", 1972.
- Никитина Л.Г. Стратиграфия и фациальные комплексы нижне-среднедевонских отложений северо-востока Центрального Казахстана. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1964, № 3.
- Никитина Л.Г., Шужанов В.М. Структурно-фациальные зоны и стратиграфия континентальных отложений девона Центрального Казахстана. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971.
- Похвистнева Е.А. Условия образования девонских красноцветных отложений крестта Каратау (Южный Казахстан). – Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, 1959, № 4.
- Сенкевич М.А. Стратиграфическое расчленение девонских вулканогенных и осадочных образований южного и западного Прибалхашья. – Труды Лаб. палеовулканологии Каз. ин-та мин. сырья, 1964, вып. 3.
- Тихомиров В.Г. Сравнительные данные о палеозойском орогенном вулканизме Центрального Казахстана и Салаир-Саянской области. – В кн.: "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Токмачева С.Г. Геология и история развития Чу-Балхашского водораздела в силуре и девоне. Автореф. дис. Алма-Ата, 1973.
- Филиппова И.Б., Щербакова М.Н. Стратиграфия девонских отложений Верхнеатасуйского района (Центральный Казахстан). – Изв. высш. уч. завед., геология и разведка, 1960, № 1.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. Избранные труды. М., "Наука", 1967.
- Четверикова Н.П. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, № 2.
- Четверикова Н.П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид в Центральном Казахстане. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 6.

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ И ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Н.В. Литвинович, Т.Н. Голубовская,
В.А. Голубовский, Н.Ф. Чумакова

Изучению каменноугольных и пермских отложений при работах Казахстанской экспедиции всегда уделялось большое внимание. Первые уточнения стратиграфической схемы, предложенной для нижнего карбона в 1937 г. Д.В. Наливкиным, были произведены Н.В. Литвинович при среднемасштабных геологических съемках и тематических работах.

Средне-верхнекаменноугольные и пермские отложения до работ Центрально-Казахстанской экспедиции изучались рядом исследователей – Г.Е. Быковым, К.И. Сатпаевым, Д.Г. Сапожниковым, Н.А. Смирновой, М.С. Быковой, В.М. Поповым, О.А. Мазаровичем, А.С. Кумпаном и другими, разделившими континентальные позднепалеозойские толщи на свиты. Возраст свит условно для всей континентальной серии давался в широких пределах от визейского яруса карбона до нижней перми. При крупномасштабных геологических съемках и тематических работах, проведенных в разные годы Ю.А. Зайцевым, Н.В. Литвинович, Т.Н. Голубовской, В.А. Голубовским, Н.Ф. Чумаковой, В.Г. Бушинским, сотрудниками ЦКТГУ Б.Ш. Клингер, Ю.В. Дмитровским, Н.П. Колесником и другими, были уточнены границы и возраст свит. В этих работах в разное время также принимали участие сотрудники ЦКТГУ Н.Л. Габай, Г.Г. Аксенова, С.Б. Мамутова, В.Я. Жигайте и др.

В результате проведенных работ была составлена унифицированная схема, которая была принята на I стратиграфическом совещании в г. Алма-Ате в 1958 г. с изменениями, касающимися верхней части разреза. На II стратиграфическом совещании в Алма-Ате в 1971 г. уточненную корреляционную схему по карбону и перми Казахстанская экспедиция МГУ совместно с другими организациями представила как унифицированную. Эта схема была принята без каких-либо изменений. Наряду с составлением стратиграфической схемы проведены исследования по изучению литологии и палеогеографии карбона и перми, а также изучена и описана монографически палеонтологическая коллекция по нижнему карбону – брахиоподы Н.В. Литвинович и др. (1969), аммоноидеи В.Е. Руженцевым (Руженцев, Богословская, 1971), фораминиферы-брахиоподы Литвинович и др. (1975), пелелиподы В.А. Муромцевой (1974). Стратиграфией нижнего карбона занимались Н.В. Литвинович при участии Н.Ф. Чумаковой. Изучением верхнепалеозойских отложений занимались Н.В. Литвинович, Т.Н. Голубовская, В.А. Голубовский, Н.Ф. Чумакова.

Нижнекаменноугольные отложения подразделены на основании изученных палеонтологических остатков на симоринский, кассинский, русаковский, ишимский, яговкинский, дальненский и белеутинский горизонты. Первые три горизонта соответствуют турнейскому, три последующие – визейскому, белеутинский – намюрскому ярусам.

ТУРНЕЙСКИЙ ЯРУС

Симоринский горизонт сложен разнообразными карбонатными и карбонатно-терригенными породами (мощность около 100 м) в пределах каледонид Казахстана и кремнисто-карбонатно-глинистыми отложениями с фауной пелеципод (40 – 60 м) и терригенно-карбонатно-эффузивными толщами с брахиподами и геллиподами (мощность более 200 м) в области герцинской складчатости.

Карбонатные фаши имеют наибольшее распространение. Стратиграфический разрез расположен в Сарыадырской мульде и описан Н.В. Литвинович, М.В. Маргиновой и Г.А. Аксеновой (Литвинович и др., 1975). А.М. Симорин считал его типичным для переходных слоев между девонем и карбоном. В других районах (Карагандинский синклиорий) известняки замещаются тонкоплитчатыми светло-серыми мергелями, кремнисто-глинистыми сланцами с пелециподами, а в Северо-Восточном Прибалхашье разрез насыщается вулканическими породами – тюлькубайские слои (табл. 1, вклейка).

Кассинский горизонт представлен теми же фашиями, что и симоринский, с которым он связан постепенным переходом. Наибольшим распространением пользуются известняки, которые, по-видимому, представляют собой крупные биогермы мощностью до 1000 м. Все известняки содержат богатый комплекс органических остатков *Mesoplica kassini* Na], и многие другие. В Карагандинском синклиории выделены две фашии – карбонатная и кремнисто-глинистая с пелециподами; мощность последней около 100 м.

В Прибалхашье кассинскому горизонту отвечают отложения, выделенные О.Н. Насикановой как атыжожские и кассинские слои, представленные осадочными и вулканическими породами; последние имеют подчиненное значение. Возраст определяется по брахиподам, широко известным в отложениях кассинского горизонта; мощность их более 500 м.

Русаковский горизонт. Породы этого горизонта широко известны в Казахстане; их накопление отвечает широкой трансгрессии, в связи с чем в его разрезе преобладают карбонатные породы, а терригенные приурочены к краевым частям морского бассейна. Все породы содержат обильные органические остатки, свидетельствующие о мелководном бассейне. Мощность горизонта от 60 до 400 м.

Отложения визейского яруса разнообразны по литологическому составу и разделяются на три горизонта: ишимский, яговкинский, дальненский, которые соответственно отвечают нижнему, среднему и верхнему подъярусам единой стратиграфической схемы.

Ишимский горизонт залегаёт согласно на русаковском. Его разрезы отличаются большой фациальной изменчивостью и сложены песчано-глинистыми, карбонатными породами, местами содержат разной мощности прослои туфов липаритового и липарито-дацитового состава. В Тенизской впадине преобладают терригенные отложения с прослоями и пачками известняков и мергелей, в пределах Сарысу-Тенизского поднятия – это криноидные известняки, известковистые песчаники, аргиллиты и глинистые известняки, к югу, в Джезказганской впадине они замещаются плотными известняками с редкими прослоями аргиллитов.

Яговкинский горизонт постепенно сменяет ишимский, полный его разрез изучен в пределах каледонского массива Центрального Казахстана. В других районах (Карагандинский бассейн и Прибалхашье) яговкинский горизонт не выделяется, а описывается вместе с нижневизейскими отложениями. В Тенизской впадине средневизейские отложения широко известны и представлены различными по составу породами. На севере и северо-западе преобладающую роль играют карбонатно-песчаные отложения. На западе (р. Шабдар) развиты исключительно органогенно-обломочные известняки, восточнее по р. Теро-Аккан известняки постепенно замещаются известковистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами; на юге (р. Кипшак) преобладают песчано-глинистые породы с прослоями известняков. Такое разнообразие типов разрезов свидетельствует об обилии островов и наличии относительно малорасчлененной суши.

В Джезказганской впадине средневизейские отложения полно изучены и представлены чередующимися известняками, алевролитами и аргиллитами. В основании выделяется маркирующий горизонт оолитовых известняков, а выше располагаются массивные известняки. Все разрезы содержат обильные органические остатки, среди которых огромное значение имеют брахиоподы, реже встречаются кораллы, мшанки, пеллециподы, криноиды, фораминиферы и остракоды, по которым устанавливается средневизейский возраст вмещающих пород.

Нижний и средний подъярусы нерасчлененные. В Карагандинском бассейне нижнему и среднему визе отвечают две свиты – аккудукская и ашлярикская, которые входят в состав угленосной серии, являются отчасти фациальными аналогами и залегают или на известняках русаковского горизонта или на теректинских слоях (см. табл. 1). Теректинские слои представлены мергелистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с примесью леплогового материала и туфами. Эти породы тесно связаны с породами аккудукской свиты, частью которых они являются и содержат один и тот же комплекс органических остатков.

Угленосные отложения ранне-средневизейского возраста в Северо-Восточном Прибалхашье выделяются в кемельбекскую свиту, состоящую из углистых известковистых сланцев с прослоями углей, алевролитов, табачно-зеленых песчаников с линзами известняков и конгломератов. В отдельных разрезах присутствуют прослойки пепловых туфов и туфитов липаритового состава. В кемельбекской свите органические остатки приурочены к линзам известняков.

Мощность нижнего и среднего подъярусов визейского яруса непостоянна, она изменяется в больших пределах: по северному крылу Тенизской впадины она составляет 100 – 120 м; по южному (р. Кипшак) 280 – 320 м; на Сарысу-Тенизском поднятия (ущ. Айдагарлы) 200 – 300 м; в Джезказганской впадине 280 – 380 м; в Карагандинском бассейне более 1200 м; в Прибалхашье (Саякская мульда) 150 – 300 м.

Дальненский горизонт. Граница с нижележащими отложениями согласная и проводится по обновлению видового состава брахиопод. Литологически это карбонатно-песчанистые и карбонатные породы. Соотношение терригенных и карбонатных пород не везде одинаково. На севере Джезказганской впадины преобладают терригенные породы с редкими прослоями известняков, а на юге карбонатные с прослоями алевролитов и аргиллитов. В Тенизской впадине дальненский горизонт представлен как мелководно-морскими, так и прибрежно-морскими известняками, косослоистыми песчаниками серого и красного цвета. В песчаниках находятся тонкие слои углистых аргиллитов с линзочками углей. Все отложения верхнего визе содержат богатые органические остатки: брахиоподы, пелешитоды, кораллы. Мощность колеблется в больших пределах от 50 до 400 м (Джезказганская, Тенизская впадины).

НАМЮРСКИЙ ЯРУС - БЕЛЕУТИНСКИЙ ГОРИЗОНТ

Намюрские отложения разнообразны по составу и мощности, пользуются широким распространением. Морские отложения приурочены к каледонскому массиву; лагунно-континентальные угленосные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования развиты в герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системе. В Казахстане намюрский ярус был выделен работами Центрально-Казахстанской экспедиции АН СССР в 1936 – 1937 гг. в разрезах по р. Ишим (Литвинович, 1947).

При детальном изучении разреза и органических остатков белеутинский горизонт удалось разделить на две части: нижняя по аммоноидеям сопоставляется с намюром "А", а верхняя с *Choristites* (древние формы), *Neospirifer*, *Brachythyrina*, *Spirifer bisulcatus* сопоставляется с зоной *Reticuloceras* и соответствует намюру "В". В связи с этим к нижнему карбону в Казахстане мы относим намюры "А" и "В". Нижняя граница намюра проводится по подошве горизонта с *Cravenoceras* и др. Верхняя граница более сложная, так как

на морские отложения с обильной фауной во многих районах Казахстана налегают красноцветные континентальные породы с пресноводными остракодами и спорово-пыльцевым комплексом. Только на юге Джезказганского района (Сарысуйские купола) в основании красноцветной толщи находятся линзы серых плотных известняков с фораминиферами башкирского возраста. В континентальных отложениях остракоды и спорово-пыльцевой комплекс отвечают башкирскому ярусу. В связи с этим верхняя граница проводится по подошве красноцветных пород.

В белеугинском горизонте принимают участие карбонатные и герригенные породы. Соотношение терригенных и карбонатных пород изменяется по площади и по разрезу. В верхней части разреза количество обломочного материала возрастает. Значительное участие карбонатных пород свойственно намюрским отложениям в юго-западной части Тенизской впадины. В северной ее части преобладают терригенные породы. На юго-востоке впадины намюрские отложения тесно связаны с верхневизейскими и представляют с ними единый комплекс угленосных образований. В этом районе к белеугинскому горизонту относится верхняя часть угленосной толщи, сложенная темно-серыми и пестроцветными аргиллитами, песчаниками с прослоями известняков и углистых сланцев. Во всех разрезах белеугинского горизонта содержатся обильные органические остатки – брахиоподы, мшанки, кораллы, амmonoидеи и другие (Литвинович и др., 1969). Мощность намюра в Тенизской и Джезказганской впадинах меняется от 100 до 620 м.

ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИЙ ПОДЪЯРУС И НАМЮРСКИЙ ЯРУС НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Во внешней зоне герцинид (Карагандинский бассейн) намюрские отложения тесно связаны с верхневизейскими и объединяются в карагандинскую свиту, содержащую как морские, так и пресноводные органические остатки, по которым ее возраст имеет широкий предел: от среднего до верхнего визе, по А.М. Симорину; от намюра до среднего карбона, по А.А. Петренко, М.Н. Борсук, Л.П. Монаховой и др., а по унифицированной схеме и нашим представлениям карагандинская свита отвечает верхнему визе – намюру (Литвинович, 1971).

Карагандинская свита согласно продолжает ашлярикскую и сложена песчаниками, аргиллитами, углистыми аргиллитами и пластами углей. По органическим остаткам и условиям образования карагандинская свита подразделяется на две части: нижняя, меньшая по мощности, содержит морскую фауну; верхняя – существенно континентальная – представлена русловыми и пойменными фациями с преобладанием песчанников, при незначительном количестве тонкоотмученных пород. Угольные пласты залегают среди углистых аргиллитов с пресноводными пелециподами, ракообразными и отпечатками растений.

Во внутренней зоне герцинид (в пределах Северо-Восточного Прибалхашья) намырский ярус представлен разнообразными по условиям формирования толщами. В.Я. Кошкин (1965) выделил два разреза: осадочный и вулканогенный; осадочный соответствует алабинской и бурултасской свитам. Алабинская свита сложена морскими туфогенно-терригенными породами с брахиоподами, мшанками и отпечатками растений. Бурултасская свита развита в Саякской мульде и представлена крупно-мелкозернистыми туфопесчаниками, гравелитами, конгломератами, туффитами, пепловыми туфами кислого и среднего состава, известняками. В известковистых песчаниках и известняках встречаются брахиоподы, фораминиферы и отпечатки растений. Второй тип разреза соответствует каркаралинской и каламакэмельской свитам, представлен континентальными отложениями — песчаниками, углистыми сланцами, андезитовыми порфиридами, конгломератами с редкими отпечатками растений (см. табл. 1). Мощность отложений меняется даже в пределах одной и той же структуры — для угленосных толщ от 700 до 750 м; в районах с развитием вулканизма мощность значительная — 1500 — 200 м и более.

СРЕДНИЙ КАРБОН

Отложения, относимые к среднему карбону, в основном представлены красноцветными континентальными, угленосными и вулканогенными толщами, реже — осадочными морскими. Среднекаменноугольные отложения согласно залегают на породах белеутинского горизонта и выделяются в таскудукскую и кирейскую свиты. Обе свиты сопоставляются с башкирским ярусом и приравняются к намыру "С" — зоне.

Таскудукская свита Джебказганской впадины (нижняя рудоносная) состоит из песчаников различной зернистости, конгломератов и редких прослоев пелитоморфных известняков с остракодами. В верхней части разреза присутствуют вулканические туфы в виде крупных линзовидных тел, а в средней — горизонт кремней.

Песчаники массивные, слоистые, волнисто-диагонально-слоистые, косо-линзовидно-слоистые. Окраска пород пестрая от серых до бурых, красно-бурых тонов. Для пород свиты характерны слабая отсортированность и окатанность материала, наличие мелкогалечного карбонатного конгломерата. Структурные и текстурные особенности пород позволяют предположить их накопление в основном в речных дельтовых и озерных условиях.

Аналогом таскудукской свиты в Тенизской впадине является кирейская свита, сложенная в основном песчаниками, алевролитами и аргиллитами, среди которых встречаются прослои карбонатных конкреций, известняков "порфировидного" сложения. В верхней части разреза обломочные породы становятся более грубыми, появляются крупные линзы конгломератов, гравелитов и горизонт кремней, который состоит из крупных желваковидных кремнистых

тел различных размеров. В известняках, аргиллитах и алевролитах отмечаются примесь пепла и прослой пепловых туфов. Почти такой же разрез среднего карбона в Шубаркульской синклинали, отличающаяся лишь большим количеством прослоев пепловых туфов. Во всех разрезах обнаружены пресноводные остракоды, которые позволяют уточнить возраст этих свит (рис. 1, вклейка).

В Карагандинском синклинали к среднему карбону относятся две свиты – надкарагандинская и долинская, которые входят в угленосную серию. Надкарагандинская свита представлена пестроцветными алевролитами, аргиллитами, песчаниками с прослоями углей и углистых пород. Долинская свита постепенно сменяет породы надкарагандинской и состоит из темно-серых или зеленовато-серых алевролитов, песчаников, аргиллитов с редкими прослоями и линзами гравелитов и пласта витрокластического туфа, который служит границей между долинской и гентекской свитами. Обе свиты по условиям образования выделяются как фации сухих равнин, перемежающихся с фациями озер и рек, фациями дельт, болот, пересыхающих озер. В свитах установлены многочисленные органические остатки пелеципод, филлопод, остракод, отпечатки растений.

Во внутренней зоне герцинид к среднему карбону относятся две свиты: тастыкудукская – существенно осадочная, и керегетасская – вулканогенная. Тастыкудукская свита развита в основном в Саякской мульде и состоит из гравелитов, песчаников, известняков и аргиллитов, туфов и туффитов; последние две разности играют подчиненную роль. Весь разрез свиты по литологическим признакам четко расчленяется на три пачки. Нижняя пачка существенно песчаная. Среднюю часть разреза слагают песчаники, известковые песчаники, алевролиты, туфы. Здесь имеются брахиоподы, до 40% видов которых известны также из нижележащей бурултасской свиты. Верхняя часть состоит из известняков, алевролитов, аргиллитов, туфо-песчаников, туффитов и туфов с разнообразными органическими остатками – брахиоподами, фораминиферами, амmonoидеями, пелециподами и другими (см. табл. 1).

Возраст тастыкудукской свиты понимается различно: В.Я. Кошкиным и М.И. Радченко (1965) – как средний и верхний карбон, Т.Г. Сарычевой (1968) – как средний карбон. Наши исследования подтвердили высказанное предположение Т.Г. Сарычевой о среднекаменноугольном возрасте тастыкудукской свиты. Керегетасская свита представлена в основном вулканическими породами – эффузивами среднего и кислого состава, лавами, игнимбригами, туфами и прослоями туфопесчаников с растительными остатками.

СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ КАРБОН

Толщи среднего – верхнего карбона широко представлены в Центральном Казахстане. Они сложены разнообразными по условиям образования породами – континентальными красноцветными, угленосными и вулканогенными.

В пределах каледонид Центрального Казахстана в Тенизской и Джезказганской впадинах к среднему – верхнему карбону относятся джезказганская и владимировская свиты.

Джезказганская (верхняя рудоносная) свита сложена чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, редко встречаются конгломераты и пелитоморфные известняки. В основании свиты находится пласт конгломерата, получивший название "раймундовского". По пласту "раймундовского" конгломерата проводится граница с нижележащей таскудукской свитой. Эта граница достаточно отчетлива в северной и восточной частях впадины. На западе и юге впадины конгломераты замещаются песчаниками и установление границы затрудняется. В окрестностях месторождения Джезказган джезказганская свита сложена зелеными, серо-зелеными песчаниками, среди которых встречаются пачки красноцветных алевролитов и аргиллитов. При удалении от Джезказгана в составе свиты появляются красноцветные песчаники и алевролиты. Мощность колеблется в пределах от 350 до 900 м. В песчаниках джезказганской свиты Е.И. Мураховской встречена пыльца хвойных, споры папоротников и каламитов. Состав спор и пыльцы позволил Е.И. Мураховской сделать заключение о вероятном позднекаменноугольном возрасте джезказганской свиты. Учитывая, что таскудукская свита имеет башкирский возраст и отсутствует сколько-нибудь достоверный перерыв между этими свитами, мы склонны джезказганскую свиту считать средне-позднекаменноугольной.

В Тенизской впадине этому стратиграфическому уровню отвечает существенно красноцветная владимировская свита. Она залегает несогласно на кирейской и более древних образованиях. В основании находится пачка конгломератов, имеющая различную мощность от нескольких до 25 м и более. На севере впадины прослой конгломератов исчезает и замещается песчаниками, в связи с чем здесь нельзя предполагать существенного регионального несогласия (Кумпан, 1966, 1969).

Владимировская свита состоит из конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и прослоев известняков. Это очень изменчивая толща, имеющая линзовидное строение. Преобладающий цвет пород красный и красно-бурый. Вверх по разрезу обломочный материал становится более гонким, появляются сероцветные породы и прослой известняков. По этому признаку владимировская свита подразделяется на две неравные части. В нижней, большей части встречены пласты пепловых туфов и туффитов мощностью от нескольких сантиметров до 5–10 м. В верхней пачке примесь пеплового материала отсутствует. Мощность свиты меняется от 300 м на севере до 900 – 1200 м на юге впадины.

Среди гонких раскопок в алевролитах и известняках собраны многочисленные остракоды (см. табл. 1) и спорово-пыльцевой комплекс, которые определяют возраст верхней части свиты как раннепермский (аргинский). В нижней части свиты были встречены редкие отпечатки растений. По заключению М.И. Радченко, эти расте-

ния средне-позднекаменноугольные. Мы считаем целесообразным из владимировской свиты выделить ее верхнюю часть в самостоятельную единицу, имеющую особые черты строения и содержащую органические остатки нижней перми.

В пределах Карагандинского синклиория к среднему – верхнему карбону относится гентекская свита, граница которой с долинской проводилась В.В. Копериной по горизонту белых кристаллических туфов. В.М. Бекман, Н.Л. Габай и другие проводили границу выше угольного пласта T_5 , по горизонту мелкогалечных конгломератов. По данным В.М. Бекмана, пласт T_5 на значительной площади подвергался размыву. Тентекская свита состоит из песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей и углистых сланцев. Особенностью свиты является быстрая изменчивость разреза, замещение фаций. Фации конусов выноса всегда сменяются фациями сухих равнин – озер, среди которых часто присутствуют болотные фации. Мощность свиты 490 м.

В гентекской свите содержатся обильные органические остатки филопод, остракод, микро- и макрофлора. По органическим остаткам о возрасте тентекской свиты даются разноречивые заключения. По филоподам Н.И. Новожилов, В.С. Заспелова относят ее к позднему карбону. М.И. Радченко отмечает преобладание мезокаламитов и стилокаламитов и поэтому считает тентекскую свиту не моложе среднего карбона башкирского яруса. Такие же разногласия намечаются и по изучению спорово-пыльцевых комплексов. Анализируя весь комплекс органических остатков и придавая большое значение эволюционному развитию микрофлоры, Н.И. Стукалова видит резкую смену в составе растительности в интервале пластов T_3-T_5 : в верхней части разреза происходит уменьшение спор лепидофитов и увеличение пыльцы хвойных, кордаитов, папоротников и др. В то же время М.В. Ошуркова такого изменения не отмечает и относит тентекскую свиту вслед за М.И. Радченко к башкирскому ярусу среднего карбона. Используя данные Н.И. Стукаловой, Н.И. Новожилова и учитывая особенности геологической истории, возраст гентекской свиты нами принимается средне-позднекаменноугольным.

ВЕРХНИЙ КАРБОН

Верхнекаменноугольные отложения неотделимы от среднего карбона в большинстве районов Центрального Казахстана. К верхнему карбону относятся кунгисаякская и колдарская свиты во внутренних зонах герцинид в пределах Прибалхашья и шаханская свита Карагандинского синклиория. В каледонской зоне к верхнему карбону относятся верхние части описанных выше владимировской и джезказганской свит.

В Карагандинском бассейне шаханская свита венчает угленосную серию. Нижняя ее граница проводится по второму горизонту вулканического туфа. Породы свиты красноцветны, чем отличаются от

нижележащей тентекской свиты. Шаханская свита сложена почти полностью песчаниками (фашии конусов выноса) и алевролитами (фашии сухих равнин). Обломочный материал песчаников плохо окатан и отсортирован. Особенностью является наличие галек эффузивных пород. В породах свиты встречаются обильные органические остатки — филлоподы, остракоды и отпечатки растений, по которым устанавливается позднекаменноугольный возраст свиты. Мощность — 350 м.

В Прибалхашье верхнему карбону принадлежит толща эффузивно-осадочных пород, которые объединяются в кунгисаякскую свиту. Эта свита залегает несогласно на среднем карбоне и сложена песчаниками, конгломератами, известняками и табачного цвета алевролитами с линзами мелкогалечного конгломерата; вулканические породы играют подчиненную роль. Органические остатки встречаются спорадически и представлены брахиоподами, кораллами, редкими аммонитами и большим количеством пелеципод. Среди брахиопод встречаются формы позднекарбонного возраста (*Dictyoclostus donetzianus* и др.). Состав брахиопод, пелеципод, кораллов в кунгисаякской свите не позволяет считать ее возраст окончательно решенным.

Возрастным аналогом кунгисаякской свиты является колдарская, породы которой широко известны в Северном Прибалхашье. В ней преобладают разнообразные вулканические породы, осадочные — имеют подчиненное значение и распространены локально. В них встречаются растительные отпечатки *Rifloria derzavini*, *Lomeopteria comia* и др.

Среди фаунистических остатков определяются формы, которые встречаются в среднем и верхнем карбоне. По видовому составу они приближаются к фауне гастыкудукской свиты, и толща, их содержащая, может быть отнесена к среднему и позднему карбону. Растительные остатки, собранные из кунгисаякской и колдарской свит, по М.И. Радченко (Кошкин, Радченко, 1965), имеют позднекарбонный — раннепермский возраст. Учитывая неравноценность и малочисленность органических остатков, определяющих широкие возрастные пределы, особенно по флоре, мы считаем возможным условно по ископаемой фауне принять возраст обеих свит позднекаменноугольным.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Наиболее широко пермские отложения развиты в пределах каледонид в Джезказганской и Тенизской внутренних владинах. По литологическому составу и распределению органических остатков они подразделены в Джезказганской владине на жиделисайскую и кенгирскую, в Тенизской — на кайрактинскую, клямынскую и шоптыкульскую.

Жиделисайская свита. Граница жиделисайской и джезказганской свит проводится условно по следующим признакам. В жиделисайской свите отсутствуют монолитные пласты песчаников, породы обладают яркими пестрыми цветами, чаще встречаются известняки, содержащие остракоды, прослой с гипсом и доломито-карбонатными конкрециями. В алевролитах жиделисайской свиты присутствуют

Таскудукская свита (C ₂)	Джезказганская свита (C ₂ -C ₃)	Жиделисайская свита (P ₁)	Кенгирская свита (P ₁ -P ₂)	Острикоды
██████████				DARWINULA PRIMA Busch.
██████████				D.PSEUDORENKINIANA Busch.
██████████				D.TRIANGULA Busch.
██████████				D. DERUPTA Busch.
██████████				D. BONA Busch.
██████████				D. ARTA Busch.
██████████				D. DOLINSKAEAE Busch.
██████████				D. DOLINSKAEAE var. SUPERA B.
██████████				D. EXTENTA Busch.
██████████				D.TURGIDA Busch.
██████████				D. MEGALA Resch.
██████████				D. DISCRIMINATA Resch.
██████████				D. ELLIPTICA Resch.
██████████				D. FORMOSA Resch.
██████████				D. DOMRATSCHEVI Resch.
██████████				D. PERFECTA Busch.
██████████				D. SOLIDA Busch.
██████████				D. TENNIS Resch.
██████████				D. AEQUALIS Resch.
██████████				D. DIFFUSA Busch.
██████████				D. EXEPTA Resch.
				D.CLARA Resch.
				D. LONGA Resch.
				D. TUMIDA Busch.
				D. SUBEXTENTA Busch.
				D. MIRA Busch.
				D. ROEDERIANA J et K.
				D. FAINELLA Belous.
				D. RESCHETNICOVA Kasch.
			██████████	D. FRAGILIFORMIS Belous.
			██████████	D. INCOGNITA Belous.
			██████████	D. ORDINATA Belous.
			██████████	D. PSEUDODOLINSKAEAE Belous.
			██████████	D. RATNOVSKAJA Kasch.
			██████████	D. ERUNACA Kasch.
			██████████	D. FLEXIBILIS Kasch.
			██████████	D. MALACHOVENSIS Belous.
			██████████	D. PERLONGIFORMIS Belous.
			██████████	D. KAZAKSTANICA Belous.
			██████████	D. NASALIFORMIS Belous.
			██████████	D. GABAEVI Belous.
			██████████	D. ACCURATIFORMIS Belous.
			██████████	D. LUNAMA Kasch.
			██████████	D. LUMINOSA Kasch.
			██████████	D. CURVULA Kasch.
			██████████	D. STELMACHOVIA Belous.
			██████████	D. PATRIA Kasch.

Таскудукский свита (C ₂)	Джезказганская свита (C ₂ -C ₃)	Жиделисайская свита (P ₁)	Кенгирская свита (P ₁ -P ₂)	Остракоды
				D. MAMUTOVAE Kasch.
				D. PESTROZVETICA Belous.
				D. FIDELIS Kasch.
				D. MEMORIPRODITA Kasch.
			D. BUSCHIMINAE Kasch.
				D. PYRIFORMIS Kasch.
				D. INORNATINA Belous.
				D. PROCERA Mand.
				D. ANGUSTA Mand.
				D. LUBIMOVAE Kasch.
			D. COMMODA Kasch.
				D. FORSCHII Palant.
				D. LANCETIFORMIS Kasch.
			D. FISCHIMANI Mam.



Рис. 1. Распространение комплексов остракод в верхнем палеозое Джезказганской впадины (по С.Б. Мамуговой)

1 - встречаются редко; 2 - малочисленны; 3 - обычные; 4 - многочисленные; 5 - присутствие предполагается

Кирейская свита (C ₂)	Владимирская свита (C ₂ -C ₃)	Кайрактинская свита (P ₁)	Кийминская свита (P ₁ -P ₂)	Шоптыкульская свита (P ₂)	Остракоды
.....					DARWINULA PSEUDORANKINIANA
.....					D. PRIMA Busch.
.....					D. TRIANGULA Busch.
.....					D. BONA Busch.
.....					D. DOLINSKAE var SUPERA Busch.
.....					D. DOLINSKAE Busch.
.....					D. EXTENTA Busch.
.....					D. TURGIDA Busch.
.....					D. DISCRIMINATA Resch.
.....					D. ELLIPTICA Resch.
.....					D. EXOTIFORMIS Kasch.
.....					D. PERFECTA Busch.
.....					D. CLARA Resch.
.....					D. NOVA Busch.
.....					D. LONGA Resch.
.....					D. TUMIDA Busch.
.....					D. SUBEXTENTA Busch.
.....					D. CONTROVERSA Busch.
.....					D. SUBSCALTELUS Busch.
.....					D. TENTEKENSIS Busch.
.....					D. APERATA Busch.
.....					D. MIRA Busch.
.....					D. CONVEXA Busch.
.....					D. ROEDERIANA (J. et K.)
.....				..	D. GRANUMA Belous.
.....				..	D. FATNELLA Belous.
.....					D. RESCHETNIKOVAE Kasch.
.....					D. FRAGILIFORMIS Belous.
.....					D. INCOGNITA Belous.
.....					D. ORDINATA Belous.
.....					D. pseudokassini Belous.
.....					D. RATNOVSKAJA Kasch.
.....					D. ERUNACA Belous.
.....					D. PLEXIBILIS Kasch.
.....					D. MALACHOVENSIS Belous
.....					D. PERLENGOFORMIS Belous.
.....					D. KAZAKSTANICA Belous.
.....					D. NASALIFORMIS Belous.
.....					D. GABAEVI Belous.
.....					D. ACCURATIFORMIS Belous.
.....					D. LUNATA Kasch.
.....					D. LUMINOSA Kasch.
.....					D. CURVULA Kasch.
.....					D. STELMACHOVIA Belous.
.....					D. PSEUDODOLINSKAE Belous.
.....					D. PATRIA Kasch.

Кирейская свита (С ₂)	Владимировская свита (С ₂ -С ₃)	Кайрактинская свита (Р ₁)	Кийминская свита (Р ₁ -Р ₂)	Шоптыкульская свита (Р ₂)	Остракоды
					D. MAMUTOVAE Kasch.
					D. PESTROZVETICA Belous.
					D. STELMACHIOVELLA Belous.
					D. PSEUDOKASSIM Belous.
					D. FIDELIS Kasch.
					D. MEMORIPRODITA Kasch.
					D. BUSCHMINAE Kasch.
		...			D. aff. FORMOSA Kasch.
					D. FICHMANI Mam.
					D. ESPISACA Mam.
					D. PYRIFORMIS Kasch.
					D. INORMATINA Belous.
					D. COMMODA Resch.
					D. FORSCHII Palant.
					D. LANCETIFORMIS Kasch.
					D. ANGUSTA Mand.
					D. LUBIMOVAE Kasch.
					D. OVATAEFORMIS Kasch.
				D. aff. INERTA Kasch.
					D. PROCERA Mand.
					D. ABUNDA Spiz.
					D. ACLINIS Mand.
				D. aff. SULCATA Misch.
				D. aff. DAEDALA Misch.
				D. ADUNCTATUS Mand.
				D. DEFLENA Misch.
					D. TIMANICA Kasch.
					D. TRITA Palant.
					D. BITATRIX Misch.
		...			SUCHIONELLA VOENOLAEFORMIS Kasch.
					S. INCONEUNA Kasch.
				DAHWINULOIDES GRATA Mand.
					D. INDIVISA Resch.
					D. EXILIS Kasch.
				D. OBLONGA Kasch.
				D. INGENUATA Mand.
				D. DJURTJULIENSIS Palant.

Рис. 2. Распространение комплексов остракод в верхнем палеозое Тенизской впадины (по С.Б. Мамутовой).

Условные обозначения те же, что и на рис. 1

включения и гнезда железистой слюдки и каменная соль. Жиделисайская свита сложена красноцветными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, довольно многочисленными тонкими прослоями известняков, гипсов, доломито-известковистых конкреций. В центральной части Джезказганской впадины встречены залежи соли. Особенностью свиты является линзовидное строение — все породы не образуют самостоятельных четко ограниченных пластов и пачек. Мощность пород свиты меняется в пределах 350 — 950 м. В прослоях известняков были встречены остракоды артинского яруса, а также растительные отпечатки и спорово-пыльцевой комплекс, которые подтверждают раннепермский возраст жиделисайской свиты (см. табл. 1 и рис. 1).

Кенгирская свита тесно связана постепенным переходом с жиделисайской свитой; граница между ними проводится по массовому появлению сероцветных мергелей и известняков. В строении свиты принимают участие песчаники, аргиллиты, мергели и известняки; в нижней части разреза присутствуют оолитовые известняки, гипсы и соли. В мергелях и известняках встречены многочисленные остракоды, пелелиподы. Общая мощность кенгирской свиты более 2000 м. Возраст кенгирской свиты определяется по многочисленным находкам органических остатков — остракод, пелелипод, спор и пыльцы. Эти остатки определялись З.Д. Белоусовой, С.Б. Мамуговой, Е.М. Люткевич, О.В. Лобановой, Е.И. Мураховской. Все они единодушно определяют возраст свиты ранне-позднепермским (табл. 1, рис. 2, вклейка).

В Тенизской впадине пермской системе принадлежат арчалинская, кайрактинская, кийминская и шоптыкульская свиты. Переходная — арчалинская свита была описана вместе с владимировской. Ее мощность непостоянна и составляет 160—250 м.

Кайрактинская свита. Нижняя граница свиты четкая, проводится по выдержанному по всей территории Тенизской впадины горизонту скорлуповатых известняков. Кайрактинская свита чрезвычайно однообразна по литологическому составу. Она состоит из чередующихся песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков и из серых и зеленоватого-серых мергелей. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые, с хорошо окатанными обломками, сортированные. Алевролиты по составу и окатанности зерен подобны песчаникам. Обычно они известковистые и содержат карбонатные конкреции разной формы и размеров. Известняки очень разнообразны — пелитоморфные, кристаллические, скорлуповатые, оолитовые, водорослевые и другие, часто они обогащены глинистым и органическим веществом. Выделяются два маркирующих горизонта скорлуповатых известняков: нижний выдержан по всей впадине, в то время как верхний прерывист и устанавливается только в северной ее части. По всему разрезу встречаются обильные органические остатки — филлоподы, остракоды, чешуя рыб, отпечатки флоры и остатки спор и пыльцы, позволяющие уточнить возраст свиты (см. табл. 1, рис. 2). Весь приведенный комплекс ископаемой фауны и флоры указывает на раннепермский (хунгурский) возраст свиты. Мощность ее от 350 до 1000 м.

Несмотря на некоторые литологические изменения в различных частях впадины, формирование осадков происходило в однообразных условиях большого озерного водоема.

Кийминская свита. Кийминская свита выполняет центральные части мульды. Цвет и состав пород кийминской свиты значительно отличается от таковых нижележащей кайрактинской свиты; нижняя граница свиты проводится по появлению красноцветных песчаников. Кийминская свита сложена лилово-красными, реже зеленоватосерыми песчаниками, алевролитами с прослоями известняков серой, гемно-серой и пятнистой окраски, а также аргиллитами. В аргиллитах и алевролитах обычны карбонатные конкреции, которые образуют прослой или беспорядочно рассеяны в пластах. В северной части Тенизской впадины преобладают породы лилово-красные, породы становятся более грубозернистыми, встречаются гравелиты и мелкогалечные конгломераты, тонкозернистые разности играют подчиненную роль, характерна меньшая насыщенность органическими остатками. Мощность 300–600 м. В южной части впадины кийминская свита представлена более мелкозернистыми породами – преобладают алевролиты, аргиллиты, известняки и мелкозернистые песчаники пестрой окраски; наблюдается частая смена красноцветных пород серо-зелеными разномзернистыми, которые преобладают. Большое значение имеют "порфиривидные" известняки. Органические остатки более многочисленны. Мощность свиты от 650 до 1300 м.

В настоящее время имеется достаточно палеонтологического материала для уточнения возраста кийминской свиты. Определены наземные позвоночные, ганюидные рыбы, филлоподы, остракоды, пелециподы, микро- и макрофлора (Литвинович, Голубовская и др., 1974). Возраст кийминской свиты устанавливается ранне-позднепермским.

Шоптыкульская свита. Шоптыкульская свита была выделена как самостоятельная единица в Кийминской и Ладыженской мульдах в 1949 – 1950 гг. Она залегает согласно на кийминской свите, представлена фиолетово-бурыми тонкозернистыми тонкоплитчатыми песчаниками, содержащими пласты темно-серых пелитоморфных известняков и карбонатных конкреций "порфиривидного" сложения. В известняках встречены остракоды, пелециподы. Последние определены О.В. Лобановой как *Anthracomia fedorovi*, *A. ex gr. tschernyschowi*. Оба вида, по мнению О.В. Лобановой, указывают на позднепермский возраст свиты. Остракоды, собранные в разрезе Кийминской мульды, определялись С.Б. Мамуговой, которая считает их верхнепермскими. Мощность свиты от 150 до 900 м.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КАМЕННОУГОЛЬНОГО И ПЕРМСКОГО ПЕРИОДОВ

Палеогеографические условия каменноугольного и пермского периодов отличались значительным разнообразием. Для раннего карбона это существенно морские и только частично прибрежно-континентальные условия (Карагандинский синклиниорий, Прибалхашье); для

среднего – позднего карбона для запада Центрального Казахстана характерны континентальные обстановки, на востоке – морские и континентальные с интенсивным вулканизмом. Пермский период повсеместно характеризовался континентальными условиями.

Турнейский век характеризовался широким развитием морских условий на всей территории, о чем свидетельствуют характер пород и органические остатки, которые в них встречаются. В некоторых районах (Прибалхашье) наряду с осадочными породами присутствуют вулканогенно-осадочные и вулканические, представленные туфами, гуффирами и лавами.

Для визейского века характерно сложное сочетание палеогеографических обстановок. На западе Центрального Казахстана, на территории эпикаледонского массива, в визейском веке существовал морской бассейн различной глубины островного типа, особенно к концу века (дальненский горизонт). Особенностью этого региона является присутствие в осадках раннего визе примеси пеплового материала. Пепловый материал встречается главным образом в западных частях Центрального Казахстана (реки Ишим, Каракингир, Дюсембай). Источником пепла происходил с запада из Валерьяновской зоны Уральской геосинклинали, где располагались вулканические очаги.

Восточнее, в Карагандинском бассейне и к северу от него существовала обширная приморская равнина, которая временами заливалась морем, в такие моменты происходило накопление тонкого алевритистого материала. Со временем регрессий моря совпадало накопление гонкозернистых осадков, сильно обогащенных растительными остатками, и прослоев углисто-глинистых пород.

В Прибалхашье в течение визейского века существовал очень мелководный изобиловавший островами бассейн, где шло образование песчано-глинистых осадков с редкими прослоями и линзами известняков. Вблизи островов в прибрежных зонах в ряде участков происходило накопление углистого вещества, иногда скопления его достигали значительных размеров – впоследствии здесь образовались угли.

В наморский век повсюду отмечается сокращение морских обстановок, особенно это характерно для области герцинской складчатости. В Карагандинском бассейне устанавливаются типично континентальные образования – озерно-болотные и аллювиальные. С озерно-болотными фациями обычно связаны каменные угли. Встреченные обильные палеонтологические остатки подтверждают континентальные условия накопления осадков. В Прибалхашье в это время имела место более сложная обстановка – здесь отлагались морские, континентальные и вулканические толщи. Морские отложения накапливались в основном в районе Саякской синклинали. Отсюда морские трансгрессии проникали к западу и северу, но это были временные, быстро исчезающие мелководные бассейны. Всюду накапливались обломочные образования, нередко содержащие пепловый материал и обломки лав. Обилие мелких и крупных обломков и почти

полное отсутствие карбонатных пород указывают на значительную расчлененность окружающей суши и бурную вулканическую деятельность. Море в окрестности Саякской синклинали проникало с юго-востока. В других участках Прибалхашья накапливались красноцветные и вулканогенные породы с массой лав и туфов.

В западной части Центрального Казахстана в миоценовом веке море занимало обширные территории. На востоке Тенизской и Джезказганской впадин накапливались в основном терригенные осадки с редкой морской фауной. В западных частях этих впадин чередовалось накопление известняков и песчано-глинистых осадков с обильной морской фауной. Бассейн был мелководным и постепенно регрессировал к западу. Несомненно, он имел тесную связь с Уральским и Средне-Азиатским морями, что устанавливается по общности ископаемых фаун этих регионов.

В западной части Центрального Казахстана в среднем и позднем карбоне был жаркий климат, происходило накопление красноцветных осадков различного генезиса – аллювиальных, шельфовых и реже озерных. На крайнем юге Джезказганской впадины, в бассейне р.Белеуты, в нижней части среднего карбона отмечаются морские отложения с фораминиферами, что указывает на кратковременное вторжение моря.

В среднем карбоне Тенизской впадины установлено широкое площадное и вертикальное распространение вулканических туфов – от витрокластических до грубых литокластических. Причем на западе впадины и в синклиналях по р.Ишиму отмечаются грубые туфы; по-видимому, эти районы были наиболее приближены к центрам вулканизма. Установлена ассоциация кремней с вулканическими породами, что указывает на непосредственную связь источников кремнезема с синхронными вулканическими процессами. В Карагандинском районе отмечается смена озеро-болотных обстановок аллювиальными и озерными. В Прибалхашье в основном происходило накопление наземных образований в виде красноцветных грубых обломков межгорных котловин и вулканических пород – лав, туфов, туффов. Временами сюда с юго-востока из Джунгарии ингрессировало море. В это время накапливались песчаники, алевролиты, аргиллиты с редкими прослоями известняков, образовались мощные пачки лав и туфов. В позднем карбоне море отступает на юго-восток. С этого времени устанавливаются континентальные условия и интенсивно проявляется вулканизм.

Пермский период для всей территории характеризовался общим поднятием, сокращением областей осадконакопления. Ландшафтная обстановка в районах пермской седиментации была специфичной. Территории Джезказганской и Тенизской впадин были, по-видимому, заняты обширными равнинами, в пределах которых располагались озера и речные долины. Переменяемость осадков озер и рек свидетельствует о блуждании водотоков, которые оставляли после себя глинисто-алевритовые и песчаные осадки. В ранней перми длительное время существовали озера (кайрактинская свита), в которых

накапливались карбонатные и глинистые илы, обогащенные органическим веществом. В южные части каледонского массива временами вторгалось море и происходило накопление сульфатно-галогенных осадков. Поздняя пермь – дальнейшее сокращение областей континентальной седиментации (Литвинович, Голубовская и др., 1974).

ЛИТЕРАТУРА

- Бехман В.М., Габай Н.Л., Дмитриовский Ю.В., Орлов И.В. Верхнепалеозойские красноцветные и угленосные отложения Центрального Казахстана. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Беспалов В.Ф. Верхний палеозой Казахстана. – Сов. геология, 1956, № 52.
- Брахиподы верхнего палеозоя Восточного Казахстана. Под ред. Т.Г. Сарычевой. – Труды Палеонтологического ин-та АН СССР, т. 121. М., "Наука", 1968.
- Быков Г.Е. К стратиграфии красноцветных толщ Северного Казахстана. – Записки Всесоюз. минер. об-ва, серия 2, 1936, т. 14, вып. 1.
- Быкова М.С. Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1960.
- Геология и полезные ископаемые Джекказганского рудного района. Под ред. Ш.Е. Есенова и Ю.А. Зайцева. Л., "Недра", 1975.
- Голубовский В.А., Голубовская Т.Н. Вулканогенные образования в пестроцветных верхнепалеозойских отложениях Джекказганского района. – В кн. "Вопросы региональной геологии СССР", М. Изд-во МГУ, 1964.
- Зайцев Ю.А., Габай Н.Л., Голубовский В.А., Потапочкин В.М., Маргынова М.В. Геологическое строение Джекказганского района. – В кн. "Большой Джекказган". Геология и металлогения. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Кошкин В.Я., Радченко М.И. Новые данные о стратиграфии и флоре каменноугольных и пермских отложений Северо-Восточного Прибалхашья. – В кн. "Материалы по геол. и полископ. Южн. Казахстана", вып. 3(28). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1965.
- Кумпан А.С. Верхний палеозой Восточного Казахстана. Л., "Недра", 1966.
- Кумпан А.С. Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана. Л., "Недра", 1969.
- Литвинович Н.В. Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IV. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Литвинович Н.В., Аксенова Г.Г., Разина Т.П. Стратиграфия и литология отложений нижнего карбона западной части Центрального Казахстана. М., "Недра", 1969.
- Литвинович Н.В., Аксенова Г.Г., Чумакова Н.Ф. О нижней и верхней границах нижнего отдела каменноугольной системы. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971.
- Литвинович Н.В., Голубовская Т.Н., Голубовский В.А., Габай Н.Л., Колерина В.В., Чумакова Н.Ф. Стратиграфия и литология верхнепалеозойских отложений западной части Центрального Казахстана. – Материалы по геол. Центр. Казахстана, г. 13. М., "Недра", 1974.

- Литвинович Н.В., Мартынова М.В., Аксенова Г.Г., Нестерова С.Ф., Чудинова Н.И. и др. Фауна пограничных отложений девона - карбона Центрального Казахстана. - Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. XVIII. М., "Недра", 1975.
- Мураховская Е.И., Тажимаева П.П. К стратиграфии палеозоя Джезказгана по данным спорово-пыльцевсго анализа. - Вести. АН КазССР, 1956, № 4.
- Муромцева В.А. Двустворчатые моллюски карбона Казахстана и Сибири. Л., "Недра", 1974.
- Ошурков М.В. Мегаспоры из верхних угленосных свит Карагандинского бассейна. - В кн. "Вопросы геологии угля". Алма-Ата, 1962.
- Руженцев Б.Е., Богословская М.Ф. Намюрский эгал в эволюции аммоноидей. Ранненамюрские аммоноидеи. М., "Наука", 1971.
- Саложников Д.Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1948, вып. 93.
- Сарычева Т.Г. Брахиоподы верхнего палеозоя Восточного Казахстана. М., "Наука", 1968.

КАЗАХСТАНСКИЙ ДЕВОНСКИЙ КРАЕВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Б.Я. Журавлев, А.Л. Урышева, Т.О. Федоров, Н.Л. Четверикова,
О.Е. Беляев, В.Н. Запашков, Н.И. Зардашвили,
И.А. Кошелева, Н.Л. Чечик

В 1959 г. А.А. Богдановым была впервые выдвинута и обоснована идея об обособлении девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана – пограничной структуры между областями с различным геотектоническим режимом (Богданов, 1959). В дальнейшем развитию этих представлений было посвящено много исследований (Богданов, 1965; Четверикова, 1966, 1970; Четверикова и др., 1971 и др.). В то же время в ряде работ девонский вулканический пояс рассматривается как область распространения орогенных формаций, не представляющая единой самостоятельной структуры (Никитина, Шужанов, 1966, 1974; Азбель и др., 1973 и др.). Продолжение детальных исследований в пределах вулканического пояса, проводимых Центрально-Казахстанской экспедицией МГУ (кроме авторов Ю.Ф. Кабановым, Л.М. Шеголевой, И.А. Пославской и др.), дало возможность получить новые данные о строении отдельных участков, а сравнительный анализ позволил выявить общие закономерности развития краевого вулканического пояса. Результаты этих исследований частично были доложены на II Казахском петрографическом совещании в г. Балхаш в 1974 г.

ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Краевой вулканический пояс, как это было впервые показано А.А. Богдановым (1959, 1965), располагается на сочленении Джунгаро-Балхашской варисийской геосинклинали системы и Казахско-Тяньшаньского эпикаледонского массива. Он является выражением системы краевых швов, возникших в этой зоне после стабилизации каледонской геосинклинали, и фиксируется помимо специфических магматических образований достаточно отчетливо выраженной гравитационной ступенью (Богданов, 1959; Беляев и др., 1972). Свообразие вулканического пояса, проявленное как в особенностях строения его преимущественно вулканогенного разреза, магматических массивов, так и в специфике структуры, связано именно с его краевым положением и отражает в разной степени влияние соседствующих крупнейших структурных элементов Казахстана. В целом Казахстанский краевой вулканический пояс повторяет внешние границы Джунгаро-Балхашской варисийской системы и простирается ее

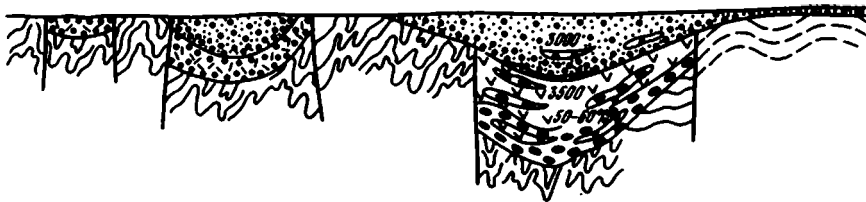


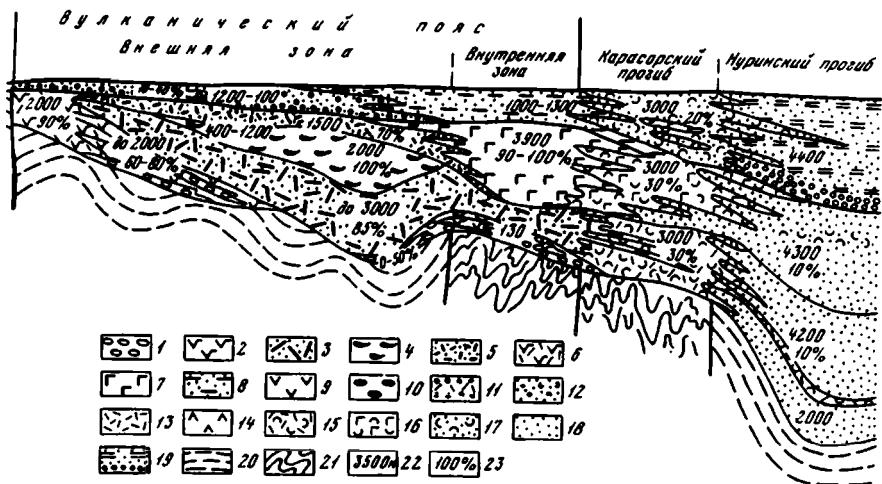
Рис. 1. Схема соотношения девонских образований краевого вулканического пояса и прилегающих территорий

Казахстанский девонский крайовой вулканический пояс. Чеченькаринская свита: 1 - вулканомиктовые и туфогенные конгломераты, песчаники; 2 - андезито-базальты. Семизбугинская свита: 3 - преимущественно туфы липаритового состава; 4 - игнибриды липаритового состава. Кайдаульская свита: 5 - переслаивание андезит-базальтов, андезитов, дацитов, липаритов. Жиландыбулакская свита: 6 - переслаивание туфов, туфов липаритового состава, туфогенных песчаников. Салкентауская свита: 7 - андезито-базальты, базальты. Акбастауская свита: 8 - песчаники, алевролиты.

Эпикаледонский массив. Жарсорская свита: 9 - андезито-базальты, андезиты; 10 - красноцветные туфогенные и вулканомиктовые конгломераты, песчаники. Нижне-среднедевонские отложения: 11 - красноцветные конгломераты, песчаники, липариты. Живетско-франские отложения; 12 - красноцветные песчаники, конгломераты,

структур, подчеркивая своеобразное положение этой области, проникающей в виде входящего угла далеко на запад в тело каледонской складчатой области.

Границы вулканического пояса - как внешняя, так и внутренняя - являются фациальными, т.е. границами, определяемыми по изменению строения и мощности толщ. Соответственно границы пояса отвечают и границам формаций, и границам распространения свит. Естественно, что в течение геологического времени их положение могло несколько меняться. Однако поскольку вулканизм, продуктами которого образованы толщи пояса, приурочен к системе глубинных швов, развивавшихся длительное время и не менявших существенно своего положения в пространстве, изменения в положении границ были незначительными; границы были практически постоянными для всего времени формирования пояса. В современной структуре ограничения Пояса имеют эрозионный характер и могут совпадать либо с границами выхода тех или иных толщ на дневную поверхность, либо с разрывами; некоторые из них, по-видимому, были долгоживущими, существовали и в период формирования вулканических толщ.



алевролиты; 13 - туфы липаритового состава; 14 - андезито-базальты и базальты

Карасорский и Муринский прогибы. Саумалкольская свита: 15 - туфогенные песчаники, туфы липаритового состава. Жандарская свита: 16 - перемытые туфы андезито-базальтового состава, туфы андезито-базальтового состава. Ордобайская свита: 17 - песчаники, алевролиты, перемытые туфы липаритового и андезитового состава. Биотарская свита: 18 - песчаники, алевролиты. Живетско-франские отложения: 19 - песчаники, алевролиты, конгломераты, 20 - силурийские отложения, 21 - досилурийские отложения; 22 - мощность, м, 23 - содержание вулканического материала в свите

Положение внешней границы вулканического пояса фиксируется резким уменьшением мощностей вулканических толщ выклиниванием типичных для пояса свит и замещением всех или большинства свит вулканогенно-осадочными породами. Одновременно сокращается число субвулканических и жерловых тел, исчезают специфичные для пояса вулканотектонические депрессии (кальдеры проседания) и коматичные вулканические интрузии, что свидетельствует о резком изменении магматических проявлений. Эти изменения нередко совпадают с четкими зонами градиентов поля силы тяжести, как это, в частности, отмечается В.Н. Любецким в районе Майкубенской мульды на северо-востоке Центрального Казахстана. Кроме того, важно подчеркнуть, что указанные изменения соответствуют изменениям характера распространения девонских толщ: если на территории пояса вулканические образования имеют сплошное распространение, то вне его выполняют отдельные разобщенные мульды и впадины (рис. 1).

Внутренняя граница вулканического пояса определяется по смене существенно вулканических толщ нижнего - среднего девона мощными морскими вулканогенно-осадочными и граувакковыми. Это замещение представляется как весьма постепенное.

Зона сочленения каледонского массива и варисцидской геосинклинали — краевой вулканический пояс — не остается постоянной на всем огромном его протяжении от предгорий Чингиза до Бетпадалы и Чу-Илийских гор. Граница более молодой Джунгаро-Балхашской геосинклинали по-разному вписана в эпикаледонский срединный массив на западе, севере и востоке. По особенностям соотношения пояса с окружающими складчатыми структурами каледонид и варисцид он может быть разделен на ряд отрезков или сегментов, в пределах которых эти соотношения более или менее однотипны. Точно так же и на такие же отрезки пояс подразделяется и по особенностям строения, состава и химизма слагающих его толщ. Важно подчеркнуть, что подобное деление было осуществлено независимо и первоначально базировалось главным образом на специфике строения вулканогенных толщ в разных районах¹.

Таким образом, нами пояс расчленен на три крупных отрезка или сегмента: северный (широтный), протягивающийся от р. Тундык на востоке до р. Соналы на западе, западный — от слияния рек Жаксы-Кон и Жаман-Кон на севере до оз. Балхаш на юге — и восточный, расположенный в Предчингизье.

Структурное положение широтного сегмента может быть охарактеризовано следующим образом. С севера к нему подходят резко обрезаемые широтными структурами пояса меридионально ориентированные позднекаледонские синклиории и антиклиории. Южнее располагаются структуры Джунгаро-Балхашской складчатой системы с преобладающей широтной ориентировкой большинства складок и разрывных нарушений. В соответствии с этим находится и четкое разделение вулканического пояса здесь на две зоны — внутреннюю, прилежащую к варисцидам, и внешнюю, граничащую с каледонидами, которые различаются как строением разрывов и особенностями проявления магматизма, так и в структурном отношении.

Восточный, Чингизский сегмент также четко, но несколько иначе разделяется на внешнюю и внутреннюю зоны, фиксируемые особенностями строения толщ и образованных ими структур. Толщи пород внешней зоны слагают отдельные мульды и вулканотектонические структуры и налегают на позднекаледонский складчатый фундамент, преобладающие ориентировки складок которого имеют северо-западные, "чингизские", простирания. Внутренняя зона, как и граница Джунгаро-Балхашской геосинклинали, также вытянута в северо-западном направлении. В этом же направлении простираются оси складок, в строении которых наряду с нижнепалеозойскими отложениями принимают участие и вулканиты девона. В целом в отличие от широтного отрезка преобладающие ориентировки каледонских и варисцидских

¹ Один из вариантов разделения вулканического пояса на ряд сегментов был предложен Л.Г. Никитиной и В.М. Шужановым (1966).

структур совпадают. Большой близостью отмечено и строение одно-возрастных толщ внешней и внутренней зон.

Западный сегмент пояса отделяет область каледонской складчатости от примыкающих к нему с востока кулисообразно расположенных антиклинорий и синклинорий вариспийской геосинклинальной системы. В строении антиклинорий участвуют те же складчатые комплексы, что и в каледонском массиве. Фундамент пояса здесь наиболее разнороден (Джаланр-Найманская зона, Бурунтавский антиклинорий, Западно-Балхашский синклинорий). Для характеристики сегмента приводится описание трех различающихся строением участков, названных вулканическими массивами.

СТРОЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В северном сегменте (рис. 2) внешняя зона сложена преимущественно вулканиками липаритового и липарито-дацитового состава; в строении внутренней зоны основную роль играют базальты и андезит-базальты.

Во внешней зоне выделяются три свиты, несогласно налегающие на складчатый каледонский фундамент. Нижнедевонская чеченькарянская свита, представленная вулканомиктовыми и вулканогенно-осадочными породами с прослоями и линзами андезит-базальтов, базальтов и андезитов, выполняет отдельные прогибы, в которых соотношения пород разного состава – вулканомиктовых конгломератов, туфогенных песчаников, конгломератов и основных вулкаников – не остаются постоянными. Мощности свиты на востоке зоны составляет около 500 м и увеличивается в западном направлении до 1800 м. Семизбугинская свита (нижний девон), перекрывающая не только нижележащую чеченькарянскую, но и дислоцированные терригенные толщ раннего силура, состоит в нижней своей части преимущественно из туфов липаритового состава, реже из липаритовых лав, туфолов, туфогенных песчаников и гравелитов. Для свиты характерны игнимбриды липаритового состава, завершающие ее разрез и прослеживающиеся во всей северной зоне от Центрально-Казахстанского разлома на востоке до Сарьсу-Тенизского поднятия на западе. Толщ игнимбридов накапливались как в вулканотектонических депрессиях (восточная часть), возникавших при опускании крупных блоков во время извержений игнимбритов (явление "кальдерного опускания"), так и вне депрессий. Мощности игнимбритовых толщ меняется соответственно от 2000 до 200 м. Мощности свиты в целом составляет от 3500 до 5000 м. Завершает разрез внешней зоны на большей части широтного сегмента слоистая толща, состоящая из туфов липаритового состава, туфогенных песчаников, гравелитов, конгломератов с редкими прослоями липаритов. Эти отложения выделяются в жиландыбулакскую свиту среднего девона. В средней и верхней частях разреза отмечены пачки и линзы (300 – 400 м) андезит-базальтов. Для этой свиты особенно характерна вертикальная и латеральная изменчивость состава. Мощности ее 1500 м. Неотъемлемая часть

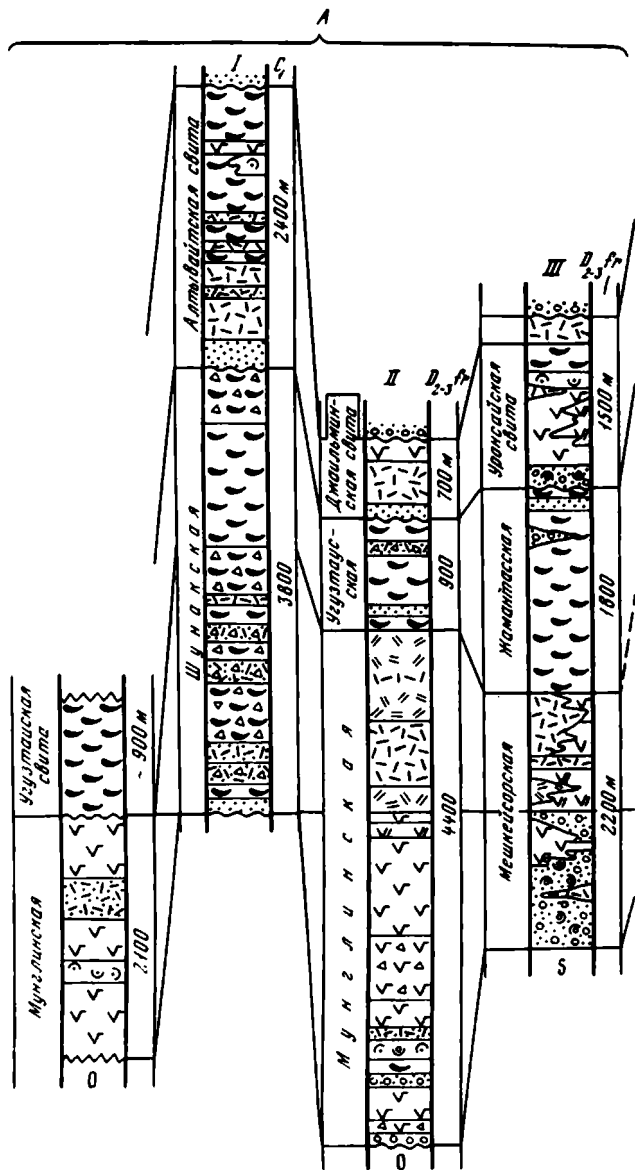
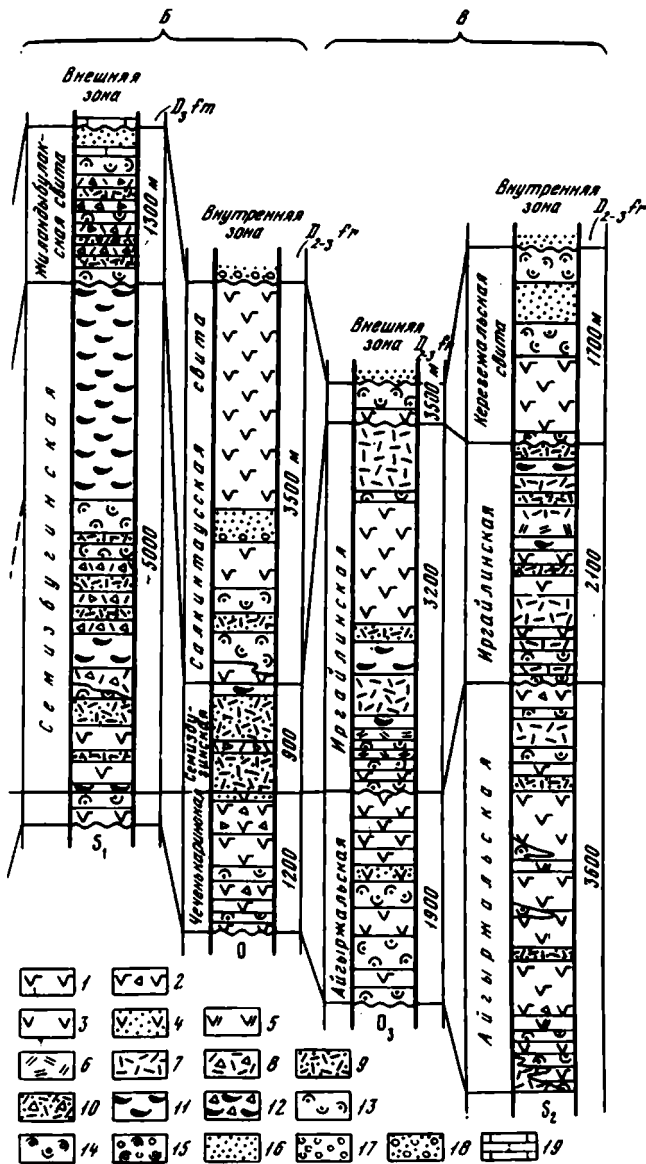


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов Казахстанского девонского краевого вулканического пояса

Сегменты пояса: А - западный, Б - северный (широтный), В - восточный (Предчингизье). Вулканические массивы: I - Прибалхашский, II - Мунглинский, III - Шубаркульский и Теректинский

1 - базальты, андезито-базальты; 2 - лавовые брекчии базальтового и андезито-базальтового состава; 3 - андезиты; 4 - туфы андезитового состава; 5 - андезито-дациты; 6 - дациты; 7 - липариты и липарито-дациты; 8 - лавовые брекчии липаритового и липарито-



дацитового состава; 9 - туфы липаритового и липарито-дацитового состава; 10 - вулканические брекчии липаритового и липарито-дацитового состава; 11 - игнимбриты, туфолавы липаритового состава; 12 - игнимбриты, туфолавы с обломками пород; 13 - туфогенные песчаники; 14 - туфогенные конгломераты; 15 - переслаивание туфогенных конгломератов, песчаников и вулканомиктовых конгломератов; 16 - песчаники; 17 - конгломераты; 18 - переслаивание песчаников и конгломератов; 19 - известняки

внешней зоны широтного сегмента пояса – широко развитые массивы среднедевонских гранитоидов. Эти массивы занимают преимущественно положение между каледонским фундаментом и толщами девонских вулканитов, слагают гарполитообразные тела мощностью (по гравиметрическим данным) не более 2–3 км; массивы приурочены к ядрам брахиатиклиналей и вулкано–тектоническим депрессиям. В составе комплекса преобладают существенно калишпатовые и аляскитовые граниты, характерно также присутствие щелочных разностей. Комплекс контрастный, имеет повышенную щелочность (сумма щелочей превышает 8%), относится к калий–натриевым сериям с незначительным преобладанием натрия. Железистость гранитов равна 70–99%, а коэффициент окисления – 1–4%. Это наряду с особенностями минерального состава пород (повышенная взаимная смесимость полевых шпатов, специализация биотита и большое содержание в нем титана) свидетельствует о близповерхностных и высокотемпературных условиях формирования интрузивов. Среднедевонские гранитоиды и ранне–среднедевонские вулканиты внешней зоны объединены в единую вулкано–плутоническую формацию на основании: пространственной и возрастной сопряженностей, одинакового петрохимического и минералогического состава и сходства в распределении микроэлементов. В гранитах выявлена специфическая тенденция обогащения биотита магнием при нарастающей в процессе дифференциации железистости пород, что является отличительной особенностью вулканоплутонических формаций, ассоциирующих с вулкано–тектоническими депрессиями.

Внутренняя зона широтного сегмента пояса, как и внешняя зона, сложены тремя последовательно сменяющимися друг друга свитами, две из которых (чеченькаринская и семизбугинская) имеют тот же или близкий состав, что и их аналоги внешней зоны. Чеченькаринская свита состоит из переслаивающихся вулканомиктовых и туфогенных конгломератов, гравелитов, песчаников с линзами и пачками плагиоклазовых и пироксен–плагиоклазовых андезито–базальтов и андезитов. Для этой свиты характерны резкие фациальные замещения вулканомиктовых пород вулканогенно–осадочными и вулканическими. Количество основных вулканитов – базальтов и андезито–базальтов – не остается постоянным: на западе они составляют до 40–90% разреза свиты и практически отсутствуют в крайних восточных разрезах. Изменчива и мощность свиты – от 200 до 800–2000 м. Семизбугинская свита внутренней зоны сложена вулканическими, преимущественно пирокластическими породами липаритового и липарито–дацитового состава. Но наряду с преобладающими пирокластами в ее строении принимают участие вулканогенно–осадочные породы, встречаются линзы андезито–базальтов и лавовых брекчий основного состава, роль которых возрастает на юге внутренней зоны. Игнимбриты, характерные для семизбугинской свиты внешней зоны, в разрезах внутренней зоны встречаются лишь в виде отдельных маломощных прослоев. Общая мощность семизбугинской свиты внутренней зоны не превышает 1000 м. Салкитауская свита, являющаяся в зна-

чительной части стратиграфическим аналогом жиландыбулакской свиты внешней зоны пояса, сложена главным образом пироксен-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми, реже - оливин-пироксеновыми базальтами и андезито-базальтами, диабазами, долеритами и толентами массивного и миндалекаменного строения. В области максимального развития основных вулканитов (северная часть внутренней зоны) практически отсутствуют пирокластические продукты. В южной части внутренней зоны верхняя часть салкынтауской свиты расслоена линзовидными пачками пестроцветных конгломератов и песчаников. В разрезах свиты (в основном в северной части зоны) наблюдаются отдельные прослои и пачки вулканических брекчий и игнимбритов липаритового состава, составляющие в участках их наибольшего развития не более 30% объема свиты. Максимальная мощность свиты достигает 3000 м.

Восточный сегмент. Здесь так же, как и в широтном сегменте, выделяются две зоны: внешняя и внутренняя, различающиеся особенностями строения вулканического разреза и структуры. Девонский разрез внешней зоны восточного сегмента пояса начинается айгыржальская свита нижнего девона (см. рис. 2), которая ложится резко несогласно с базальтными конгломератами в основании на смятые в складки породы породы нижнего силура и верхнего ордовика. В разрезе свиты, сложенной вулканогенными (до 65%) и вулканогенно-осадочными (до 35%) породами, преобладают андезиты, андезито-базальты и базальты, значительно реже встречаются андезито-дацитовые и дацитовые разности. Характерным элементом свиты являются туфогенные и вулканомиктовые конгломераты, наблюдаемые по всему разрезу. Мощность отложений, выполняющих отдельные прогибы, не более 1500-1800 м. Вышележащая иргайлинская свита характеризуется липаритовым и трахилипаритовым составом вулканических продуктов (до 80% мощности). Основную роль в разрезе свиты играют лавовые образования; кислые туфы составляют незначительную часть. Следует отметить постоянное присутствие игнимбритов, по-видимому, тесно связанных с вулкано-тектоническими депрессиями. Среди кислых вулканитов встречаются эффузивы среднего и основного составов, образующие быстро выклинивающиеся, но мощные линзы. Свита распространена в отдельных впадинах, в связи с чем мощности накоплений непостоянны и достигают изредка 3000 м. Среднедевонская керегежальская свита¹ во внешней зоне представлена маломощной (500-600 м) толщей преимущественно вулканогенно-осадочных и осадочных пород (25-85% от мощности свиты).

¹ Название дано по керегежальскому комплексу из корреляционной схемы, предложенной нами на II Казахском петрографическом совещании в г. Балхаш в 1974 г. Ранее свита собственного названия не имела; по поставу, возрасту и стратиграфическому положению соответствует свите андезито-базальтов Карабулакской зоны В.Я. Кошкина (1961).

Эффузивы, представленные главным образом базальтами и андезито-базальтами, приурочены к нижним частям разреза.

Для внешней зоны восточного сегмента пояса, как и для широтной его части, характерно широкое развитие массивов среднедевонских гранитоидов, значительная часть которых, по данным Н.В. Аксаментовой и Б.Я. Журавлева, являются скрытыми. Эти массивы пространственно тяготеют к участкам наибольшего распространения субвулканических, жерловых и экструзивных образований. Как и для широтной части пояса, характерны массивы щелочных гранитов.

Айгыржальская свита внутренней зоны обладает линзовидно-слоистым строением, обусловленным быстрыми изменениями мощностей и состава слагающих ее пачек. Основание разреза сложено преимущественно вулканическими породами: базальтами, андезито-базальтами, андезитами и андезито-дацитами (до 75%). Значительно реже встречаются липариты, туфы среднего и кислого состава, туфогенные песчаники и конгломераты. В верхней части разреза резко возрастает роль вулканогенно-осадочных и кислых пирокластических пород: туфов липаритового состава, туффитов, туфогенных песчаников и алевролитов, а также песчаников, алевролитов и аргиллитов. Местами присутствуют базальты, андезито-базальты и андезиты. Мощность свиты меняется от 850 до 3900 м. Вышележащая иргайлинская свита состоит преимущественно из вулканогенно-осадочных пород и туфов липаритового состава, резко сменяющих друг друга в разрезе и по латерали. Липариты и их туфы заметно преобладают в верхней части свиты, составляя до трети ее мощности. Так же, как и в иргайлинской свите внешней зоны, здесь отмечаются лавы андезито-базальтового и базальтового составов. Мощность свиты непостоянна и колеблется от 400 до 3100 м. Керегежальская свита во внутренней зоне сложена преимущественно вулканогенными породами: андезитами, андезито-базальтами и их туфами, реже дацитами и андезито-дацитами, существенную, иногда преобладающую роль играют туфогенные конгломераты и песчаники. Мощность свиты до 1600 м.

Вулканогенные свиты северного и восточного сегментов пояса покрываются карбонатно-терригенной формацией среднего и верхнего девона (акбастауская свита).

В западном сегменте пояса описываются три крупных вулканических массива. Они имеют однотипное строение девонских разрезов, в каждом из них отмечаются специфические черты, выражающиеся в различной полноте, мощности и распространенности выделяемых здесь свит.

Основание вулканического разреза Мунглинского массива (см. рис. 3), занимающего центральное положение в западном сегменте, сложено преимущественно нижнедевонскими миндалекаменными пироксен-плаггиоклазовыми и плаггиоклазовыми базальтами, андезито-базальтами и лавовыми брекчиями того же состава, туфогенными конгломератами и песчаниками (мунглинская свита). Эта свита ложится на терригенные толщи ордовика с размывом, имея в основании крупногалечные вулканомиктовые конгломераты. В гальках этих конгломе-

ратов отмечены как породы, слагающие мунглинскую свиту, так и обломки подстилающих пород. В средней части свиты отмечены андезиты, андезито-дациты и дациты, роль которых заметно возрастает вверх по разрезу. Эти породы предшествуют появлению липарито-дацитов и липаритов, слагающих верхнюю часть вулканического разреза мунглинской свиты. Кислые вулканиты, сконцентрированные главным образом в северной и западной частях массива, представлены сфероидальными, пузыристыми и флюидальными липаритами с прослоями пепловых туфов и игнимбригов. Таким образом, эффузивы мунглинской свиты образуют непрерывный ряд пород, последовательно сменяющих друг друга, хотя липариты и липарито-дациты, вероятно, не всегда генетически связаны с основными вулканитами. Мощность свиты составляет 3000 м. Значительная роль в строении Мунглинского массива принадлежит вышележащим туфолавам липаритового состава, которые выделяются в угузтаускую свиту нижнего девона (мощность 1500 м). Монотонная толща туфолав в основании содержит мало-мощные прослои песчаников и алевролитов; в верхней части ее появляются линзы туфов и лав липаритового состава. Вулканический разрез Мунглинского массива завершается вулканогенно-осадочной жамильминской свитой среднего девона, строение и мощность (от 300 до 1000 м) которой резко меняются по площади массива. Основную часть свиты составляют осадочные (зеленовато-серые песчаники, алевролиты, известковистые песчаники) и вулканогенно-осадочные породы (туфиты, туфогенные песчаники и гравелиты), среди которых на разных уровнях появляются пласты и пачки (50-200 м) липаритов, игнимбригов липаритового состава и андезито-базальтов.

Шуберкульский вулканический массив (юг Сарысу-Тенизского поднятия), располагающийся к северо-западу от Мунглинского и отделенный от него рядом разрывных нарушений, в целом также имеет трехчленное строение. В разрезе нижнедевонских отложений, выделяемых здесь как мешкейсорская свита ("толща смешанного состава", по Дорохову и др., 1971), значительно возрастает роль вулканогенно-осадочных пород (иногда до 90% мощности разреза). Эта свита сложена туфогенными конгломератами, песчаниками, туфами липаритового, липарито-дацитового и дацитового состава с пачками базальтов, андезито-базальтов и андезитов. Основные вулканиты не-закономерно распределены в разрезе и находятся в сложных фациальных отношениях с вулканогенно-осадочными и кислыми пирокластическими породами. Следует отметить, что в направлении с запада на восток происходит замещение кислых разностей вулканитов более основными. Максимальной мощности - 2000 м свита достигает на севере массива, уменьшается до 300-400 м в его центральных частях и вновь возрастает на юге до 1200-1500 м. Петрохимические особенности вулканических пород так же, как и в Мунглинском массиве, указывают на принадлежность к непрерывному ряду от базальтов до липаритов. Мешкейсорская свита перекрывается толщей однообразных игнимбригов (туфолав) липаритового состава (жаман-

тасская свита), сопоставляемой с угузтауской свитой Мунглинского вулканического массива и с игнимбритами семизбугинской свиты широтного сегмента пояса. Это – массивные однородные неслоистые породы с обломками и кристаллами кварца, полевых шпатов, реже – биотита. Мощность толщи меняется от 600 до 2000 м. Вышележащая уронсайская свита мощностью 1500 м (“толща порфиритов” и “преддарьинская свита”, по Дорохову и др., 1971) имеет среднедевонский возраст, сложена в нижней части андезито–базальтами, андезитами и базальтами с пачками и линзами туфогенных песчаников и туфами, игнимбритами и лавами липаритового состава в верхах. Присутствующие в ее разрезе осадочные породы составляют незначительную часть (около 10%).

Прибалхашский вулканический массив отделяется от Мунглинского поперечным антиклинальным поднятием Булаттау и располагается к юго–востоку от последнего. Этот массив сложен в основном липаритовыми вулканитами. В центральной части массива в отдельных поднятиях обнажаются вулканиты андезито–базальтового состава, строгая принадлежность которых к девону не доказана. Возможен и более древний возраст этих пород (силурийский?). Широко распространенные здесь угузтауская и шунакская свиты ложатся на складчатый каледонский фундамент, сложенный породами уртынджалской серии: ордовика и силура. Нами приводятся данные лишь по северной части Прибалхашского вулканического массива, заключенной между реками Чажогай на западе и Моинты на востоке, а на юге ограниченной широтой гор Шунак и Шаупкельды. В этой части вулканический массив разделен разрывом северо–западного простирания на три блока: южный, близкий по строению разреза и составу вулканитов Мунглинскому массиву, центральный и северный. Центральный блок Прибалхашского вулканического массива характеризуется наиболее мощным и полным разрезом липаритовых вулканитов. Нижне–среднедевонская шунакская липаритовая свита сложена разнообразными туфолавами, различающимися текстурно–структурными особенностями. В основании и верхней части разреза наблюдаются туфолавы с крупными обломками собственно туфолов и других пород. В этих частях свиты встречаются пачки и пласты лигокластических туфов и вулканических брекчий липаритового состава, туфогенных песчаников, липаритов. Наиболее мощная (2000 м) средняя часть свиты состоит из однородных туфолов. Общая мощность шунакской свиты составляет около 3000 – 3500 м. Среднедевонская алтыайтская свита, мощность которой достигает 3000 м, характеризуется сложным слоистым строением. Среди пород этой свиты существенную роль играют вулканомиктовые и вулканогенно–осадочные породы, чередующиеся с пластами флюидальных и пузыристых липаритов, туфолов, игнимбитов и единичными пластами андезито–базальтов. Для этой свиты характерны фациальные замещения вулканических пород вулканогенно–осадочными и осадочными.

Западному сегменту пояса интрузивные массивы присущи в меньшей степени, чем восточной и северной частям. Интрузивные

массивы протягиваются в северо-западном направлении, причем в этом же направлении, параллельно простиранию пояса, в гранитоидах отмечена ориентировка линейности, что свидетельствует о связи этих гранитоидных массивов со структурой пояса. В пределах западного сегмента выделяется среднедевонский гранит-гранодиоритовый комплекс и средне-позднедевонский комплекс лейкократовых и аляскитовых гранитов. Интрузивные образования среднедевонского комплекса бедны щелочами, относятся к калий-натриевым сериям; комплекс является поперывным и завершенным. Возможна комагматичность интрузивной и эффузивной серий ранне-среднедевонского времени. Средне-позднедевонский комплекс по своему строению, структурному положению, морфологии интрузивов и вещественному составу весьма сходен со среднедевонским комплексом восточного и северного сегментов пояса. Тесная пространственная и временная связь вулканитов и плутонитов в западном сегменте, близость состава пород липаритового и гранитного состава (пересыщенность глиноземом, щелочами, кремнекислотой, преобладание калия над натрием) позволяют выделять единую вулканоплутоническую ассоциацию, период формирования которой охватывает часть среднего и позднего девона. Граниты западного сегмента пояса образуют интрузивы пластообразной формы; характерны широко проявленные фации эндоконтактных изменений с пегматитовыми, гранофировыми структурами и миаролитовыми текстурами. Граниты содержат большое количество окисного железа по сравнению с закисным и имеют высокую железистость и агпаитность. Вулканические образования пояса в западном сегменте несогласно перекрываются позднедевонскими красноцветными терригенными породами.

Таким образом, в области краевого вулканического пояса обнаруживается четкое трехчленное строение разрезов вулканогенных толщ, имеющих ранне-среднедевонский возраст, а в пределах Сарысу-Тенизского поднятия, возможно, и позднедевонский. Для вулканических комплексов этой структуры, закономерно сменяющих друг друга во времени, характерны выдержанность их распространения по латерали и большие суммарные мощности (до 6000-7500 м в области наиболее активно проявленного вулканизма), преобладание вулканических продуктов с подчиненным количеством вулканогенно-осадочных и осадочных пород (не более 20-25%).

Первый этап становления пояса, время проявления которого отвечает раннему девону, характеризуют вулканиты преимущественно средне-основного и среднего состава (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты) и реже характерны генетически связанные с ними породы липарито-дацитового и липаритового составов. Наиболее мощно и полно вулканическая деятельность в раннем девоне была проявлена в Мунглинском вулканическом массиве и восточном сегменте пояса, в составе свит которых вулканиты составляют не менее 70%. Эти породы образуют непрерывную серию от базальтов до липаритов с преимущественным развитием среднеосновных разностей. В широтном сегменте и Шубаркульском вулкана-

ническом массиве основной вулканизм проявляется локально, концентрируясь вблизи центров излияния.

Второй половине раннего девона отвечает резкая смена характера вулканизма на всей территории краевого вулканического пояса: андезито-базальтовый вулканизм сменяется мощнейшими липаритовыми извержениями. Для внешних зон северного и восточного сегментов и вулканических массивов запада характерно присутствие в верхних частях липаритового разреза пород группы игнимбригов туфолов, свидетельствующих о генерации огромных объемов газонасыщенной кислой магмы и ее, по-видимому, одновременных катастрофических извержениях. Геологические условия при этом, очевидно, были аналогичны таковым, свойственным областям орогенного вулканизма (консолидированная кора с развитым "гранитным" сломом, тенденция к относительным поднятиям и пр.), но локализация максимального проявления этого магматизма оказалась четко приуроченной к пограничной зоне между блоками земной коры с различным знаком движений.

Заключительный этап развития вулканического пояса, отвечающий среднему, а на Сарысу-Тенизском поднятии, возможно, среднему - позднему девону, характеризуется проявлением как кислого, так и средне-основного вулканизма. Наиболее интенсивная вулканическая деятельность, связанная с излияниями лав базальтового и андезито-базальтового составов, оказывается сосредоточенной в узких приразломных зонах, нередко пограничных с Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системой. Слабо дифференцированный базальтовый комплекс образован в результате многократно повторявшихся трещинных излияний, практически не сопровождавшихся эксплозивной деятельностью. Многочисленные линейно вытянутые субвулканические тела основных вулканитов фиксируют эти магмоподводящие разломы. Липаритовый вулканизм в это время сохраняется во внешних зонах и в Мунглинском и Прибалхашском вулканических массивах, т.е. там, где наиболее полно и мощно был проявлен кислый вулканизм предыдущего этапа.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНИТОВ

Среди вулканических толщ краевого вулканического пояса присутствуют разнообразные типы пород от базальтов до липаритов, причем количественные соотношения различных по кислотности эффузивов значительно меняются в отдельных сегментах и зонах вулканического пояса. Для всех характерно несколько повышенное содержание щелочей.

Наиболее распространены породы липаритового и липарито-дацитового составов. Они обладают в целом сходным химическим составом, хотя содержание отдельных компонентов и их соотношения меняются в зависимости от территориального и стратиграфического положения. Эти вулканиты относятся к среднему и сильному типам

известковощелочного ряда, по А.Ритману. При близком содержании суммы щелочей в раннедевонских липаритовых вулканитах отношение K_2O/Na_2O находится в прямой зависимости от их положения в структуре пояса. Эта величина закономерно увеличивается вкострест простирания пояса в направлении от варисцид к каледонидам. В областях, пограничных с варисцидами, она составляет 0,77–0,67 и увеличивается в областях, прилегающих к каледонидам, до 0,9–1,5. В среднедевонских породах отношение K_2O/Na_2O меньше единицы характерно лишь для крайней северо-восточной части Прибалхашского вулканического массива.

Проявление основного вулканизма привело к образованию, с одной стороны, непрерывных базальт–андезит–липаритовых, а с другой – слабо дифференцированной базальт–андезито–базальтовой серий. В непрерывных базальт–андезит–липаритовых сериях, характерных для раннедевонского вулканизма западного и восточного сегментов пояса, отмечаются некоторые колебания содержаний щелочей, железа и магния, особенно для средне–основных членов серий. Так, для андезит–базальтовых пород Мунглинского и Шубаркульского вулканических массивов (западный сегмент) характерна более высокая магнезиальность. Коэффициент железистости для вулканитов этих районов составляет 57–66, а для пород остальной территории – 70–72%. Содержание щелочей в тех же породах восточного сегмента и Мунглинского вулканического массива (западный сегмент) меньше, чем в породах широтного сегмента пояса и Шубаркульского вулканического массива. Постепенное увеличение коэффициента железистости от основных членов вулканической серии ($F = 57-70$) к кислым ($F = 84$) на всей территории вулканического пояса свидетельствует о достаточно глубокой дифференцированности исходной основной магмы в период образования этих пород. Дифференциация идет с последовательным увеличением суммы щелочей и изменением отношения K_2O/Na_2O в средних и средне–кислых членах дифференцированного ряда.

Большое содержание липаритовых вулканитов в непрерывной базальт–андезит–липаритовой серии, анализ величин общей железистости и щелочности позволили нам высказать предположение, что эти породы принадлежат двум, генетически не связанным сериям, одна из которых является дифференциатом основного, близкого к базальтовому, расплава с гомодромным развитием. Образование другой серии, возможно, связано с анатектической магмой, возникшей под действием тепла и летучих компонентов основного расплава в земной коре.

Слабо дифференцированная базальт–андезит–базальтовая серия, характерная для среднедевонского вулканизма, является членом контрастной базальт–липаритовой формации. Все основные вулканиты относятся к известково–щелочной группе. Для пород слабо дифференцированной серии характерно также резкое увеличение щелочей в крайних кислых членах ряда с образованием трахиандезитов и трахиандезит–дацитов. Кроме того, в основных вулканитах внутренней

зоны северного сегмента обнаруживается увеличение суммы щелочей в направлении от варисцид к каледонидам.

При всем разнообразии геохимических особенностей вулканитов девонского вулканического пояса отмечается некоторая общность, выражающаяся в наличии положительной и отрицательной специализаций на один и тот же набор элементов. Относительно кларка обычно повышены содержания некоторых элементов фельсифильной группы (бериллий, цирконий, барий) и резко понижены концентрации большей части фемафильной группы элементов для кислых и основных пород. Для вулканитов северного сегмента пояса характерно увеличение концентраций всех микроэлементов от нижнего девона к среднему. Для пород западного сегмента отмечается геохимическая однородность нижнедевонских разностей в разных районах и разнообразие геохимических особенностей среднедевонских пород. Кроме того, в вулканитах среднего девона западного сегмента, в отличие от вулканитов северного, отмечается понижение содержаний меди и свинца.

* * *

В заключение необходимо подчеркнуть наиболее важные особенности Казахстанского девонского краевого вулканического пояса, которые одновременно являются и наиболее ясными и твердо установленными. Это, во-первых, то, что вулканический пояс – единая на всем своем огромном протяжении палеотектоническая структурно-фациальная зона, характеризующаяся общими особенностями строения и развития. Эта общность отражает единый процесс эволюции магматизма, проявленного в конкретных условиях формирования глубинных швов, возникших на границе эпикаледонского массива и варисцийской геосинклинали. Во-вторых, четкая поперечная зональность, свойственная вулканическому поясу и отражающая разнородность разделяемых им областей: с одной стороны, области каледонской складчатости, уже консолидированной к началу проявления девонского магматизма, с другой – варисцийской, продолжавшей свое геосинклинальное развитие как в период проявления магматизма, так и значительно позже. При этом границы зон в пределах пояса, как и весь пояс в целом, повторяют контуры более молодой варисцийской геосинклинали. В-третьих, возможность разделения вулканического пояса на описанные выше сегменты, различающиеся некоторыми деталями строения. Вероятно, специфика сегментов отражает, с одной стороны, особенности строений фундамента, с другой – характер развития смежных частей варисцийской геосинклинали. Так, к внутренним частям западного сегмента пояса примыкает относительно поднятый блок докембрийского фундамента, выступающего в виде геантиклинального поднятия в системе варисцид (Актау–Моинтинский антиклинорий), в то время как к северному и восточному приближены наиболее интенсивно и длительно прогибавшиеся участки Джунгаро–Балхашской геосинклинали, развитие которых завершилось лишь саурской фазой складчатости в среднем виле.

- Азбель К.А., Борукаева М.Р., Колесников В.В., Ляпичев Г.Ф., Никитина Л.Г., Стеркин В., Шужанов В.М. Природа, тектоно-магматические и минералогические особенности эволюции краевых вулканических поясов - В кн. "Эволюция вулканизма в истории Земли". Материалы I Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. М., 1973.
- Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Четверикова Н.П., Юнаковская Ю.В. Строение восточной части области сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана по геофизическим данным. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, № 5.
- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, № 1.
- Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. - Бюлл.МОИП, отд. геол., 1965, № 5,6.
- Дорохов И.Л., Завражнов В.Н., Ильин И.С., Мазарович О.А., Минервин О.В., Чечик Н.Л. Стратиграфия девонских континентальных образований Теректинского поднятия (южная часть Сарысу-Тенизского водораздела). - В кн. "Стратиграф. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971.
- Журавлев Б.Я., Урываева А.П., Федоров Т.О., Четверикова Н.П. Основные черты эволюции вулканизма девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. - В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петрогр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Кошкин В.Я. Девонские отложения Северного Прибалхашья и Предчингизья. - В кн. "Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана", вып. 1. М., 1961.
- Никитина Л.Г., Шужанов В.М. Гранитово-диоритовая формация девона Центрального Казахстана. - В кн. "Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности". Алма-Ата, "Наука", 1966.
- Никитина Л.Г., Шужанов В.М. Закономерности размещения и петрохимические особенности девонских вулканических ассоциаций Центрального Казахстана. - В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петрогр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Четверикова Н.П. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, № 2.
- Четверикова Н.П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид в Центральном Казахстане. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 6.
- Четверикова Н.П. Центрально-Казахстанский вулканогенный пояс. - В кн. "Структура фундамента платформенных областей СССР". Объяснительная записка к тектонической карте фундамента территории СССР масштаба 1 : 5 000 000. Л., "Наука", 1974.
- Четверикова Н.П., Урываева А.П., Федоров Т.О. Особенности строения магматического комплекса девонского краевого вулканического пояса. - В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ЗАПАДНЫХ И СЕВЕРНЫХ ЧАСТЕЙ ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

М.Н. Щербакowa, М.К. Бахтеев, А.М. Курчатов, А.Е. Михайлов,
А.И. Положихина, Л.Н. Шарпенюк, Л.А. Щеголева

В настоящей работе приводится описание верхнепалеозойских и тесно связанных с ними визейско-намюрских отложений территории, протягивающейся от северного побережья оз. Балхаш до широты Караганды и пос. Егиндыбулак, ограниченной на западе меридианом пос. Акчатау, на востоке – пос. Саяк. Эта территория охватывает разнородные тектонические районы Токрауской впадины, западных окраин Северо-Балхашской впадины и сопредельных структур. В работе обобщены данные крупномасштабных геологических съемок и тематических работ, проведенных авторами статьи и другими исследователями (Ташинина, 1965; Тихомиров, 1966; Щерба, 1966; Трифонов, 1967; Гаек, 1971; Коптева, 1974 и др.) в различные годы, а также учтены новые материалы геологических исследований последних лет (Я.А. Виньковецкого, О.М. Гаек, Н.М. Исаева, А.В. Кожева, В.Н. Копылова, А.Н. Николаева, М.А. Нежинской, Г.Т. Скублова, В.Ф. Судовцева, А.М. Тарасенкова и др.).

ВЕРХНИЙ ПОДЪЯРУС ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСА – НАМЮРСКИЙ ЯРУС

Среди отложений верхнего визе – намюра резко преобладают континентальные вулканогенные образования (каркаралинская свита). Менее распространены морские терригенные фаши, локализующиеся в юго-восточных частях рассматриваемой территории. Назначительным развитием пользуются морские мелководные фаши.

Каркаралинская свита с резко выраженным угловым несогласием залегает на различных горизонтах верхнего протерозоя, нижнего и среднего палеозоя. В целом для нее характерно двучленное строение с преобладанием в нижней части разреза лав и туфов андезитового и андезито-базальтового состава, а в верхней части – туфов, реже игнимбритов и лав липаритового, липарито-дацитового и дацитового составов. В подчиненном количестве присутствуют вулканогенно-осадочные породы. Наиболее полное двучленное строение свиты характерно для окраинных частей Токрауской впадины. Во внутренних частях впадины нижняя подсвита отсутствует и на более древних отложениях залегает верхняя подсвита (рис. 1).

Нижняя подсвита в разных частях впадины обладает специфическими особенностями. Наиболее заметны эти отличия в районе гор Улькен-Каракуус, где в нижней подсвите резко преобладают вулка-

ногенно-осадочные и осадочные породы – песчаники, алевролиты, конгломераты, линзы известняков. В алевролитах в окрестностях горы Жанакойтас обнаружены онколиты *Osagia totraica* (определения В.Е. Мильштейн). Верхняя подсвита сложена кристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами липаритового и липарито-дацитового составов. Общее количество осадочных и вулканогенно-осадочных пород достигает 53% объема всей свиты. К югу, в бассейне р. Жамши возрастает роль андезитов и андезито-базальтов в нижней подсвите, которые почти полностью вытесняют осадочные и вулканогенно-осадочные породы. В то же время строение верхней подсвиты существенно не меняется. Андезиты и их туфы составляют 19, туфы дацитового состава 20, туфы липаритов 44 и вулканогенно-осадочные породы всего 17% объема свиты.

К северо-востоку от гор Улькен-Каракуус, к г. Каркаралинску, горам Кент осадочные породы также исчезают из разреза, и нижняя подсвита представлена лавами и туфами преимущественно андезитового состава, чередующимися с вулканогенно-осадочными породами. В разрезе горы Актау андезиты составляют (в %) 32, туфы андезитового состава – 30, андезито-базальты – 4, туфоконгломераты и туфопесчаники – 34. Несколько иначе построена и верхняя подсвита: севернее г. Каркаралинск резко преобладают игнимбриты липаритового, липарито-дацитового составов, в районе гор Кент и Темерши широко распространены туффиты, в горах Огызтау верхняя подсвита состоит (в %): из туфов липаритового 42, липарито-дацитового 24 и дацитового 10 составов; туффиты и туфопесчаники составляют 24%.

На восточной окраине Токрауской впадины (от района гор Кошкар к верховьям р. Кусак) в нижней подсвите появляются мощные пачки туфоконгломератов. Верхняя подсвита, как и в верховьях р. Жамши, сложена толщей липаритовых и липарито-дацитовых туфов.

В центральной части впадины выделяется область, где отсутствуют отложения нижней подсвиты. В виде полосы меридионального простирания она протягивается от г. Балхаш на юге до широты гор Кент на севере. Именно здесь выявляются наиболее четкие угловые несогласия в основании верхней подсвиты, залегающей то на метаморфических сланцах докембрия, то на живетско-франских отложениях или на фаменских отложениях и различных горизонтах турнейского яруса; наконец, на отложениях нижнего и среднего визе. Характерной особенностью верхней подсвиты является преимущественно кристаллокластическая структура туфов, хотя встречаются литокластические и спекшиеся разности. Характерны однородность и выдержанность состава и размера пирокластического материала туфов.

На юге Токрауской впадины, к востоку от г. Балхаша находятся области, где каркаралинская свита не отлагалась. Они показаны на карте как Коунрадское и Балхашское поднятия. Продукты размыва пород, слагавших поднятия, накапливались в переходной зоне в виде конгломератов и гравелитов.

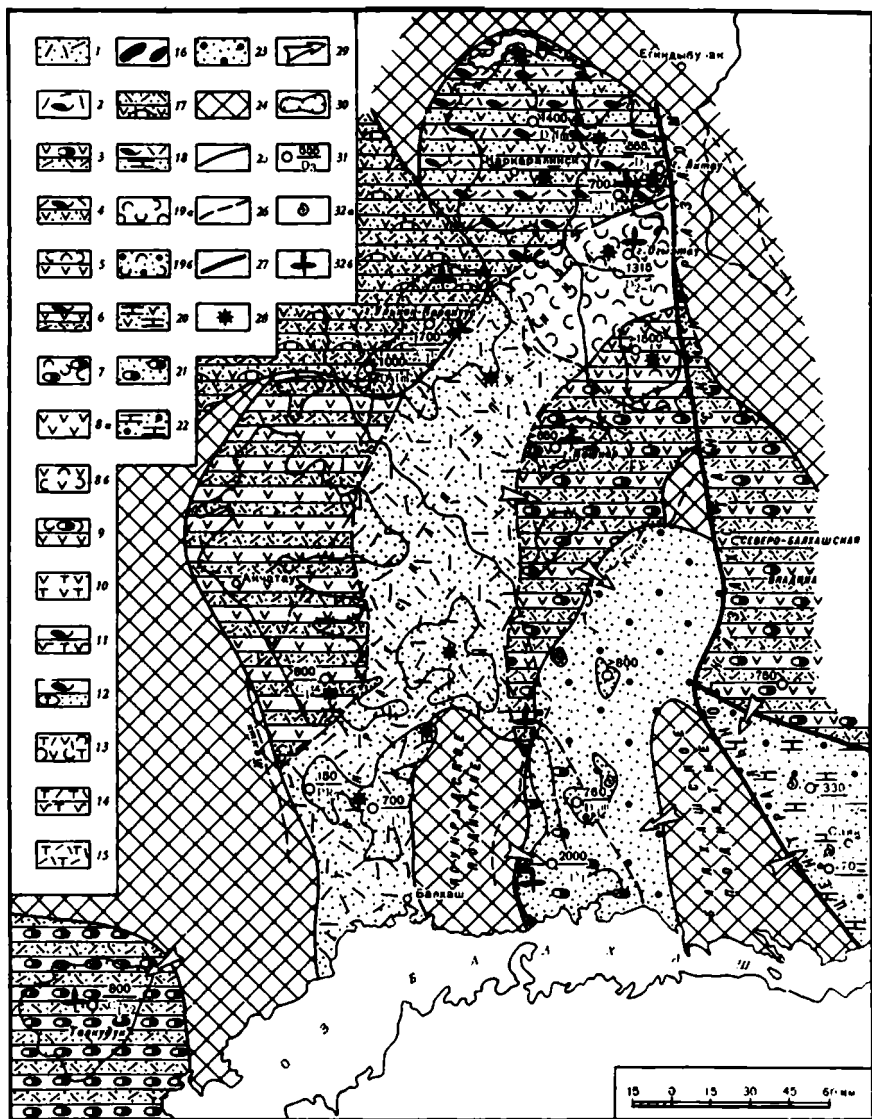


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая схема поздневизейского-на-мюрского времени

Области проявления наземного вулканизма: 1 - туфы кислого состава; 2 - лавы, туфы и игнимбриты кислого состава; 3 - андезиты, андезито-базальты, туфоконгломераты (внизу), туфы кислого состава (вверху); 4 - лавы и туфы андезитового и андезито-базальтового состава, туфопесчаники (внизу), игнимбриты и туфы кислого состава (вверху); 5 - андезиты, андезито-базальты (внизу), туфы кислого состава, туффиты, туфопесчаники (вверху); 6 - туфы кислого состава (внизу), андезиты, андезито-базальты (в середине),

По субвулканическим, жерловым и прижерловым образованиям фиксируется значительное число центров извержений, рассеянных по площади Токрауской впадины. Наибольшее количество центров приурочено к зоне Центрально-Казахстанского разлома и опережающим его разрывам северо-западного и близширотного направлений. Максимальные суммарные мощности свиты тяготеют к этой же зоне и достигают 2200 – 2400 м. К югу мощности каркаралинской свиты несколько убывают.

В целом состав продуктов извержений каркаралинского времени эволюционирует от преимущественно андезитового к липаритовому. По химическим особенностям породы принадлежат к известковошелочной группе, отличаясь от пород средних составов несколько повышенной щелочностью, особенно K_2O . Для нижней подсвиты содержание SiO_2 в породах колеблется от 54 до 62% при суммарной

игнимбриты кислого состава (вверху); 7 – туфоконгломераты; 8 – андезиты (а), андезиты, андезито-дациты, их туфы, туффиты, туфопесчаники (б); 9 – туфоконгломераты, туфы кислого состава, туффиты, туфопесчаники (внизу), андезиты (вверху); 10 – трахилипариты и их туфы (внизу), трахиандезиты, трахиандезитобазальты (вверху); 11 – трахибазальты (внизу), игнимбриты кислого состава (вверху); 12 – туфопесчаники, туфоконгломераты, трахибазальты (внизу), игнимбриты кислого состава (вверху); 13 – туфы кислого состава, туффиты, трахиандезиты, туфопесчаники; 14 – трахиандезиты, трахибазальты (внизу), трахилипариты (вверху); 15 – трахилипариты; 16 – субвулканические и экструзивные тела трахидацитового и трахилипаритового состава. Аллювиально-озерные равнины с локальным проявлением наземного вулканизма: 17 – песчаники, известняки, андезиты и их туфы (внизу), туфы кислого состава (вверху); 18 – песчаники, известняки (внизу), туфы и игнимбриты кислого состава (вверху); 19 – туфопесчаники, туффиты, туфы кислого состава (а), алевролиты, песчаники, туфопесчаники, туффиты, туфы кислого состава (б); 20 – песчаники, известняки, туфопесчаники, андезиты и их туфы. Прибрежно-морские области, периодически осушаемые: 21 – конгломераты, песчаники, алевролиты, туффиты, туфы кислого состава. Области морской аккумуляции: 22 – песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туффиты, линзы известняков; 23 – песчаники, алевролиты, туфопесчаники. Прочие обозначения: 24 – области отсутствия осадконакопления в позднем палеозое; 25 – границы палеогеографических областей; 26 – границы площадей развития различных ассоциаций пород; 27 – глубинные разломы; 28 – вулканические центры; 29 – направления сноса материала; 30 – выходы отложений на современном эрозионном срезе; 31 – точки опорных стратиграфических разрезов (с указанием мощности и возраста подстилающих отложений); 32 – местонахождение ископаемой фауны (а) и флоры (б)

щелочности до 6%; для верхней подсвиты SiO_2 составляет 64–74%, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6,6 - 7,9\%$.

Для каркаралинской свиты характерен следующий флористический комплекс: *Archaealamites radiatus* (Brgt.) Stur., *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeil., *Caenodendron primaevum* Zal., *Caulopsis punctata* Goth. and Hart., *Lepidodendron* sp., *Knorris* sp., *Mesocalamites* sp. (определения С.В.Мейна, М.И.Радченко), типичный для верхней половины визейского и намюрского ярусов.

Морские терригенные фашии верхнего визе – намюра распространены на юго–востоке рассматриваемой территории. Они представлены толщей зеленоцветных и сероцветных полимиктовых песчаников различной зернистости с отдельными прослоями известковистых песчаников и маломощными линзами известняков. К низам разреза приурочены прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность колеблется от 60–70 до 800 м.

Едоль восточной окраины Токрауской впадины, на левобережье р. Токрау, устанавливаются переходные от морских к наземновулканогенным фашии; последние отличаются от морских терригенных фаший значительно большими мощностями, достигающими 2000 м. Резко возрастает количество грубообломочного материала – конгломератов и гравелитов, содержащих продукты размыва соседнего Коунрадского поднятия. Значительная роль принадлежит кислым туфам и туфам, которые петрографически ничем не отличаются от туфов каркаралинской свиты.

Многочисленные списки фауны из морских фаший, собранной в районе Саяка, опубликованы ранее (Кошкин, 1962; Сарычева, 1968 и др.). В переходной зоне обнаружены остатки *Pugilis pugilis* Phill., *Pseudoleptaena distorta* Sow., *Krotovis* cf. *spinulosa* Sow., *Spirifer* aff. *kazakhstanensis* Sim и др.; флора *Archaeocalamites radiatus* (Brgt.) Stur., *Lepidodendron kirghizicum* Zal., *Caenodendron primaevum* Zal., *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth) Zeill. и др. Ископаемые остатки, определяющие визейско–намюрский возраст отложений, подтверждают правомерность сопоставления морских и континентальных отложений.

Сходные по типу разрезы с морскими мелководными фашиями каркаралинской свиты обнаружены за пределами Токрауской впадины, к юго–западу от нее – в Талкудукской синклинали. По данным А.Н.Николаева и М.А.Нежинской, свита здесь представлена толщей конгломератов, песчаников и кислых туфов мощностью около 800 м.

НАМЮРСКИЙ ЯРУС – СРЕДНИЙ ОТДЕЛ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Как и более древние толщи, намюрско–среднекаменноугольные образования представлены не только наземно–вулканогенными (калмакэмельская свита), но и морскими терригенными отложениями.

Калмакэмельская свита в пределах Токрауской и Северо–Балшахской впадин развита на значительно меньших площадях, чем

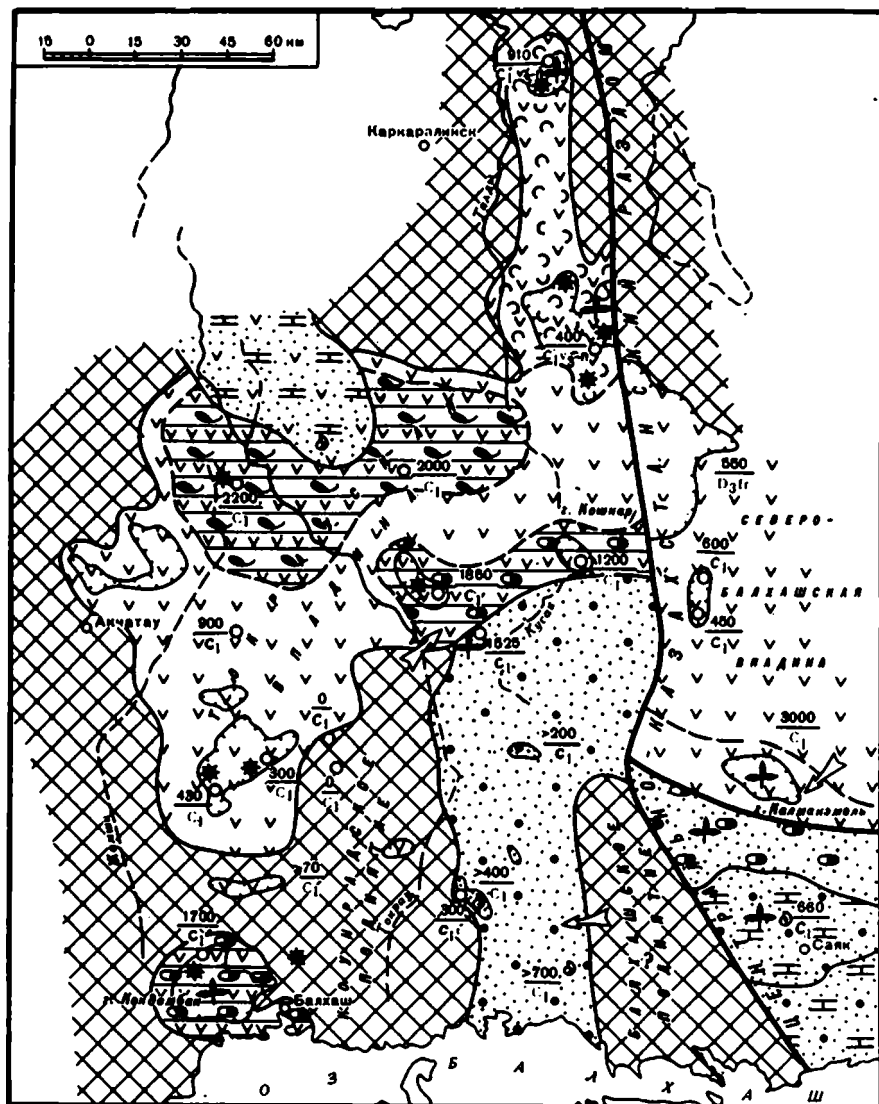


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая схема намюрско-среднекаменноугольного времени

Условные обозначения те же, что и на рис. 1

каркаралинская, и тяготеет к центральным частям структур. Она несогласно перекрывает каркаралинскую свиту и сложена лавами, туфами андезитового, андезито-дацитового состава, туфопесчаниками и туффитами. Реже появляются кислые разности. Максимальная мощность (до 2200 м) калмакэмельской свиты в Токрауской впадине характерна для окрестностей гор Кызылтай (рис. 2). Разрез

имеет двучленное строение: в нижней его части преобладают крупновкрапленные андезиты и их туфы (60% объема свиты), которые сменяются туфами и игнимбритами дацитового (23%) и липаритового (17%) состава. На северо-западной окраине Кызылрайского вулканического массива в низах разреза присутствуют туффиты, туфопесчаники и известняки. В них собраны пелешшоды *Mrassiella cf. magniforma* Rag. (определения В.А. Муромцевой) намюрско-среднекаменноугольного возраста. По западному, южному и восточному обрамлениям этого массива туфы и игнимбриты кислого состава (верхней части разреза) выклиниваются, и в разрезе свиты преобладают крупновкрапленные андезиты. В этих же направлениях происходит и общее сокращение мощности свиты. Локальные увеличения мощности отмечаются только вблизи вулканических центров.

По периферии Токрауской впадины, в горах Шольдадыр и Кошкар, увеличение мощности свиты (до 1200–1850 м) связано с появлением в низах разреза пачек (до 300 м) валунно-галечных конгломератов и грубозернистых туфопесчаников. В северной части рассматриваемой впадины калмакэмельская свита распространена в узком прогибе вблизи Центрально-Казахстанского разлома и обладает несколько иным строением. Преобладают туфы андезитового состава (около 50%) и андезиты (30%). Они переслаиваются с туфогенными конгломератами и песчаниками, составляющими около 20% объема свиты. На юге Токрауской впадины, у гор Кокдомбак¹, существовал изолированный вулканический массив. Разрез свиты, наоборот, здесь обладает последовательностью – от кислых вулканитов к андезитам; преобладают туфы липаритового состава, туфопесчаники и туфоконгломераты. Здесь же устанавливается крупный вулканический центр с интенсивными поствулканическими изменениями пород.

Как и более древние вулканиты, породы калмакэмельской свиты относятся к известковощелочным с содержанием SiO_2 для андезитов 61 – 62%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,9 - 6,7\%$. Локальные повышения щелочности, особенно в кислых разностях, тяготеют к зоне Центрально-Казахстанского разлома.

В различных точках из разрезов свиты в Токрауской впадине собран комплекс флоры: *Noeggerathiopsis theodori* Tschirk et Zal., *Phyllothea deliquescentes* Copp., *Calamites* sp., *Angaropteridium* sp., *Mesocalamites* sp. (определения М.И. Радченко, М.Ф. Микунова, А.Л. Юриной), что с учетом других данных позволяет датировать возраст калмакэмельской свиты намюром – средним карбоном.

¹ В последние годы В.Я. Кошкин у гор Кокдомбак в пункте, где ранее была собрана среднекаменноугольная флора, обнаружил пермскую флору (определения Г.П. Радченко). Это послужило основанием для резкого омоложения возраста всех вулканогенных свит, что привело к возникновению неразрешимых противоречий в трактовке геологии района. Без получения дополнительных данных вопрос возраста толщ гор Кокдомбак остается открытым.

В пределах рассматриваемой части Северо-Балхашской впадины максимальная мощность свиты до 3000 м отмечается в горах Калмакэмель. Резко преобладают лавы андезитового состава. Они подстилаются пачкой базальных конгломератов. В осадочных породах в низах толши содержится обильный каламитовый флористический комплекс среднего карбона (Радченко, 1967).

На юго-востоке рассматриваемого района возрастным аналогом калмакэмельской свиты является толща морских мелкозернистых известковистых песчаников и алевролитов с редкими маломощными линзовидными прослоями известняков, а также маломощными прослоями конгломератов и туфов липаритового и дацитового составов. Мощность свиты уменьшается к востоку: в зоне сочленения с Токрауской впадиной она достигает 300–700 м, а в центральных частях бассейна уменьшается до 150–200 м. К верхней части разреза приурочен фаунистический горизонт, охарактеризованный главным образом брахиоподами и пелециподами, реже трилобитами. Брахиоподовый комплекс, по заключению Н.В. Литвинович и М.В. Мартыновой, позволяет возраст этих толщ принять в пределах на юга – башкирского и московского веков среднего карбона (Успенский, Положихина, 1971).

В Саянской мульде отложения, одновозрастные калмакэмельской свите, представлены граувакковыми и полимиктовыми песчаниками, конгломератами и туфами кислого состава. Комплекс брахиоподовой фауны намюрский, растительные остатки представлены тем же каламитовым комплексом, что и в калмакэмельской свите горы Калмакэмель (Сарычева, 1968).

СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Средний – верхний отделы карбона также представлены вулканогенными (керегетасская свита) и морскими терригенными отложениями (рис. 3). Керегетасская свита распространена шире калмакэмельской свиты, но меньше каркаралинской. По сравнению с калмакэмельской свитой она более широко развита на юге впадины. Образования керегетасской свиты с угловым и азимутальным несогласием залегают на каркаралинской, калмакэмельской свитах и гранитоидах балхашского комплекса. В целом для нее характерно грубослоистое линзовидное строение, обусловленное чередованием лав, туфов и игнимбритов различного состава. Свите присущи резкие изменения мощностей, быстрые выклинивания даже в пределах одного вулканического массива. Интенсивная окраска пород в красных, лиловых и бурых тонах отличает эту свиту от более древних. Андезиты и андезито-базальты свиты, в отличие от таких же пород калмакэмельской свиты, обладают миндалекаменными текстурами, афировыми и мелкокрупленными структурами. Керегетасская свита слагает изолированные округлые и овальные синклинали, многие из которых рассматриваются как специфические вулканотектонические структуры (Лядев, 1965; Зейлик и др., 1966; Щербакова, 1967; Шарпенко

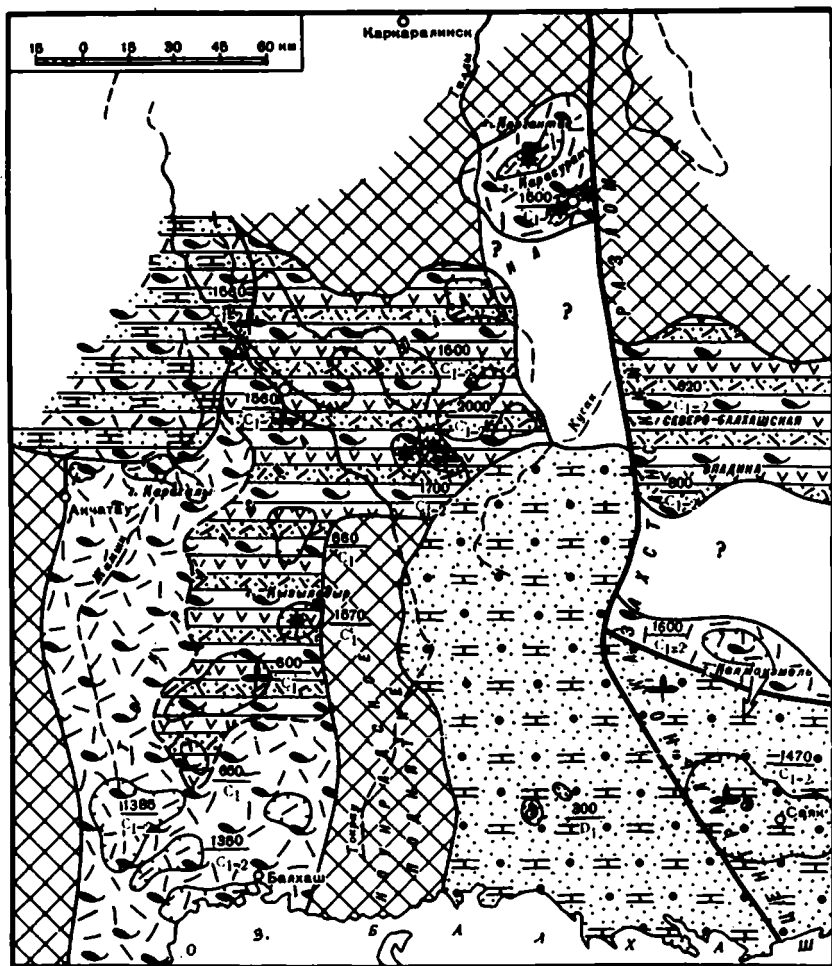


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая схема средне-позднекаменноугольного времени.

Условные обозначения те же, что и на рис. 1

и др., 1968; Зейлик, Виньковецкий, 1968; Авдеев и др., 1968). Перечисленные особенности затрудняют поспойное сопоставление разрезов.

По периферии Токрауской впадины (как на юге, так и севере) кергетасская свита сложена преимущественно кислыми вулканитами (в %): игнимбритами 37, лавами 30, туфами 25, туфитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами 8%. Преобладают вулканогенные разности с $\text{SiO}_2 = 70 - 75\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7 - 10\%$ (при этом возрастает роль K_2O до 4-5%). Игнимбиты содержат вкрапленники калиевого полевого шпата.

В центральной части впадины в середине разреза свиты появляются мощные покровы андезитов и андезито-базальтов ($\text{SiO}_2 = 57 - 58\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,5 - 6,0\%$), количество которых достигает в некоторых случаях 36% объема свиты (в горах Кызыладыр). На западе Токрауской впадины, на северном крыле Карагаалинской синклинали, среди вулканогенных пород появляются чисто осадочные породы, представленные линзами известняков. Резко возрастает количество туффов, туфопесчаников и алевролитов. В восточной части Токрауской впадины отмечается область без проявлений вулканизма.

Мощности керегетасской свиты меняются в широких пределах от 600 до 2000 м. Максимальные мощности тяготеют к центрам вулканических извержений.

На западной окраине Северо-Балхашской впадины в пределах Калмакэмельской синклинали большее значение имеют туфоконгломераты и туфопесчаники, переслаивающиеся с вулканитами различного состава и сменяющиеся вверх по разрезу кислыми туфами и игнимбритами. Севернее гор Калмакэмель количество туфогенно-осадочных пород сокращается.

Для керегетасской свиты Прибалхашья характерен каламитовый флористический комплекс, типичный, по заключению М.И. Радченко (1967), для среднего - верхнего карбона.

Морские осадочные фации, сопоставляемые с керегетасской свитой, распространены фрагментарно в пределах Саякской мульды и некоторых других местах. Они представлены песчаниками, конгломератами, известняками с подчиненными прослоями туффов, туфов и игнимбритов кислого состава. Мощность их достигает 1300 - 1470 м. Комплекс растительных остатков аналогичен заключенному в керегетасской свите. Обильная фауна брахиопод, кораллов, фораминифер и пелещипод имеет среднекаменноугольный возраст.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ - НИЖНИЙ ОТДЕЛ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

Верхнекаменноугольные-нижнепермские отложения представлены континентальными вулканистами (архарлинская свита) и морскими терригенными отложениями (рис. 4).

Архарлинская свита слагает меньшие площади по сравнению с более древними вулканогенными толщами. В Токрауской впадине основное поле ее развития смещается к северу, в пределы Кызылсуранского и Шубартасского вулканических массивов. Архарлинская свита с несогласием залегает на различных горизонтах среднего - верхнего девона и вулканогенных свитах карбона. Для основания свиты типична пачка вулканогенно-осадочных пород с многочисленными валунами и гальками гранитоидов. Выше следуют липаритовые и липарито-дацитовые туфы, игнимбриты и лавы, чередующиеся с мощными пачками вулканогенно-осадочных пород, заключающих

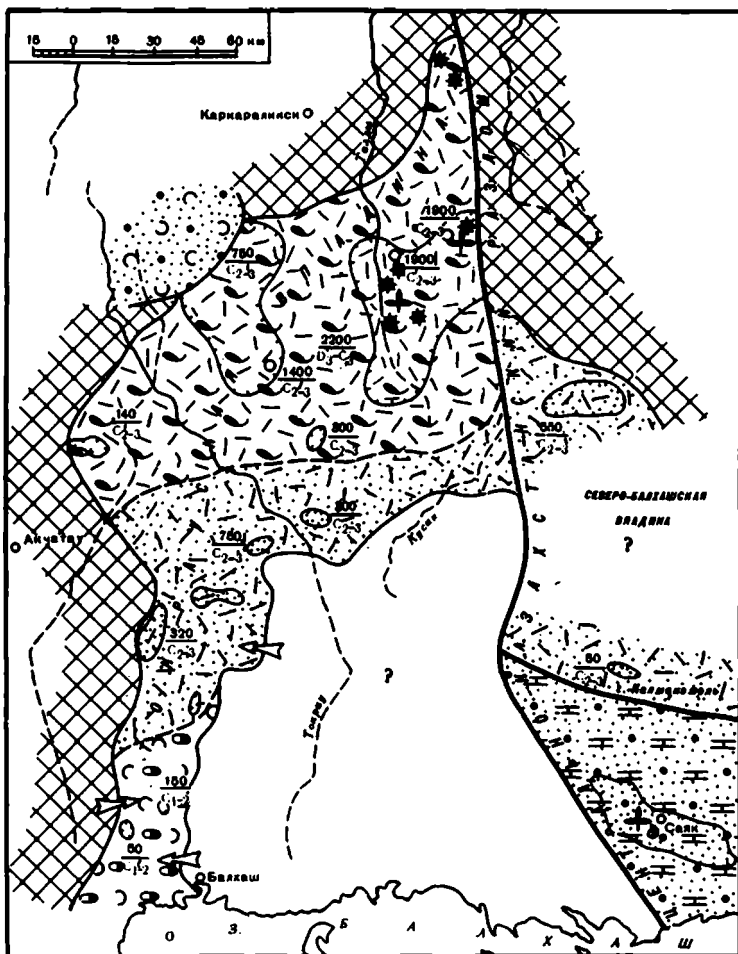


Рис. 4. Литолого-палеогеографическая схема позднекаменноугольного-раннепермского времени

Условные обозначения те же, что и на рис. 1

подчас покровы андезитов и андезито-дацитов. Для севера Токрауской впадины типичен разрез свиты и горы Шубартас, где туфоконгломераты и туфопесчаники занимают 50% объема свиты, туфы липаритового и липарито-дацитового состава - 24, липариты - 14 и андезито-дациты - 12%. В горах Кызылсуран до 20% объема свиты занимают липаритовые игнимбриты. Суммарная мощность свиты достигает 2200 м. В южной части Токрауской впадины архарлинская свита представлена нижними членами своего разреза, ее мощность не более 320 м. Восточнее гор Котуркенели собственно вулканогенные породы составляют не более 10%, а остальное при-

ходится на долю вулканогенно—осадочных пород. В западной части Токрауской впадины в основании свиты развиты осадочные породы: песчаники, алевролиты, известняки, сменяющиеся выше липаритовыми и дацитовыми туфами, также заключающими прослойки песчаников и алевролитов. Суммарная мощность свиты здесь 750 м.

По своим петрохимическим свойствам вулканисты архарлинской свиты также принадлежат к известковошелочной серии, отличаясь несколько повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8-9\%$) у липаритовых разновидностей.

В пределах Токрауской впадины в разные годы были собраны растительные остатки *Noeggerathiopsis subangusta* Zal., *N. cf. derzavini* Neub., *Calamites cf. suchowii* Brongh., *C. sp.*, *Ginkgophyllum sp.*, *Paracalamites sp.* (определения М.И. Радченко, М.Ф. Микунова), что наряду с другими данными позволяет датировать архарлинские отложения поздним карбоном — ранней пермью.

В западной части Северо—Балхашской впадины архарлинская свита несогласно перекрывает керегетасскую свиту. В пределах гор Калмакэмель эта свита сложена липаритовыми туфами и брекчиями, а ее мощность не превышает 50 м. Северо—восточнее, в горах Архарлы, по данным В.Я. Кошкина (1963), архарлинская свита достигает 1300 м и представлена в основании пачкой вулканогенно—осадочных пород, переслаивающихся с кислыми туфами и брекчиями и замещающихся ими и игнимбритами вверх по разрезу.

Морские осадочные отложения, одновозрастные архарлинской свите, развиты южнее гор Калмакэмель, в центре Саякской мульды. Они представлены мощной (1400 — 1600 м) толщей песчаников, алевролитов и конгломератов с прослоями туффитов и туфов кислого состава. В этих отложениях содержатся многочисленные растительные остатки раннепермского возраста, а также фауна брахиопод, отнесенная Т.Г. Сарычевой (1968) к позднему карбону.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

Кызылкиинская свита сложена вулканогенными породами. Она распространена локально (рис. 5). В центральной части Токрауской впадины ею сложены массив горы Жантау и ближайшие окрестности, в то время как основное поле развития подобных отложений смещается в северу, выходя уже за пределы Токрауской впадины. Эта свита резко несогласно залегает на различных горизонтах среднего—верхнего девона калмакэмельской и архарлинской свит.

Кызылкиинская свита сложена разнообразными вулканистами — от базальтов до липаритов. Породам свойственны красные, кирпично—красные и вишневые тона; даже в андезитовых и базальтовых разновидностях при общем их зеленовато—сером облике заметен розовый или вишневый оттенок.

Более полно свита представлена в верховьях р. Бала—Тундык. В основании ее находится пачка (250 — 540 м) трахилипаритовых и

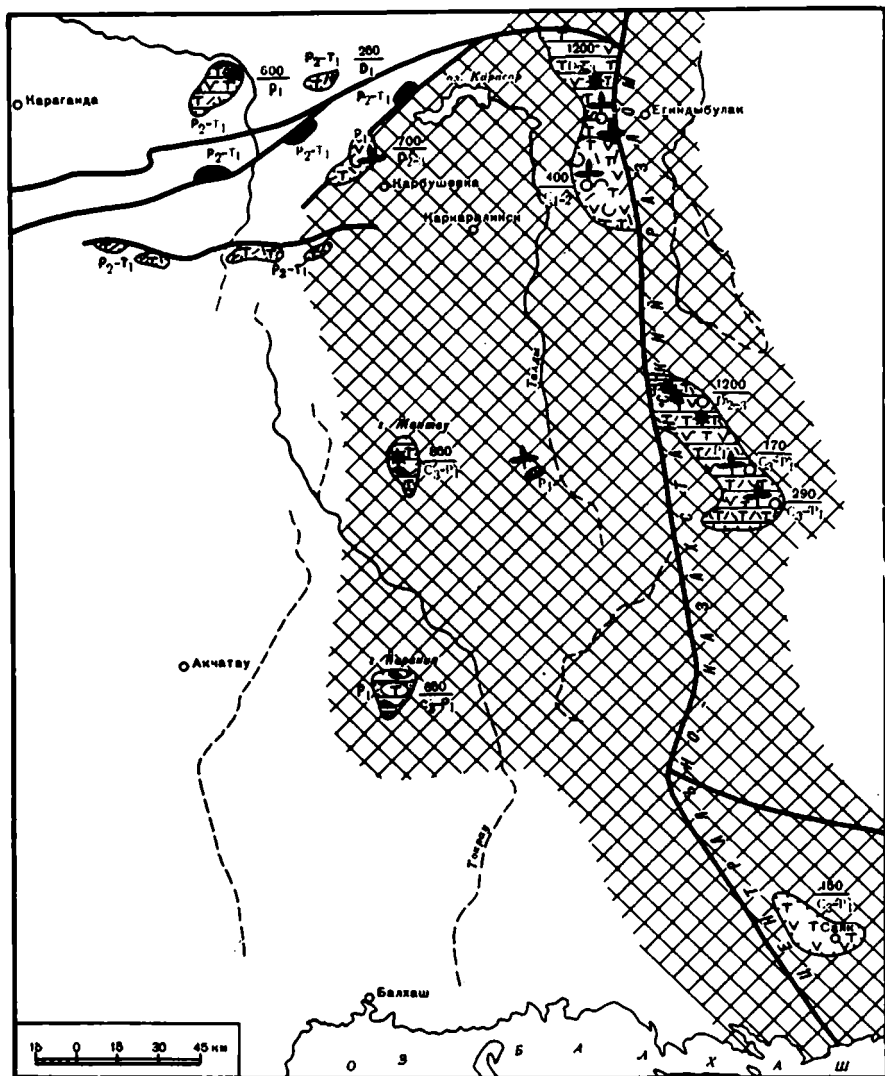


Рис. 5. Литолого-палеогеографическая схема раннепермского-позднепермского-раннетриасового времени

Условные обозначения те же, что и на рис. 1

трахидацитовых туфов и игнимбритов, разделенных прослоями туфопесчаников. Выше следует пачка (до 650 м) трахиандезитовых, трахиандезито-базальтовых лав, туфов и вулканических брекчий. В верхах вновь появляются малоомощный покров трахилипаритовых игнимбритов. Суммарная мощность разреза составляет 1200 м. Южнее и западнее, близ пос. Карбушевка, кызылкиинская свита пред-

ставлена более пестрым чередованием основных, средних и кислых вулканитов и вулканогенно-осадочных пород общей мощностью 400–700 м.

В центральной части Токрауской впадины в горах Жантау разрез свиты начинается с мощной пачки трахибазальтов и венчается игнибритами кислого состава, достигая мощности 850 м. В более южных районах кызылкиинская свита обнаружена лишь в горах Каракия, где развиты покровы трахиандезито-базальтов и их туфов.

В западной части Северо-Балхашской впадины в строении кызылкиинской свиты имеется много общего с ее разрезами по р. Балатундык. Мощность свиты здесь также достигает 1200 м. В пределах Саякской мульды непосредственно выше морских отложений верхнего карбона – нижней перми развиты покровы трахиандезитов мощностью 150 м.

Характерной особенностью кызылкиинских вулканитов является повышенная щелочность, особенно высокая калийность (даже при $\text{SiO}_2 = 50 - 56\%$; $\text{K}_2\text{O} = 2 - 3,8\%$), что отличает их от известково-щелочных и сближает с субщелочными. Другие особенности пород свиты – хорошая сохранность первичных минералов, незначительная степень девитрификации вулканического стекла, слабое развитие вторичных минералов. Выход расплавов на поверхность в кызылкиинское время контролировался как трещинами, так и вулканами центрального типа, реликтом которого является описанный М.В.Ташининой и Е.Р.Семеново-Тян-Шанской (1963) вулкан Жантау.

Раннепермский возраст кызылкиинской свиты обоснован находками многочисленных растительных остатков: *Glossopteropsis* sp., *Cordaites (Noeggerathiopsis) singularis* (Neub.) S. Meyen, *C. hypoglossus* (Neub.) S. Meyen, *Rufioria* cf. *derzavini* (Neub.) S. Meyen, *Rufioria* sp. с широкими и узкими порзальными желобками, *Cordiacladus* cf. *gibbosus* S. Meyen, *Xiphophyllum* ? sp., *Zamipteris* sp. nov., *Zamiopteris* aff. *schmalhauseni* Radcz., *Samaropsis* sp. (определения С.В.Мейена). В верховьях р. Балатундык кызылкиинская свита перекрывается толщей терригенных пород, заключающих растительные остатки верхних горизонтов нижней перми (Курчавов, Мейен, 1971).

Балатундыкская свита распространена ограниченно. Она развита по северному обрамлению Токрауской впадины в верховьях р. Балатундык, где впервые была и выделена в 1965 г. (Курчавов, Мейен, 1971), а также севернее пос. Карбушевка. Балатундыкская свита сложена конгломератами и песчаниками с линзами алевролитов и известняков, которые несогласно залегают на разных горизонтах кызылкиинской свиты. Мощность свиты от 280 до 500 м. В алевролитах и песчаниках собраны обильные растительные остатки *Rufioria* cf. *tebenjkovii* (Schved.) S. Meyen, fl. aff. *arta* (Zal.) S. Meyen, *Cordaites (Noeggerathiopsis)* sp., ? *Psymphyllum* sp., характеризующие, по заключению С.В.Мейена, вмещающие их отложения как принадлежащие верхней половине нижней перми. К балатундыкской свите условно отнесена маломощная пачка конгломератов гор Торткуль, расположенных в северо-западной части Северо-Балхашской впадины.

Аюлинский вулканический комплекс, выделенный в последние годы уже за пределами Токрауской впадины, на восточной окраине Карагандинского бассейна и севернее Тектурмасского антиклинория (Шеголева, 1973, 1974), представлен вулканогенными породами повышенной щелочности. Он развит на разобренных, значительно удаленных друг от друга участках, слагая небольшие вулканические массивы, площадь которых не превышает первых десятков квадратных километров. Наиболее крупный из них – Аюлинский, имеет площадь 30 км². Это либо слабо денудированные массивы с хорошо сохранившимся покровным комплексом и комплексом подводящих каналов, либо – в подавляющем большинстве случаев – серии разнообразных по морфологии рвущих тел. Поверхностные образования установлены в пределах трех вулканических массивов по обрамлению Карагандинского бассейна и в нескольких массивах севернее Тектурмасского антиклинория. Они залегают полого, почти горизонтально, с резким угловым несогласием перекрывая складчатые толщи нижнего и среднего палеозоя. В низах разреза преобладают трахиандезит–базальты, трахиандезиты, их туфы и туфогенно–осадочные породы; среднюю часть слагают туфы и игнимбриты трахидацитового и трахилипарит–дацитового состава, а верхнюю – пирокластические образования трахилипаритового и трахилипарит–дацитового состава. При этом трахиандезиты, трахиандезито–базальты и их туфы составляют 12%, туфы и вулканические брекчи трахиандезитового состава – 15%, туфы трахилипаритов – 24%, игнимбриты того же состава – 31%, вулканогенно–осадочные породы – 18% объема комплекса.

Породы аюлинского комплекса, слагающие разрозненные вулканические массивы, характеризуются сходным весьма специфическим внешним обликом. Все они независимо от состава – массивные, чрезвычайно плотные породы свежего облика с черной стекловатой основной массой и полупрозрачными зернами полевых шпатов.

Химический состав пород аюлинского комплекса отличается повышенной щелочностью с некоторой калиевой специализацией. Средняя сумма щелочей в основных разностях составляет 6% при содержании $K_2O = 2,4 - 3\%$, в кислых – она достигает 10 – 11% при преобладании K_2O . Это сближает их с кызылкийскими породами и отличается от вулкаников каменноугольного возраста.

Важнейшей особенностью вулкаников аюлинского комплекса является также их кайнотипный облик. В них не только сохраняются первичные структуры и текстуры, но слабо затронут вторичными изменениями первичный минеральный состав. В частности, несомненно проявлен процесс альбитизации. Так, альбитизация плагиоклазов редка в породах кислого состава и отсутствует в трахиандезито–базальтах. Вследствие этого продукты разложения плагиоклазов (соссорит, эпидот) встречаются в ограниченном количестве. Калиевые шпаты альбитизации не подвержены. Это косвенно свиде-

тельствует в пользу более молодого возраста аюлинского комплекса. Цифры абсолютного возраста, полученные в 1973 г. в ЦНИГРИ В.П. Стрижовым калий-аргоновым методом по валу из стекловатых трахитшаритовых игнимбритов, составляют 223, 233 и 236 млн. лет, что подтверждает позднепермский-раннетриасовый возраст аюлинского комплекса.

ВЫВОДЫ

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы.

1. Максимальные проявления позднепалеозойского вулканизма приходится на поздневизейское – намюрское время. Вулканогенные образования этого этапа сформировали крупное вулканическое нагорье, на западе и севере ограниченное областями отсутствия осадконакопления. По западной окраине нагорья намечаются участки с субаквальным режимом (район гор Улькен-Каракуус), где не исключена связь с озерно-аллювиальными равнинами, существовавшими в это время на территории Карагандинского бассейна (Бекман и др., 1971).

Извержения каркаралинского времени начались по периферии вулканического нагорья как на западе, так и на востоке излияниями андезитов и андезито-базальтов. На последующей стадии вулканизм приобрел существенно кислый эксплозивный характер. В центральной части Токрауской впадины обособляется субмеридиональное поднятие, в пределах которого вулканизм либо полностью, либо частично (в начале этапа) отсутствовал. Устанавливается продольная асимметрия Токрауской впадины, выражающаяся в увеличении мощности каркаралинской свиты в северном направлении. На юго-востоке нагорье соседствует с остаточным морским бассейном, в пределах которого накапливаются морские терригенные толщи. В области сочленения с вулканическим нагорьем местами отмечаются переходные зоны с мелководно-морскими условиями осадконакопления.

2. В намюрско-среднекаменноугольное время площадь проявления активного вулканизма сокращается. Единое вулканическое нагорье распадается на отдельные, также достаточно крупные вулканические массивы. Эти массивы гетерогенны по строению. Так, по периферии крупного Кызылтрайского массива происходили в основном излияния андезитов, тогда как внутри этого же массива излияния лав среднего состава сменялись выбросами туфов того же и более кислого состава. На западе в несколько иных ограничениях, чем в предшествующий этап, продолжают накапливаться субаквальные, скорее всего аллювиально-озерные отложения. Продолжает существовать морской остаточный бассейн, сохранивший свои очертания. По периферии он был окружен полосой накопления преимущественно вулканогенно-осадочных образований. В отдельные отрезки времени внутри морского бассейна возникало поднятие (Балхашское), где размывались породы итмурундинской свиты нижнего палеозоя, попадавшие в обломки песчаников и гальку конгломератов.

3. В средне-позднекаменноугольное время продолжается сокращение площади вулканизма. Вулканизм керегетасского времени локализуется в центральной части позднепалеозойских впадин. Происходит дальнейшее разделение вулканического нагорья на ряд самостоятельных массивов. Формируются характерные для этого этапа вулканотектонические структуры. Преобладают кислые вулканы, хотя в центральной части Токрауской впадины наряду с кислыми продуктами появляются андезитовые и андезит-базальтовые. На северо-западе рассматриваемого района имеются разрывы, позволяющие думать, что часть образовавшихся здесь отложений озерно-аллювиальные. Остаточный морской бассейн на юго-востоке территории, видимо, существовал в тех же границах, что и ранее, однако максимальное прогибание в нем, по-видимому, смещается на восток, в район Саяка.

4. В позднем карбоне – ранней перми произошло перераспределение областей максимального проявления вулканизма. Основные поля развития вулканических архарлинской свиты смещаются на север территории. По южной периферии вулканического нагорья отмечается область развития грубообломочных пород, что связано, по-видимому, с воздыманием всего региона и его дальнейшей дифференциацией.

5. В раннепермскую эпоху масштаб проявлений вулканизма ограничен. Вулканизм локализуется в наиболее глубоких впадинах. С другой стороны, область проявления вулканизма смещается за пределы той территории, где ранее накапливались вулканы более древних толщ. Вулканические центры располагаются вдоль систем крупных разломов, ограничивающих Токраускую впадину с севера и востока. К концу ранней перми вулканическая деятельность затухает. Происходит также замыкание остаточного морского бассейна в окрестностях Саяка. Возобновившийся в поздней перми вулканизм проявляется в ограниченном масштабе и уже, как правило, за пределами области развития верхнепалеозойских вулканических пород, тяготея к субширотным расколам глубокого заложения.

6. На рубеже архарлинского и кызылкийинского времени происходит резкая перестройка плана вулканической деятельности. И, хотя раннепермские вулканы встречаются в центральных частях Токрауской впадины, в целом они и более молодые вулканогенные образования аюлинского комплекса "выплескиваются" далеко за ее пределы. К этому рубежу приурочена наиболее резкая смена химизма продуктов вулканической деятельности. Именно с этого момента в массовом количестве появляются субщелочные породы трахибазальтового – трахипаритового ряда.

7. Наметившиеся в пределах Токрауской впадины области различного проявления позднепалеозойской вулканической деятельности свидетельствуют о гетерогенном строении фундамента региона. Несомненно, новые подтверждения этому дадут более детальные характеристики вещественного состава вулканических пород.

- Абдулин А.А. Состояние изучения вулканогенных формаций Казахстана и дальнейшие задачи. — Труды Ин-та геол. наук им. К.И.Сатпаева АН КазССР, 1966, т. 18.
- Авдеев А.В. О кольцевых структурах магматических комплексов. — Сов. геология, 1965, № 10.
- Авдеев А.В., Паталаха Е.И., Скублов Г.Т., Шарпёнок Л.Н. Кольцевые тектоно-магматические структуры. — В кн.: "Материалы I научн. конф. молодых ученых АН КазССР". Алма-Ата, 1968.
- Бахтеев М.К. Об особенностях верхнепалеозойской порфировой формации южной части Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, № 5.
- Бахтеев М.К., Михайлов А.Е., Положихина А.И., Попов В.С., Шербакова М.Н., Успенский Е.П., Ушатиная Г.Т. Очерк геологического строения Северо-Западного Прибалхашья. — В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Бекман В.М., Габай Н.Л., Дмитровский Ю.В., Орлов И.В. Верхнепалеозойские красноцветные и угленосные отложения Центрального Казахстана. — В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Брахиподы верхнего палеозоя Восточного Казахстана. Под ред. Т.Г.Сарычевой. — Труды Палеонтолог. ин-та, т. 121. М., "Наука", 1968.
- Гаек О.М. Стратиграфия верхнепалеозойских вулканогенных образований Коунрадского района (Северное Прибалхашье) и причины дискуссионности определения их возраста. — В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971.
- Зейлик Б.С., Виньковецкий Я.А. О выявлении крупных древних вулканов в Центральном Казахстане (вопросы методики). — Сов. геология, 1968, № 4.
- Зейлик Б.С., Малахов В.С., Воробьев Н.А., Шарпёнок Л.Н., Копылов В.Н., Скублов Г.Б. Некоторые средне-верхнепалеозойские вулканоплутонические комплексы Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). — В кн.: "Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности". Алма-Ата, "Наука", 1968.
- Коптева В.В. Позднепалеозойские вулканотектонические структуры Северного Прибалхашья. М., "Наука", 1974.
- Кошкин В.Я. О стратиграфическом положении саякской свиты. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 5.
- Кошкин В.Я. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья. — Труды Лаб. палеовулканологии, 1963, вып. 1.
- Кошкин В.Я. Стратиграфия верхнего палеозоя герцинид северной части Джунгаро-Балхашской провинции. — В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971.
- Курчавов А.М. Некоторые особенности орогенного вулканизма северной части Токрауской впадины (Центральный Казахстан). — Сов. геология, 1970, № 5.
- Курчавов А.М., Мейен С.В. Пермские отложения Карасорского прогиба (Центральный Казахстан). — В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Радченко М.И. Каменноугольная флора Юго-Восточного Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1967.

- Радченко М.И. Каменноугольная флора Казахстана и ее значение для био-стратиграфии. - В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971.
- Ташинина М.В. Вулканогенные формации среднего и верхнего палеозоя северной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы. - В кн. "Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана". Алма-Ата, 1965.
- Ташинина М.В., Семенова-Тян-Шанская Е.Р. Верхнепалеозойский вулкан Жантау в Центральном Казахстане. - Петрограф. сб. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1963, т. 98, № 5.
- Тихомиров В.Г. Структурно-фашиальная зональность и магматизм палеозоя юго-западного склона Чингизского мегантиклинория и смежных территорий Балхашского мегасинклинория. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, № 1.
- Трифонов В.Г. Позднепалеозойская структура Северного Прибалхашья и ее происхождение. - Труды ГИН АН СССР, 1967, вып. 175.
- Успенский Е.П., Положихина А.И. Верхневизейско-намюрские и среднекаменноугольные отложения западной части Балхашского антиклинория. - В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971.
- Успенский Е.П., Положихина А.И. Верхнепалеозойские отложения западного крыла Балхашского антиклинория. - Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, 1971, № 9.
- Шарпёнок Л.Н., Перекалина Т.В., Копылов В.Н., Скублов Г.Т., Тарасенков А.М. Кольцевые структуры района гор Кызылрай. - В кн. "Вопросы магматизма и метаморфизма", т. 3. Л., Изд-во ЛГУ, 1968.
- Шеголева Л.А. Позднепалеозойско-раннемезозойская вулканическая серия окраин восточной части Карагандинского бассейна. - Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1973, № 6.
- Шеголева Л.А. Строение позднепалеозойско-раннемезозойского вулканического массива Аюлы (Центральный Казахстан) и его положение в структуре каледонского срединного массива. - В кн. "Вопр. геол., геохим. и геофизики при поисках месторожд. полезн. ископ. и инж.-геол. изыск.". М., Изд-во МГУ, 1974.
- Щерба И.Г. Некоторые черты развития северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, № 6.
- Щербакова М.Н. Кызыладьрская кольцевая структура (Северное Прибалхашье, Центральный Казахстан). - Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1967, № 1.

ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Н.И. Зардишвили, Э.М. Спиридонов,
Р.Н. Соболев, И.З. Филиппович

ВВЕДЕНИЕ

Центральный Казахстан является классической областью развития каледонского гранитоидного магматизма. Большое значение в развитии взглядов на историю формирования магматических образований имели работы Н.Г. Кассина, Ю.А. Билибина, Н.А. Фогельман, В.С. Коптева-Дворникова и их учеников.

В.С. Коптев-Дворников, проводивший изучение гранитоидов каледонид Центрального Казахстана в течение многих лет, разработал широко известную схему становления конкретного гранитоидного комплекса, наметил последовательность гранитоидных комплексов складчатых областей, рассмотрел соотношения гранитоидов и оруденения, контактовые процессы и явления гибридизма. Эти работы отличались широким подходом к проблемам геологии и петрологии гранитоидов. Значителен был вклад В.С. Коптева-Дворникова как педагога и учителя.

Центрально-Казахстанская экспедиция МГУ проводила и проводит изучение магматических образований в тесном контакте с кафедрой петрографии геологического факультета. В работах принимали участие В.С. Коптев-Дворников, Е.А. Кузнецов, И.З. Филиппович, Р.Д. Гаврилин, П.Ф. Емельяненко, Р.Н. Соболев, Н.Г. Лия, Т.Л. Никольская, И.Л. Дорохов, Н.И. Зардишвили, А.М. Курчавов, Э.М. Спиридонов, В.Н. Завражнов и др. Работы по изучению гранитоидов каледонид проводились в содружестве с казахстанскими геологами – В.М. Шульгой, Н.Я. Ященко, В.И. Серых; ИГЕМ – С.Ф.Ефремовой, Е.В. Негрей; МГРИ – М.К. Бахтеевым, В.С. Поповым и другими.

В первые годы работ экспедиции, когда проводились в основном среднемасштабные съемки, главное внимание уделялось геологическому положению гранитоидных массивов и их возрастному расчленению. В последующие годы, когда экспедиция приступила к крупномасштабным съемкам и специальным тематическим работам, значительное внимание уделяется изучению внутреннего строения интрузивных массивов, проблемам взаимосвязи вулканогенных и интрузивных образований, детальной характеристике вещественного состава, радиогеохронологии, связи магматических и рудных образований. Нужно подчеркнуть, что изучение гранитоидного магматизма базируется на детальных геологических исследованиях значительных территорий.

В статье рассмотрены гранитоидные комплексы каледонид Центрального Казахстана на примере ряда детально изученных районов: докаледонские и каледонские формации Улугау (И.З. Филиппович), гранитоидные формации ранних каледонид северо-востока Центрального Казахстана (Э.М. Спиридонов), формации поздних каледонид девонского краевого вулканического пояса (широтный участок - Н.И. Зардиашвили, Сарысу-Тенизский участок - Р.Н. Соболев).

Интрузивный комплекс нами понимается аналогично Ф.Ю. Левинсону-Лессингу, Ю.А. Билибину, В.С. Коптеву-Дворникову как совокупность магматических и метасоматических образований

Содержание КНШ в полевошпатовой части породы, %

		85	65	35	15	0%
Содержание кварца в горной породе, %	0	24	23	22	21	20
	5	19	18	17	16	15
	10	14	13	12	11	10
	15	9б	9	9а	8	7
	20					
	25	5	4	3	2	1
ИВ.45						

Количество-минеральная классификация гранитоидов

1 - плагиограниты; 2 - граниты существенно плагиоклазовые; 3 - граниты; 4 - граниты существенно калишпатовые; 5 - аляскиты; 6 - тоналиты (плагиогранодиориты); 7 - гранодиориты; 8 - адамеллиты; 9 - граносиениты (а - существенно плагиоклазовые, б - существенно калишпатовые); 10 - кварцевые диориты; 11 - кварцевые сиенито-диориты; 12 - кварцевые диорито-сиениты (кварцевые монзониты); 13 - кварцевые известковощелочные сиениты; 14 - кварцевые сиениты; 15-19 - кварцсодержащие: 15 - диориты, 16 - сиенито-диориты, 17 - диорито-сиениты (монзониты), 18 - известковощелочные сиениты, 19 - сиениты; 20 - диориты; 21 - сиенито-диориты; 22 - диорито-сиениты (монзониты); 23 - известковощелочные сиениты; 24 - сиениты

определенной области, связанных единством геологического возраста, рядом петрогеохимических и минеральных особенностей, указывающих на их происхождение из магм сходного состава в результате сходных процессов эволюции. Интрузивы каждого комплекса могут быть одно- и многофазными. Интрузивная фаза определяется как дискретная подача магматического материала из глубинных источников. Среди образований каждой фазы могут быть выделены породы главной фации и фации эндоконтактов (по структурным или минеральным особенностям), а также гибридные породы. К гибридным отнесены те породы, которые имеют двойственный характер микроструктур и двойственный источник вещества. В названии этих пород подчеркивается их состав – габброподобные породы или гибридные породы габбрового состава и т.п. В каждой интрузивной фазе возможны внутриинтрузивные (внутрикамерные) инъекции – дополнительные интрузивы и жильные породы так называемого первого этапа (Коптев–Дворников, 1952). Формирование интрузивного комплекса часто завершается подачей из глубоких источников небольших порций расплавов, формирующих дайки глубинного происхождения (дайки второго этапа), и гидротермальными образованиями. Многофазными называются интрузивные массивы, в которых фиксируется несколько интрузивных фаз, полихронными – массивы, сложенные образованиями ряда интрузивных комплексов.

В последние годы широкое распространение и официальное признание получила классификация А.Л. Штрекайзена (Streckeisen, 1967, 1973). В основе ее лежит соотношение количеств плагиоклаза и калишпата, тогда как содержанию кварца отводится второстепенная роль. В результате поле составов гранодиорита расширено до 50% кварца, отсутствует поле плагиогранита, чрезмерно большая часть диаграммы отведена породам монцитонитового ряда и т.д. На этом основании классификация представляется неприемлемой. Поэтому И.З. Филиппович и Э.М. Спиридоновым предложен новый вариант количественно-минеральной классификации гранитоидов, основанный на представлениях А.Н. Заваришского и В.С. Коптева–Дворникова, с учетом известных классификаций гранитоидов (Гинзбург и др., 1962). Схема классификации построена в прямоугольной системе координат: модальное содержание кварца – соотношение количеств калишпата и плагиоклаза (рисунок) и удобна в практической работе.

ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА КАЛЕДОНИД

Основание каледонского складчатого комплекса во многих структурах сложено метаморфическими толщами и сопровождающими их гранитоидами докембрия. Докембрийские гранитоиды известны в пределах Кокчетавского, Улутауского, Майтубинского, Ишкеоль-месского, Актау–Моинтинского и Чингизского антиклинориев. Геологическая и особенно петрологическая изученность докембрийских гранитоидов еще недостаточна для того, чтобы провести сопостав-

ление по всей территории Центрального Казахстана. Лучше других изучен Улутауский район. Мы полагаем, что и в дальнейшем район Улутау будет являться опорным, поскольку здесь докембрийские образования и гранитоиды в том числе наиболее полно развиты.

Самым древним из достоверно известных докембрийских является комплекс порфиробластовых плагиогранито-гнейсов, развитых только в Улутауском антиклинории (Филатова, 1962). Олигоклаз-андезиновые плагиогранито-гнейсы образуют согласные тела площадью от первых до 50 км², приуроченные к осевой части антиклинория. Они окружены полями плагиомигматитов шириной до нескольких километров, представленными альбитовыми плагиогнейсами, развитыми по кристаллическим сланцам бектурганской и аралбайской серий. По составу плагиогранито-гнейсы соответствуют типичным плагиогранитам с низкой щелочностью и низким содержанием калия.

Среднепротерозойский жаункарский комплекс биотитовых гранитов развит только в Майтубинском антиклинории, для которого характерен терригенно-порфиroidный тип разреза. Граниты имеют четкие секущие контакты с породами рамы. Вокруг массивов развиты ореолы ороговикования шириной до первых сотен метров. Ширина ореолов экзоконтактной фельдшпатизации составляет первые сантиметры. Следовательно, массивы жаункарского комплекса являются интрузивными. Интрузивы однофазны, каждый из них однороден. Состав полевошпатовой части гранитов изменяется с севера на юг по простиранию антиклинория; в северных интрузивах (Северо-Сарысайский) калишпат составляет 40% от суммы полевых шпатов, в южных (Жаункарский) - 70%. Плагиоклаз представлен олигоклазом; калишпат-тонкорешетчатый промежуточным до максимального микроклином, содержащим 110-187 г/т рубидия; железистость биотита - 59. Жаункарский комплекс - типичный аллохтонный мезоабиссальный комплекс гранитов нормальной щелочности и железистости. Граниты его подверглись региональному разгнейсованию, усиленному вдоль разрывных нарушений.

Среднепротерозойский комплекс порфиробластовых гранито-гнейсов со свинцово-изотопным возрастом по циркону в 1700-1800 млн. лет наиболее широко распространен во всех выступах докембрия Центрального Казахстана. В Улутау гранито-гнейсы развиты и в Майтубинском и в Улутауском антиклинориях, в первом они распространены шире. Гранито-гнейсы вместе с сопровождающими их ореолами мигматитов-гнейсов шириной от сотен метров до нескольких километров образуют линейно вытянутые поля площадью в сотни квадратных километров в осевой части антиклинориев и более мелкие поля в десятки квадратных километров на его крыльях. Гранито-гнейсы слагают согласные массивы: аллохтонные (Яконмолинский) и автохтонные (Насымбайский, Южно-Сарысайский и др.). Автохтонные гранито-гнейсы представлены апосланцевыми и апопорфиройдными фашиями и связаны постепенными переходами с метаморфическими породами. При формировании гранито-гнейсов преобладали процессы собирательной перекристаллизации и щелочного метасома-

тоза. Это – породы нормальной щелочности с заметным преобладанием калия. Плагноклаз в них представлен альбит–олигоклазом, калишпат–тонкорешетчатым промежуточным микроклином, содержащим 275–450 г/т рубидия, реже ортоклазом и микроклин–ортоклазом, обогащенным барием; железистость биотита – 55–65.

История осадконакопления и тектонического развития в докембрии Казахстана (Зайцев, Филатова, 1972) и изложенный материал по гранитоидному магматизму показывают, что в основании каледонид развиты образования ранне–среднепротерозойского геосинклинального цикла. Общая направленность эволюции гранитоидов этого цикла заключается в смене ранних натровых поздними калиевыми гранитами с увеличением в этом ряду общей щелочности. Гранитоидный магматизм характеризуется широким развитием явлений фельдшпатизации и гранитизации в экзоконтактовых ореолах массивов; отсутствием габброидов и диоритов, связанных с гранитоидами, и послегранитных даек.

В Улутау развиты только порфиробластовые мигматиты и отсутствуют классические – послынные и небулитовые мигматиты. В зерендинской серии Кокчетавского антиклинория развиты мигматиты классического типа, а в более поздней боровской – порфиробластовые. По данным К.А. Шуркина (1957), классические мигматиты образуются в обстановке значительной тектонической активности, тогда как порфиробластовые мигматиты – при незначительных тектонических движениях.

Следующим по возрасту является Карсакапайский интрузив центрального типа, сложенный гастингситовыми сиенитами и лепидомелановыми нефелиновыми сиенитами. Интрузив окружен ореолом фенитизации шириной в десятки метров. В породах отсутствует первичный магматический плагноклаз; калишпат представлен максимальным микроклином, очень бедным рубидием (10–50 г/т). Радиологический возраст сиенитов краевых частей массива – 1380 ± 30 млн. лет, сиенитов центральных частей массива – 675 ± 30 млн. лет (свинцово–изотопный метод по циркону).

Наиболее молодым в докембрии Улутау является актасский комплекс трещинных интрузий калиевых гранитов с эндоконтактовой фацией гастингситовых калиевых граносиенитов и гранитов. Граниты актасского комплекса отличаются высокой щелочностью и железистостью. Вокруг интрузивов развиты небольшие ореолы ороговикования. В гранитах этого комплекса калишпат представлен максимальным микроклином, содержащим 50–70 г/т рубидия.

ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РАННИХ КАЛЕДОНИД

Гранитоидные комплексы ранних каледонид детально изучены в Степнякском и северной части Селетинского синклинория, Ишкеоль–месском антиклинории; глубинные аналоги некоторых из них – в Улутау.

Наиболее древний из них позднекембрийский комплекс гранитоидов пестрого состава одновременен с тектоническими движениями в конце раннегеосинклинальной стадии. Интрузивы представлены Западно-Селетинским, Аксуйским и другими мелкими штоками. В пределах вулканогенно-терригенных прогибов развиты преимущественно плагиограниты и кварцевые диориты; в выступах фундамента (Кокчетавский антиклинорий) более калийные типы — плагиоклазовые граниты, гранодиориты. Величина отношения K/Rb в гранитоидах (около 200) свидетельствует о том, что это — производные коровых магм.

Позднеордовикский крыккудукский кварцлеякогаббро-тоналит-гранодиоритовый комплекс связан со складчатостью в конце геосинклинального этапа. Гранитоиды крыккудукского комплекса чрезвычайно широко распространены. Все наиболее крупные интрузивы залегают в общем согласно со складчатыми структурами. Для гранитоидов характерны первичные ориентированные текстуры, наличие в ряде случаев эндоконтактных интрузивных брекчий и мелкой дополнительной складчатости в экзоконтактах, что свидетельствует о внедрении расплавов в обстановке достаточно интенсивных тектонических движений. Все это обусловлено тем, что формирование крыккудукского комплекса сопровождало, а вернее, завершало главную (таконскую) фазу складчатости. Такие комплексы гранитоидов обычно рассматриваются как синтетектонические, синкинematические или соскладчатые.

Интрузивы крыккудукского комплекса, как правило, многофазны и сопровождаются гаммой даек глубинного происхождения и разнообразными метасоматитами, включающими главные железо- и меднорудные концентрации региона (табл. 1). Крайне разнообразны размеры и форма интрузивных массивов, так как при внедрении гранитоидные расплавы использовали поверхности несогласий, зоны крупных и небольших разрывов, узлы их пересечения. Крупные интрузивы (Крыккудукский, Яблоново-Иттейменский и др.), представляющие в первом приближении уплощенные залежи с вертикальной мощностью в несколько километров, обладают наиболее сложным внутренним строением. Фактически это агломераты интрузивных тел первой и второй фаз крыккудукского комплекса, разделенных перегородками допалеозойских и раннепалеозойских толщ, отчасти докрыккудукских интрузивных образований главным образом габбрового состава. Последние ранее рассматривались как аповулканогенные гибридные образования. Для всех массивов комплекса установлены четкие секущие контакты с дайкообразными или иной формы апофизами в породе рамы, часто наблюдаются глубинные ксенолиты. В единичных случаях отмечены постепенные переходы между гранитоидами и вмещающими породами, мощность переходных зон не превышает 5 см.

Более крупные тела гранитоидов, относительно крупнозернистых и дифференцированных, сопровождаются мелкими обособленными телами гранитоидов, весьма мелкозернистых и однородных по составу.

Таблица 1. Соскладчатый позднеордовикский крыкудукский интрузивный комплекс

Интрузивные и дайковые образования (площади распространения, %)	Возраст, млн. лет (калий-аргоновый метод)	Горные породы, в том числе метасоматиты			
		Петрохимические типы			
		Na	Существенно Na	K-Na	
Дайки глубинного происхождения (~1%) и метасоматиты	435 - 440	диабазы, габбро-диабазы			
	445 - 455	цесолитовые пропилиты			
		Al-кварцевые жилы и штокверки		Mo-Cu штокверки	
		листвениты - березиты			
	450 - 465	Na пропилиты			
		эруптивные брекчии			
	440 - 460	порфиридные спессартиты, малхиты			
	450 - 455	гранодиорит-порфириты, диорит-порфириты, кузелиты			
		кварцевые и полевошпат-кварцевые жилы, в т.ч. с MoS ₂			
	455	микродиориты, брекчиевые и меланократовые спессартиты			
тоналит и кварцевые диорит-порфириты					
		кварцевые жилы			
		плагногранит-порфиры	гранит- и плагногранит-порфиры	гранит- и адамеллит-порфиры	
II главная интрузивная фаза (~30%)	метасоматиты	гидросиликатные скарны с Fe ₃ O ₄ , CuFeS ₂ , CoAsS, MoS ₂			
	жилые	плагноаплиты, аплиты, граниты	граниты, аплит-порфиры	граниты, аплит-порфиры	
	дополнительные интрузии	460	порфиридные плагнограниты II генерации	граниты	порфиридные адамеллиты I генерации
			порфиридные плагнограниты I генерации		адамеллиты II генерации
	жилые	плагноаплиты, граниты, кварцевые жилы	граниты, аплиты, пегматиты, кварцевые жилы	граниты, аплиты, кварцевые жилы, пегматиты	
	главная интрузивная фация	445	плагнограниты	граниты плагноклазовые, плагнограниты	адамеллиты, граниты плагноклазовые
	фация эндоконтактов	465	плагнограниты, тоналиты	гранодиориты	гранодиориты
гибридные		габбро- и диоритоподобные породы, мигматиты			
контактово-метаморфические		роговообманковые роговики, экзо- и эндоскарны, амфиболито- и гнейсо-роговики			
I главная интрузивная фаза (~70%)	метасоматиты	гидросиликатные скарны с Fe ₃ O ₄ , CoAsS			
	жилые	гранодиориты, плагнограниты	граниты, гранодиориты, аплиты	граниты, гранодиориты	
	главная интрузивная фация	445 - 460	тоналиты	тоналиты, гранодиориты	гранодиориты
			кварцевые и кварцсодержащие диориты		кварцевые и кварцсодержащие диориты, сиенит-диориты
	гибридные		габбро- и диоритоподобные породы, мигматиты		
контактово-метаморфические	455 - 460	роговообманковые роговики, экзо- и эндоскарны, амфиболито- и гнейсо-роговики			
Ранняя интрузивная фаза (~1%)	жилые	кварцевые лабрадориты, габбро-лабрадориты	ортоклаз-кварцевые	кварц-ортоклазовые	
	главная интрузивная фация и фация эндоконтактов	445 - 455	кварцевые лейкогаббро, лейкогаббро-нориты, габбро-диориты	ортоклаз-кварцевые	кварц-ортоклазовые
			габбро- и диоритоподобные породы, мигматиты		
	контактово-метаморфические		пироксеновые и роговообманковые роговики, скарисиды, амфиболиты		

Таблица 2

Величины Na/K и K/Rb в гранитоидах различных петрохимических серий крыккудукского комплекса

Фазы	Na/K			K/Rb		
	натриевая	существенно натриевая	калиево-натриевая	натриевая	существенно натриевая	калиево-натриевая
II главная	2,1	1,4	1,0	440	380	310
I главная	2,4	1,6	1,0	410	365	320
Ранняя	2,4	1,8	1,4	425	375	315

Изучение состава гранитоидов мелких обособленных интрузивов дает ценные сведения о первичном составе магматических расплавов. Для Крыккудукского интрузивного массива подобное изучение показало, что состав мелких обособленных тел тоналитов первой фазы и средний состав огромных дифференцированных тел диоритов-тоналитов-гранодиоритов первой фазы практически аналогичен. Это указывает на небольшую роль процессов гибридызма в генезисе перечисленной гаммы гранитоидов. Установлена региональная устойчивость состава гранитоидов конкретных фаз комплекса и отсутствие его зависимости от состава интродированных толщ, что свидетельствует о незначительной роли контаминации.

Породы крыккудукского комплекса представляют типичную известковошелочную серию невысокой железистости. Для всех интрузивных фаз характерны устойчивая общая железистость биотита (45-65); низкая упорядоченность калишпата, который содержит менее 30% альбитовой составляющей; небольшое содержание ортоклазовой составляющей в плагиоклазе (около 5%).

В пределах единого комплекса развиты три петрохимические серии горных пород (см. табл. 1,2) - существенно натриевая (ведущая), калиево-натриевая, натриевая (подчиненная), появление которых обусловлено различными геолого-тектоническими условиями. Установлена устойчивость величин Na/Ka и K/Rb для горных пород разных фаз той или иной серии. Это указывает на автономность областей магмособразования каждой серии и на то, что расплавы всех фаз одной серии возникали за счет геохимически сходных источников.

Продолжительность формирования такого сложного, многофазного комплекса, как крыккудукский, весьма невелика, фактически она не выходит за пределы точности радиологических определений (см. табл. 1).

Особый тип представляют позднеордовикские гранитоиды в метаморфическом фундаменте каледонид Улу тау. Мас-

сивы гранитоидов (Кантюбинский и Майтюбинский) являются согласными и приурочены к ядрам складок в толщах докембрия. Они имеют зональное строение: от центра к периферии выделяются ядро гранодиоритов, зона биотит-роговообманковых и роговообманковых тоналитов и кварцевых диоритов (1,5–3 км), зона меланократовых роговообманковых диоритов и габбро-диоритов (0,1–0,15 км). Габбро-диориты постепенно переходят в диоритизированные кристаллические сланцы, состав темноцветных в тех и других аналогичен.

Калиевый полевой шпат в гранитоидах магматического замещения представлен малоупорядоченной разностью; биотит умеренно богат титаном, железистость его 60–65; железистость роговой обманки 49–52.

Массивы гранитоидов окружены ореолами метасоматической диоритизации соследующей температурной зональностью (от массивов к вмещающим породам): зона бурой роговой обманки сменяется зоной сине-зеленой роговой обманки. Метасоматоз и магматическое замещение метаморфических пород были избирательными. Они преимущественно развиты по амфиболовым кристаллическим сланцам (в зоне шириной сотни метров), значительно слабее захватывают биотит-полевошпатовые кристаллические сланцы (в зоне шириной первые десятки метров) и совершенно не захватывают порфириды. Особенности геологического положения, изофаціальность метасоматических и магматических фаций, постепенные переходы от магматических образований к метаморфическим, наличие реликтов последних в магматических породах свидетельствуют о том, что массивы гранодиоритов-тоналитов-диоритов Улугау возникли путем избирательного метасоматоза и магматического замещения метаморфических толщ докембрия.

Массивы позднеордовикских гранитоидов в метаморфических толщах комплекса основания каледонид можно рассматривать как возможные очаги зарождения магмы, давшей начало тоналит-гранодиоритовым интрузиям в верхних структурных этажах.

Позднеордовикская тоналит-гранодиоритовая формация является главным преобладающим типом гранитоидных формаций ранних каледонид Центрального Казахстана, как и ранних каледонид Алтае-Саянской области, Шотландии и других регионов (Пинус, 1961; Нокколдс, Аллен, 1958).

Наиболее характерной металлогенической особенностью тоналит-гранодиоритовых комплексов ранних каледонид является их золотоносность. В той или иной мере золотоносны интрузивы различных петрохимических типов.

Раннеорогенный силурийский тассуский комплекс габбро-сиенитов ранней фазы, кварцевых сиенито-диоритов первой фазы, субшелочных гранитов и граносиенитов второй фазы представлен преимущественно гипабиссальными и приповерхностными трещинными интрузивами, уплощенными залежами, дайками глубинного происхождения (Тассуский, Богдановский, Погосаевский и другие массивы). Возраст пород комплекса по амфиболу (калий-

аргоновый метод) и по циркону (альфа-свинцовый метод) - 420-435 млн. лет. Широко развиты мелко- и тонкозернистые эндоконтактовые фации. Для гранитоидов характерны гранофировые микроструктуры, обилие нерешетчатого ортоклаз-микроклина, весьма значительная взаимная растворимость полевых шпатов, кальциевый состав плагиоклаза. Амфибол гастингситового типа часто преобладает над биотитом средней железистости, богатым Fe^{3+} , титаном, фтором. Магнетиты гранитоидов обогащены титаном (до 8% TiO_2). Породы тассуйского комплекса содержат ничтожные количества лития - 3-5 г/т; величина K/Rb часто превышает 500. Послемагматические образования тассуйского комплекса представлены пропилитами и более молодыми березитами, включающими местами золоторудные концентрации.

Орогенный боровской комплекс нормальных биотитовых гранитов представлен штокообразными интрузивами, сформированными в силуре-девоне, главным образом среди антиклинорных структур (Боровской, Джукейский, Балыкбайский и другие массивы). Биотитовые, реже амфибол-биотитовые граниты богаты цирконом и монацитом. Калишпат представлен промежуточным микроклином и ортоклаз-микроклином. Вокруг интрузивов развиты довольно мощные контактовые ореолы роговиков роговообманковой фации. Послемагматические образования проявлены слабо.

Позднеорогенный среднедевонский карабулакский комплекс¹ лейкократовых и аляскитовых биотитовых гранитов представлен цилиндрическими плутонами кольцевого или полукольцевого строения, тяготеющими к стыкам Степнякского синклинория с Кокчетавским и Ишкеольмесским антиклинориями (Карабулакский, Макинский и другие массивы). Интрузивы многофазны и сопровождаются обильными дайками гранит-порфиров и близких пород (табл. 3). Граниты существенно калишпатовые, высокожелезистые, высокоалюминиевые (содержат мусковит, кордиерит, альмандин-спессартин). Они обогащены флюоритом, редкоэлементными акцессорными, в том числе торитом, и отличаются повышенными содержаниями рубидия, лития и особенно цезия (см. табл. 3). Калиевый полевой шпат представлен максимальным натриевым микроклин-пертитом, биотит-лепидомеланового типа. Контактные ореолы развиты слабо. Обильны послемагматические образования - грейзены и кварцевые жилы с молибденитом. Поздние генерации даек глубинного происхождения - гранит-порфиры, фельзитовые гранит-порфиры, фельзит-порфиры по составу точно повторяют эволюцию состава лейкогранитов первой, второй и третьей фаз (см. табл. 3). Карабулакский комплекс весьма близок балкашинскому (орлиногорскому, золотоношенскому) комплексу Кокчетавского антиклинория.

¹ Боровской и карабулакский комплексы правильнее рассматривать в качестве телеорогенных, связанных с тектоно-магматической активизацией ранних каледонид в девоне (Прим. ред.).

Таблица 3
Подаэрогенный среднедевонский карабулакский
интрузивный комплекс

Интрузивные и дайковые образования (относительные объемы)		Типы горных пород	Содержания				
			%		г/т		
			SiO ₂	Na ₂ K	Li	Rb	Cs
Дайки глубинного происхождения (1-2%) и метасоматиты		прожилки флюорита					
		ФП, ФуП	76,6	0,9	30	230	~5
		ФуП	74,3	0,8	55	460	14
		уП	74,6	0,8	220	630	20
		удП, адП	66,4	1,5	84	70	-
		удм	68,3	2,0	53	65	-
		грейзены					
		уП - аП	74,6	0,8	45	305	6
		грейзены					
		аьбититы					
III интрузивная фаза (~10%)	жильные	аП	75,3				
	интрузивные	мусковит-биотитовые лейкограниты	74,8	0,85	24	240	5
II интрузивная фаза (~30%)	жильные	у, а, аП, ρ	76,0				
	дополнительные интрузивы	мусковит-биотитовые лейкограниты	76,4				
	интрузивные	биотитовые лейкограниты	75,8	0,8	74	385	9
I интрузивная фаза (~60%)	жильные	аП, у, а, ρ	73,1				
	интрузивные	биотитовые лейкограниты	74,5	0,85	101	355	18

ФП - фельзит-порфиры; ФуП - фельзитовые гранит-порфиры;
уП - гранит-порфиры; аП - аплит-порфиры; удП - гранодиорит-порфиры; адП - адамеллит-порфиры; удм - гранодиорит-порфиры;
ρ - пегматиты; а - аплиты.

Степнякский и Селетинский синклинали по набору и характеру формаций отвечают полно развитой эвгеосинклинали, заложенной на коре континентального типа. Этим обусловлены широкий и полный набор гранитоидных формаций и очень значительный масштаб проявления тоналит-гранодиоритовой формации.

ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДЕВОНСКОГО КРАЕВОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Сарысу-Тенизский участок девонского краевого вулканического пояса. Различное тектоническое положение отдельных участков девонского краевого вулканического пояса обусловило

различия в составе и возрастном положении девонских вулканогенных и интрузивных образований¹. В Сарысу-Тенизском сегменте вулканического пояса выделены средне- и позднедевонский интрузивные комплексы.

Все девонские интрузивы отчетливо тяготеют к крупным широтным разломам, фиксируемым в пределах гранитного слоя земной коры (Коптев-Дворников и др., 1956; Зайцев, 1961).

Среднедевонский карамендинский комплекс гранодиоритов и адамеллитов представлен массивами уплощенной формы, мощностью до 3-4 км (Карамендинский, Шубаркульский и другие массивы), реже мелкими штоками. Гранитоиды прорывают отложения нижнего - среднего девона и в свою очередь прорваны позднедевонскими гранитами. Обломки гранитов известны в жаксыконской серии среднего девона. Радиологический возраст гранитоидов - 390 ± 15 млн. лет. Интрузивы многофазные и однофазные, сложены в основном гранодиоритами и адамеллитами. Средний минеральный состав адамеллитов: плагиоклаз 40%; K-Na полевой шпат - 30%; кварц - 20%; роговая обманка - 5% и биотит - 4%. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином с промежуточной упорядоченностью, калишпат содержит 45-50% альбитовой составляющей, железистость биотита - 57-66. Для среднедевонских гранитоидов характерны явления глубокой ассимиляции.

Аляскитовые граниты позднедевонского теректинского комплекса прорывают уронсайскую свиту среднего - верхнего девона и перекрыты известняками фамена. Радиологический возраст гранитов - 355 ± 15 млн. лет. Гранитоиды позднедевонского возраста образуют массивы площадью в десятки и сотни квадратных километров, мощностью до 4 км, уплощенной, реже лакколитообразной или штокообразной формы (Теректинский, Айрамбайский и др.). Геофизическими методами для крупных интрузивов фиксируются подводящие каналы. Массивы преимущественно двухфазные, в некоторых из них отмечены дополнительные интрузии. Химический состав пород отвечает аляскитам: породы пересыщены алюминием, богаты щелочными элементами, калий преобладает над натрием. Количество альбитовой составляющей в калиевом полево шпате - 40-50%, железистость биотита достигает 87%. Кристаллизация магмы, по-видимому, происходила в условиях небольших глубин при малом содержании летучих и высокой температуре.

Гранитоиды широтной ветви девонского краевого вулканического пояса. В пределах этой области широко распространены гранитоиды среднедевонского возраста, массивы которых прослежены параллельно простираанию пояса и входят в состав крупных, сложно построенных плутонов - Семизбугинского, Мурунтальского, Центрально- и Восточно-Кызылтауского. Среднедевонские интрузивы пространственно связаны с выходами вулканогенных по-

¹См. статью Б.Я. Журавлева и др. в настоящем сборнике.

род семизбугинской свиты и участками развития мощной толщи игнимбритов липаритового состава, выполняющих вулканотектонические депрессии.

Гранитоиды комплекса активно воздействуют на породы нижнего девона и прорваны жерлами вулканитов среднего девона. Массивы гранитоидов вписываются в региональный гравитационный минимум внешней зоны вулканического пояса. Они занимают межформационное положение и приурочены к основанию несогласно залегающей толщи девонских вулканитов, слагая гарлолитообразные массивы мощностью не более 2–3 км. Подошва интрузивов имеет ступенчатую форму, что обусловлено блоковым строением фундамента. Массивы гранитоидов приурочены к центральным частям брахиантиклиналей или к горстовым блокам. Большинство из них тяготеет к крупным сбросам.

Тектонические нарушения играли особую роль в формировании массивов щелочных гранитов, для которых установлена связь с важнейшими, длительно развивающимися, вероятно глубинными, разломами.

В среднедевонском комплексе выделены породы трех фаз становления. Первая фаза – небольшие тела диоритов, гранодиоритов; вторая – граниты, существенно калишпатовые и аляскитовые граниты главной интрузивной фазы, существенно калишпатовые и щелочные граниты фации эндоконтакта. К третьей фазе отнесены аляскитовые и лейкократовые граниты. Жильные образования среднедевонского комплекса представлены гранитами, аплитами, гранит–порфирами, диорит–порфиритами и лампрофирами.

Минеральный состав гранитоидов комплекса отличается преобладанием калишпата над плагиоклазом, особенно резко выраженным в щелочных гранитах, где отмечено появление однополевошпатовых разностей. Для гранитоидов характерен лейкократовый облик, порфировое сложение, широкое развитие микропегматитовых структур и миаролитовых текстур в эндоконтактных фациях. Щелочные граниты содержат эгирин, гастингсит и щелочные амфиболы – рижит и рихтерит. Плагиоклазы богаты анортитовой и особенно ортоклазовой составляющей; калишпаты представлены промежуточным и реже максимальным микроклином, содержащим 40–60% альбитовой молекулы. Повышенная взаимная растворимость компонентов в сосуществующих полевых шпатах обусловлена высокими температурами кристаллизации гранитных магм, что характерно для гипабиссального уровня глубинности. Биотиты гранитоидов комплекса имеют низкую железистость (34–37) при высокой степени окисленности железа (до 48%). Установлена весьма специфическая тенденция обогащения биотита магнием, т.е. снижение его железистости при нарастающей в процессе камерной дифференциации железистости пород. Одновременно в гранитах увеличивается содержание магнетита и ильменогематита. Эти данные свидетельствуют о значительном парциальном давлении кислорода во время кристаллизации, что является отличительной чертой гранитов вулканоплутонических ассоциаций, связанных с кальдерами.

Гранитоиды комплекса субщелочных гранитов и граносиенитов характеризуются повышенной щелочностью и железистостью, со значительным преобладанием окисного железа над закисным (коэффициент окисления 1-4). Содержания редких щелочных элементов в гранитоидах наиболее распространенной второй фазы среднедевонского комплекса: лития - 6-20, рубидия 40-140 г/т. Химический состав щелочных гранитов и аляскитовых гранитов близок, эволюция тех и других почти аналогична. Возникновение щелочных гранитов обусловлено дифференциацией расплавов в сторону повышения щелочности и окислительного потенциала. Образование щелочных гранитов происходило в несколько отличной тектонической обстановке. Возможно, появление обычных или щелочных гранитоидов было связано с различным составом фундамента. Щелочные граниты отмечены только там, где геофизическими методами на глубине фиксируются блоки пород основного состава.

Для среднедевонского комплекса характерна полиметаллическая минерализация, приуроченная к эндоконтактам интрузивов и дайкам.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Полный (обобщенный) ряд ведущих гранитоидных формаций каледонид Центрального Казахстана следующий (от более древних к молодым в пределах одного цикла): плагиогранитная → тоналит-гранодиоритовая или кварцлейкогаббро-тоналит-гранодиоритовая → монзонит-граносиенит-лейкогранитная или граносиенит-лейкогранитная, часто с щелочными гранитами нормальных биотитовых гранитов → лейкогранит-аляскитовая (высокоалюминиевых гранитов или литий-фтористых гранитов). Следовательно, к известной триаде формаций В.С.Коптева-Дворникова (1952) необходимо, по данным В.М.Шульги (1968, 1974) и авторов, добавить раннегеосинклиналиную плагиогранитную и раннеорогенную монзонит-граносиенит-лейкогранитную формации.

Плагиогранитная формация. Для интрузивов этой формации характерна пространственная связь с раннегеосинклиналиными вулканогенными прогибами. Установлена генетическая самостоятельность плагиогранитов и предшествующих им габброидов.

Кварц лейкогаббро-тоналит-гранодиоритовая формация. Ведущая роль в генезисе пород складчатой гранитоидной формации принадлежала процессам дифференциации исходных расплавов: лейкогаббрового для пород ранней фазы, тоналит-гранодиоритового для преобладающих пород первой фазы и т.п. Предполагается анхизвтектический характер глубинных гранодиоритовых расплавов. Явления гибридации последних имели подчиненное значение. Вся масса образований этой формации на гипабиссальном и мезоабиссальном уровнях и значительная часть их на абиссальном уровне представлены типичными аллохтонными интрузивами. Поздние дифференциаты формации петрографически почас неотличимы от гранитоидов формации лейкократовых и аляскитовых гранитов. Для их

разделения нужны определения возраста и (или) редких щелочных и других элементов-индикаторов.

Устойчивой металлогенической особенностью формации является ее золотоносность. Важнейшие золоторудные концентрации приурочены к мелким многофазным интрузивам, в состав которых входят тела кварц-лейкогаббровых пород ранней фазы. Это установлено для Селегинского и Степнякского синклиналиев (Спиридонов, 1975), а также для Спасской зоны раннегерцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

Монцитит-граносиенит-лейкогранитная формация. Это единственная гранитоидная формация, большая часть интрузивов которой образовалась в гипабиссальных и приповерхностных условиях. Для краевого вулканического пояса Т.О. Федоров (1965) и Н.И. Зардиашвили (1973) доказали, что многие из плутонов заполнили магматические камеры кальдер. Интрузивы этой формации геологически разновозрастны, пространственно тесно связаны и по петрогеохимическим и минеральным особенностям близки к краснокаменным наземным вулканитам и сопровождающим их субвулканическим телам. Те и другие образуют раннеорогенную вулкано-плутоническую ассоциацию кремнекислого состава.

Особенностями минерального состава гранитоидов формации являются повышенная взаимная растворимость полевых шпатов, высокие содержания титана в магнетите, субщелочной тип амфибола.

Нужно подчеркнуть, что нередко часть образований монцититоидной формации включают в тоналит-гранодиоритовую формацию, особенно породы более основного состава, а лейкократовые гранитоиды и главным образом щелочные их разновидности выделяют в самостоятельный послеорогенный комплекс. Гранитоиды монцититоидной и тоналит-гранодиоритовой формаций наиболее просто различаются по составу магнетита, а также полевых шпатов, амфибола и биотита.

Авторам представляется, что дальнейшие исследования гранитоидов Центрального Казахстана должны включать:

1. Изучение контактовых ореолов, в первую очередь их минеральных ассоциаций. Это позволит получить надежные критерии глубинности формирования интрузивов, что имеет важное значение для металлогенических прогнозов и оценок.
2. Изучение минеральных ассоциаций гранитоидов в связи с вопросами их формационной принадлежности и генезиса.
3. Изучение геохимии изотопов свинца, кислорода, стронция в сериях гранитоидов в связи с петрогенезисом.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И.В., Ефремова С.В., Воловикова И.М., Елисеева О.П. Количественно-минеральный состав гранитоидов и его значение для вопросов номенклатуры (на примере Кольского п-ова, Средней Азии и Казахстана). - Сов. геология, 1962, № 3.

- Зайцев Ю.А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу—Тенизского водораздела и Улу-Тау. — В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. III. М., Изд-во МГУ, 1961
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Этапы геологического развития Казахстана в докембрии. — Вестн. Моск. ун-та, 1972, № 4.
- Зардиашвили Н.И. Состав биотита — индикатор условий минералообразования в гранитоидах вулканоплутонических комплексов Центрального Казахстана. — Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1973а, № 1.
- Зардиашвили Н.И. Петрология гранитоидов широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1973б, № 4.
- Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). — Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.
- Коптев-Дворников В.С. Явления гибридации на примерах некоторых гранитоидных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. — Труды ИГН АН СССР, серия петр., 1953, вып. 148.
- Коптев-Дворников В.С., Емельяненко П.Ф., Петрова М.А. Эффузивные и интрузивные комплексы западной части Сарысу—Тенизского водораздела. — Сов. геология, 1963, № 7.
- Коптев-Дворников В.С., Воскресенская Н.Т., Емельяненко П.Ф., Зверева Н.Т., Назьмова Г.Н., Петрова М.А., Спиридонов Э.М., Фельдман В.И., Шалаев Ю.С. Тектоно-магматические фации гранитоидов и их рудоносность. — В кн. "МГК, XXIII сессия, Докл. сов. геологов". М., "Наука", 1968.
- Нокколдс С.Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М., ИЛ, 1958.
- Пинус Г.В. Таниуольский интрузивный комплекс (Тува). — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1961, вып. 6.
- Соболев Р.Н. О температурах кристаллизации палеозойских гранитоидов западной части Центрального Казахстана. — Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1974, № 3.
- Соболев Р.Н., Кабанов Ю.Ф. О глубине формирования девонских гранитоидов восточной части Сарысу—Тенизского водораздела. — Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, 1967, № 6.
- Спиридонов Э.М. Фашиальность крыккудукской лейкоаббро-тоналит-гранодиоритовой интрузивной серии в связи с рудоносностью. — В кн. "Формационное и фашиальное расчленение гранитоидов". Свердловск, Изд-во УНЦ АН СССР, 1975.
- Федоров Т.О. Вулкано-тектонические депрессии северной части девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. — Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 3.
- Филатова Л.И. Докембрий Улу-Тау. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Филатова Л.И., Филиппович И.З. Гранито-гнейсовые формации, условия их образования. — В кн. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли". М., "Наука", 1972.
- Филиппович И.З. Гранитные и гранито-гнейсовые комплексы Южного Улутау. — В кн.: "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Шульга В.М. Гранитоидные комплексы восточной части Северного Казахстана. — В кн. "Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана", т. 1. Алма-Ата, 1968.

- Шульга В.М., Чернопольский Ю.А., Николаева Т.С. Гранитоидные формации каледонской складчатой области Центрального Казахстана. - В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Центрального Казахстана". - Алма-Ата, 1974.
- Шуркин К.А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и магматитов в частности. - Труды ЛАГЕД, 1957, вып. 7.
- Streckeisen A.L. Classification and nomenclature of Igneous Rocks (Final Report of an Inquiry), Stuttgart, 1967.
- Streckeisen A.L. Classification and nomenclature of plutonic rocks. - Geol. New Letter, 1973, N2.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТЕПНЯКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Е.А. Бабичев, В.И. Борисенко, Э.М. Великовская, О.В. Миллерани,
М.З. Новикова, Э.М. Спирidonов, И.З. Филлишович

Степнякский синклинорий занимает особое место среди каледонских сооружений Северного Казахстана. Специфика его обусловлена интенсивно проявленной на протяжении значительных интервалов геологической истории магматической деятельностью, выразившейся в формировании мощных вулканогенных толщ позднего докембрия – раннего палеозоя и внедрении огромных по объему масс разновозрастных интрузивных образований, а также своеобразием складчатых структур. Современные представления о строении синклинория, рассмотренного Р.А. Борукаевым как Восточно–Кокчетавский прогиб и впервые выделенного под названием Степнякского А.А. Богдановым, базируются главным образом на работах сотрудников ШНИГРИ – Н.А. Фогельман, ГИН АН Казахской ССР – М.А. Абдулкабировой, Р.А. Борукаева (1955), М.Н. Королевой, И.Ф. Никитина (1972), М.А. Жукова, Р.А. Копяткевича (Копяткевич и др., 1967), ИГЕМ – Л.В. Хорошилова, ВСЕГЕИ – А.И. Семенова, А.Г. Шендеровой и др., Киевского государственного университета – В.С. Зайка–Новацкого и др. (1964, 1970), ЦКТГУ – Л.В. Булыго и др. (1974), В.М. Шульги (1965, 1969), а также обобщениях Ю.А. Билибина (1959), А.А. Богданова (1965), П.Н. Кропоткина (1950), В.С. Коптева–Дворникова. В последние годы авторами в составе Центрально–Казахстанской экспедиции МГУ были проведены крупномасштабные редакционно–съёмочные работы в центральной и восточной частях Степнякского синклинория (Атансор–Аксуйском районе), которые позволили существенно дополнить и уточнить представления о стратиграфии, магматизме и тектонике региона.

Степнякский синклинорий (рис. 1, вклейка) представляет сложное раннекаледонское складчатое сооружение, простирающееся в меридиональном направлении более чем на 250 км. С севера и востока синклинорий граничит соответственно с Шатским и Ишкеольмесским антиклиноориями, с запада – с Кокчетавским антиклинорием и Калмыккульским синклинорием; ограничение на юге неопределенно, поскольку южная часть синклинория перекрыта восточным крылом Тенизской впадины. Синклинорий образован раннекаледонским складчатым комплексом, сформировавшимся в результате складчатости, главная фаза которой – таконская – проявилась в конце ордовика.

По составу слагающих формаций, главнейшим несогласиям, отчасти характеру складчатых структур выделяются три структурных этажа – кембрийский (нижний геосинклинальный), ордовикский (верхний геосинклинальный) и силурийско–девонский (орогенический), из которых первый и второй отвечают соответственно ранней и зрелой стадиям собственно геосинклинального, а последний – орогенному этапу развития региона. Нижний структурный этаж выступает в основном в антиклинальных, а верхний – в синклинальных зонах. В.М. Шульга и Л.В. Булыго (1969) выделяют периферические (Степняк–Карагачскую на западе, Аксу–Джеламбетскую и Аксу–Байлюстинскую на востоке) и центральные синклинальные зоны, которые разделены соответственно Котырколь–Мамайской и Куянбайской антиклинальными зонами. В ядрах наиболее приподнятых в структурном отношении участков антиклинальных зон проступают фрагменты докаледонского складчатого фундамента. Каледонская структура синклинория местами перекрыта эпикаледонским чехлом, строение которого в настоящей работе не рассматривается.

СТРАТИГРАФИЯ

Архей – средний протерозой (?). Комплекс метаморфических пород – плаггиогнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, кварцитов, кальцифиров альмандин–амфиболитовой фации – развит в центральной части Куянбайской антиклинальной зоны и в отдельных тектонических блоках в зоне Омско–Целиноградского разлома. Эти породы сходны с наиболее древними метаморфическими образованиями Кокчетавского и Ишкеольмесского антиклинориев. Возраст цирконов из гнейсов равен 1410 и 1570 млн. лет (оптический метод Е.А. Кузнецова).

Верхний протерозой. В пределах Куянбайской антиклинальной зоны в провесах кровли и ксенолитах среди интрузивных массивов распространены мономинеральные и мусковитсодержащие кварциты с заметным количеством окатанных зерен циркона и рутила. Кварциты могут быть сопоставлены с кокчетавской серией верхнего протерозоя. Метаморфизм этих пород отвечает фации зеленых сланцев.

Кембрий. Комплекс кремнисто–терригенно–вулканогенных пород, занимающий положение между метаморфическими образованиями протерозоя и отложениями нижнего – среднего ордовика, распространен в пределах Котырколь–Мамайской и Куянбайской антиклинальных зон в Степнякском синклинории, а также на смежных крыльях окружающих антиклинориев. На западном крыле Ишкеольмесского антиклинория широко развита существенно кремнистая толща, условно параллелизуемая с акдымской серией Ерементау–Ниязского антиклинория, которая перекрывается вулканогенной аксуйской серией среднего – верхнего кембрия. В некоторых участках к югу от р.Аксу стратиграфически ниже акдымской серии отмечаются

вулканиты базальтового состава, сопоставляемые с нижней вулканогенной толщей восточного крыла Ишкеольмесского антиклинория¹.

Акдымская серия сложена яшмами, микрокварцитами, фтанитами, кремнистыми алевролитами и аргиллитами, кремнистыми туффитами, углисто-глинистыми сланцами, филлитовидными аргиллитами. В пограничной зоне синклинория и Ишкеольмесского антиклинория она подразделяется на две толщи: нижнюю – существенно кремнистую (мощностью до 500 м), и верхнюю – кремнисто-терригенную (мощностью 300 м). В верхней толще заметную роль играют туффиты и кремнистые туффиты, а также карбонатные породы, обогащенные доломитом. В Котырколь-Мамайской антиклинальной зоне верхняя толща не устанавливается. Глинистые минералы пород акдымской серии представлены преимущественно хлоритами типа рипидолита, в меньшей степени – гидрослюдами и смешанно-слоистыми глинистыми минералами, что свидетельствует об образовании их при разложении сингенетического вулканического пепла базальтового состава. Характерными особенностями пород являются обогащенность их фосфором (до 1,7% P_2O_5), серой, ванадием (до 600 – 800 г/т) и молибденом (до 200–300 г/т), что сближает акдымскую серию с ванадиевыми толщами кембрия западной части Центрального Казахстана. В отличие от последних она значительно богаче молибденом и беднее ванадием. Из акдымской серии собраны спикулы губок (из отряда *Triaxonida*), радиолярии семейства *Entactinidae*: р.р. *Polyentactinia*, *Helioentactina*, *Entactinia*, которые, по мнению Б.Б.Назарова, имеют кембрийский облик. Из нижней половины разреза нижней толщи к югу от р.Аксу определены беззамковые брахиоподы *Lingulella* sp., *Linarssonia* sp., *Lingulella* sp. indet., характеризующие возраст вмещающих пород от раннего до среднего кембрия (определения В.И.Горянского).

Аксуйская серия была впервые выделена авторами на западном крыле Ишкеольмесского антиклинория; вероятно, ей же принадлежит значительная часть нерасчлененных нижнепалеозойских толщ Куянбайской антиклинальной зоны. Аксуйская серия несогласно перекрывает акдымскую и расчленяется на три толщи. Нижняя – мощностью около 800 м – сложена переслаивающимися вулканитами: оливиновыми толеитами, щелочными оливиновыми базальтами, трахидацитами, трахиандезито-базальтами, трахиандезитами, липаритами, с пачками туфогенно-осадочных пород, а также прослоями яшм и известняков. Оливиновые толеиты (агломератовые туфы, туфы, порфириты) развиты по всему разрезу толщи; щелочные оливиновые базальты (порфириты, лавобрекчии, туфы) приурочены к ее средней части. Трахидациты, трахиандезиты и липариты присутствуют в верхах толщи: значительная их часть представлена рвущими субвулканическими телами. Средняя толща (мощностью около 400 м) сложена туфопесчаниками, туффитами, туфами базальтового состава,

¹ Вопросы стратиграфии данного комплекса подробно разбираются в статье Е.А. Бабичева, В.И. Борисенка, Э.М. Великовской, Н.А. Герасимовой и др. настоящего сборника.

ленточными известняками, известково-глинистыми сланцами, мелкогалечными конгломератами. Верхняя толща (мощностью 700 м) образована вулканитами базальтового, в меньшей степени андезитобазальтового состава. Широко развиты разнообразные туфы, туфобрекчии, агломераты, туфоконгломераты, причем обломочный материал последних состоит из пород нижней и средней толщ. Местами отмечаются шаровые лавы, вариолиты, спилиты. Базальты отвечают нормальным толеитам. Глинистые минералы пород представлены хлоритами типа рипидолита.

По стратиграфическому положению аксуйской серии соответствует свита тассу, развитая только в Котырколь-Мамайской антиклинальной зоне и на южном крыле Шатского антиклинория. Она сложена вулканитами трахидацитового, трахипаритового, значительно менее трахибазальтового и трахиандезитобазальтового состава. Нижняя часть свиты образована преимущественно грубообломочными туфами и агломератами, отчасти игнимбритоподобными породами, верхняя часть — существенно лавовая. Общая мощность — 1600 м. Средне-позднекембрийский возраст аксуйской серии и свиты тассу определяется: стратиграфическим положением между акдымской (ранний — средний кембрий) и уштоганской (ранний — средний ордовик) сериями; фауной трилобитов и брахиопод, обнаруженной В.С. Звонцовым и М.К. Аполлоновым в отложениях, соответствующей нижней толще аксуйской серии (восточнее поселка Аксу) и характеризующей, по мнению Н.К. Ившина, верхи среднего-низы позднего кембрия; прорыванием аксуйской серии интрузиями диаллаговых габбро и гранодиоритов, возраст которых равен 505–520 млн. лет (метод дисперсии двупреломления); значениями возраста вулканитов, полученных тем же методом и равных 505–520 млн. лет по авгиту из базальтов аксуйской серии, 510–520 млн. лет по авгиту и плагноклазу из пород свиты тассу. Свита тассу отнесена к кварцкератофировой формации и представляет скорее всего геоантиклинальный аналог спилит-кератофировой формации.

Ордовик. На современном эрозионном срезе наибольшее распространение имеют морские преимущественно терригенные и вулканогенные ордовикские отложения.

Нижний — средний ордовик. В Аксу-Джеламбетской и Аксу-Байлостинской синклинали зонах развита уштоганская серия (Заика-Новацкий, Дехтярева, 1964). Она несогласно, местами с базальными конгломератами, налегает на различные уровни докембрийских и кембрийских отложений. В ее составе преобладающая роль принадлежит граувакковым и полимиктовым, реже кварцевым песчаникам, алевролитам; меньшим распространением пользуются конгломераты, аргиллиты, известняки, седиментационные брекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты (последние — в верхах разреза). Мощность серии достигает 3300 м. Петрографические наблюдения показали, что основным источником обломочного материала явились кембрийские, отчасти более древние толщи Ишкеольмесского антиклинория. Равномерное переслаивание, ритмичный характер

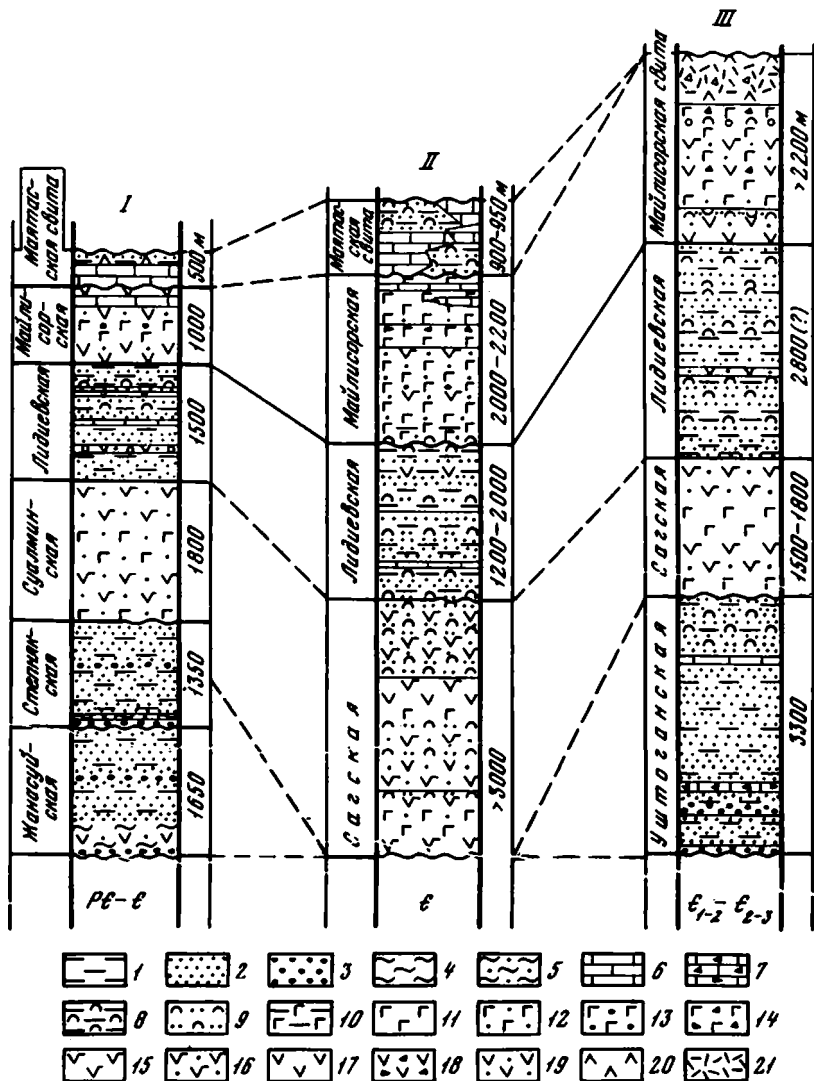


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов ордовика Степняцкого синклинория

Синклиналильные зоны: I - западная периферийная, II - центральная, III - восточная периферийная

1 - алевролиты; 2 - песчаники; 3 - гравелиты и конгломераты; 4 - яшмы; 5 - кремнистые алевролиты и аргиллиты; 6 - известняки; 7 - известняковые брекчии; 8 - туфоалевролиты; 9 - туфопесчаники; 10 - туффиты с обломками основного состава; 11 - базальты; 12 - туфы базальтов; 13 - туфоконгломераты; 14 - лавобрекчии базальтов; 15 - андезитобазальты; 16 - туфы андезитобазальтов; 17 - андезиты; 18 - лавобрекчии андезитов; 19 - туфы андезитов; 20 - лавы и туфы дацитов; 21 - лавы и туфы липаритов

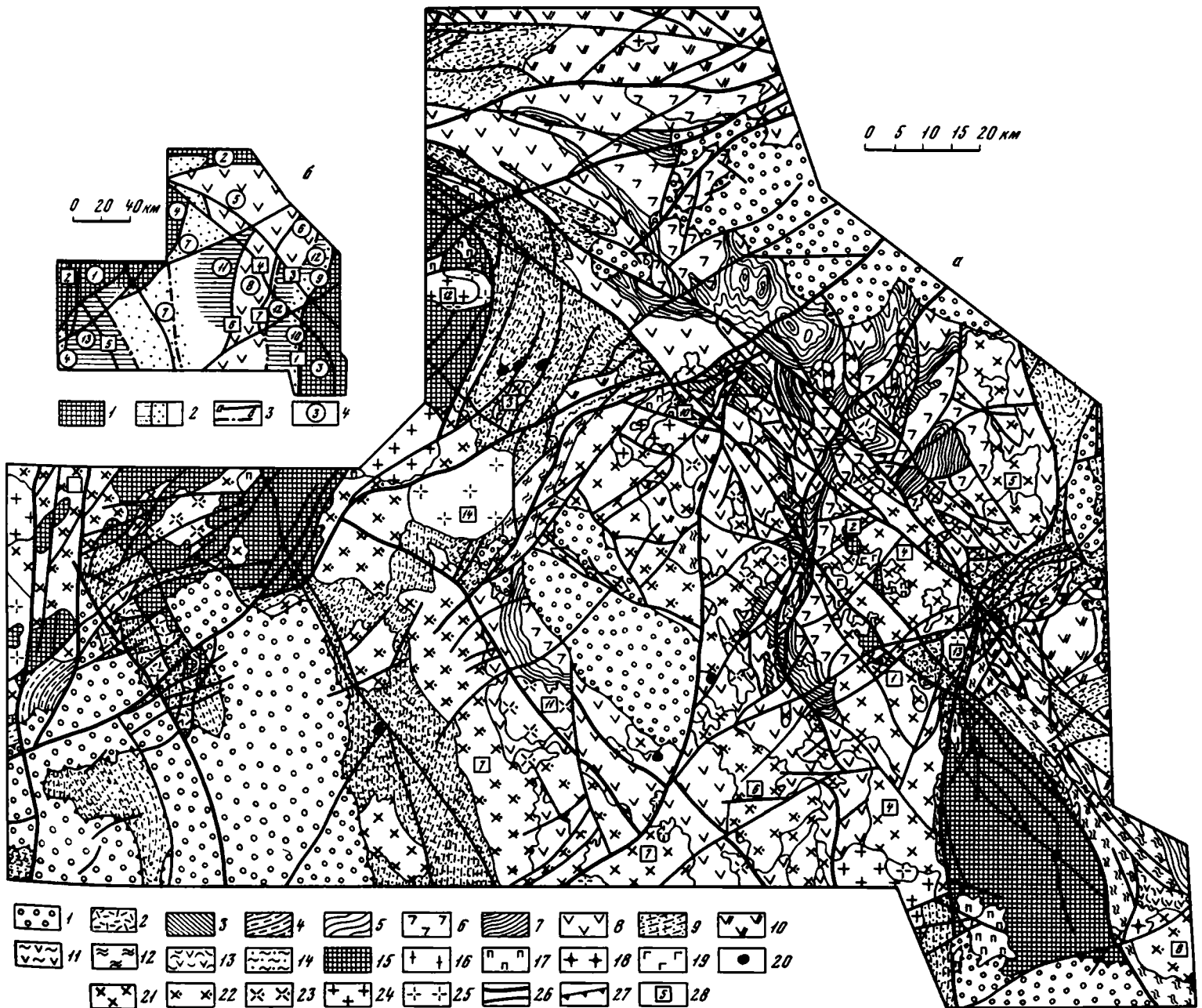


Рис. 1. Геологическая карта Степякского синклиория (а) и схема расположения главнейших структурных элементов (б)

На карте: 1 - последевонские стратифицированные образования; 2 - силур-девонские (?) вулканогенные образования; 3 - позднеордовикский субвулканический комплекс; 4-9 - ордовик: 4 - нерасчлененные образования среднего-верхнего ордовика, 5 - маятасская свита верхнего карадока-ашгилля, 6 - майлисорская свита среднего-верхнего карадока, 7 - лидиевская свита нижнего-среднего карадока, 8 - саянская серия лланвирна-нижнего карадока и ее аналоги, 9 - образования нижнего ордовика-лланвирна; 10-14 - венда-кембрий: 10 - аксуйская серия среднего - верхнего кембрия, 11 - нерасчлененные образования венда кембрия, 12 - ардямская серия, 13 - нижняя вулканогенная толща, 14 - нижняя кремнисто-терригенная толща; 15 - метаморфические образования архея (?) - верхнего протерозоя; 16-25 - интрузивные комплексы: 16 - гранито-гнейсы и гнейсо-граниты протерозоя, 17 - щучинский (куянбайский и аксуйский) раннего-позднего кембрия, 18 - плагиограниты и гранитоиды пестрого состава позднего кембрия, 19 - куртукульский и жамбайсорский среднего-позднего ордовика, 20-22 - крыккудукский позднего ордовика (20 - ранняя фаза, 21 - первая фаза, 22 - вторая фаза), 23 - тассуйский силура, 24 - боровской позднего силура-раннего девона, 25 - карабу-

нарушения (а - главнейшие, б - прочие); 27 - главнейшие несогласия; 28 - интрузивные массивы (цифры в квадратах) 1 - Куянбайский, 2 - Тастыкольский, 3 - Куртукульский, 4 - Крыккудукский, 5 - Аккудукский, 6 - Яблоново-Иттей-менский, 7 - Буландино-Аккульский, 8 - Селетинский, 9 - Зерендинский, 10 - Тассуйский, 11 - Богдановский, 12 - Джукейский, 13 - Карабулакский, 14 - Макинский

На схеме: 1 - антиклинории; 2 - Степякский, синклиорий (а - антиклинальные зоны, б - периферические синклиналильные зоны, в - центральные синклиналильные зоны); 3 - разрывные нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б) помечены цифрами в квадратах: 1 - Омско-Целиноградский, 2 - Александрово-Дороговский, 3 - Атансорская зона разломов, 4 - Ашикольская зона разломов, 5 - Арчалинский, 6 - Тассуйский, 7 - Жана-Тюбинская зона разломов; 4 - главнейшие структурные элементы (цифры в кружках): 1 - Кокчетавский антиклинорий, 2 - Шатский антиклинорий, 3 - Ишкеольмесский антиклинорий, 4 - Калмыккульский синклиорий; 5-10 - синклиналильные зоны Степякского синклиория: 5 - Майлисорская, 6 - Коксенгирсорская, 7 - Степяк-Карагачская, 8 - Лидовско-Атансорская, 9 - Аксу-Байлюстинская, 10 - Аксу-Джеламбетская; 11, 12 - антиклинальные зоны: 11 - Котырколь-Мамайская, 12 - Куянбайская, 13 - Новочеркасская.

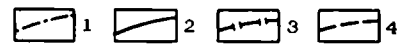
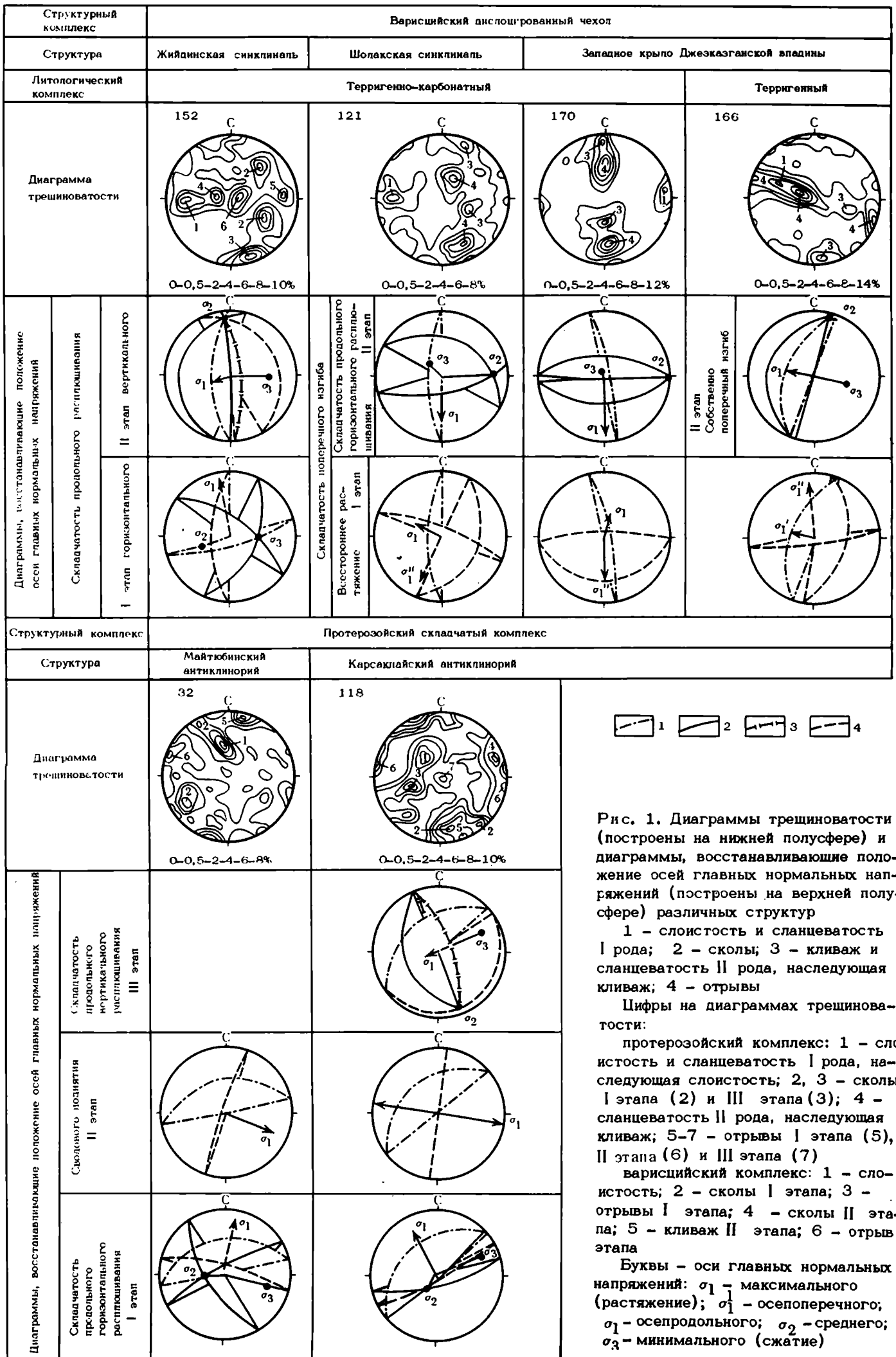


Рис. 1. Диаграммы трещиноватости (построены на нижней полусфере) и диаграммы, восстанавливающие положение осей главных нормальных напряжений (построены на верхней полусфере) различных структур

1 - слоистость и сланцеватость I рода; 2 - сколы; 3 - кливаж и сланцеватость II рода, наследующая кливаж; 4 - отрывы

Цифры на диаграммах трещиноватости:

протерозойский комплекс: 1 - слоистость и сланцеватость I рода, наследующая слоистость; 2, 3 - сколы I этапа (2) и III этапа (3); 4 - сланцеватость II рода, наследующая кливаж; 5-7 - отрывы I этапа (5), II этапа (6) и III этапа (7)

варисийский комплекс: 1 - слоистость; 2 - сколы I этапа; 3 - отрывы I этапа; 4 - сколы II этапа; 5 - кливаж II этапа; 6 - отрыв II этапа

Буквы - оси главных нормальных напряжений: σ_1 - максимального (растяжение); σ_1' - осеперпендикулярного; σ_1 - осепродольного; σ_2 - среднего; σ_3 - минимального (сжатие)

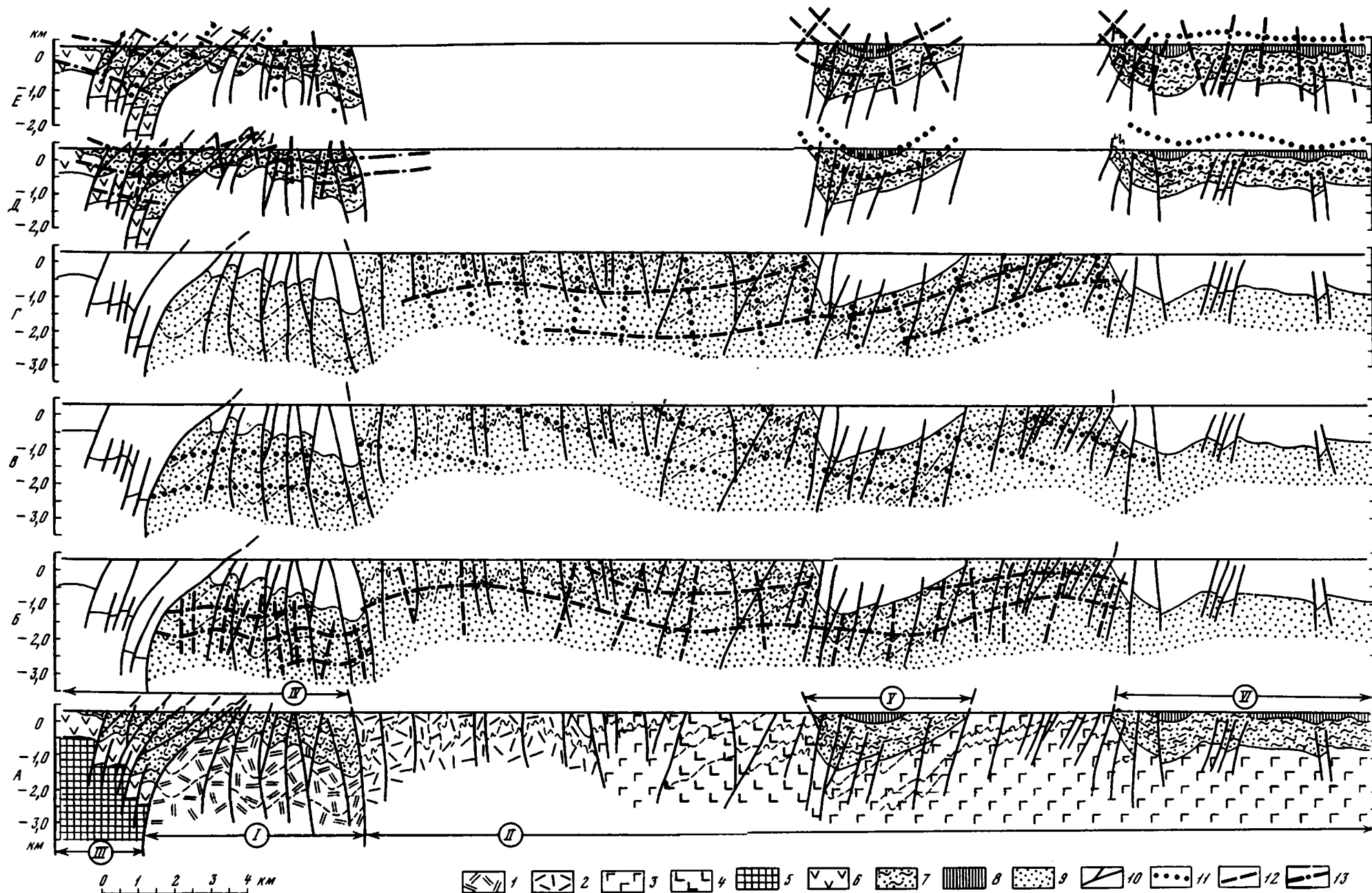


Рис. 2. Геологический разрез (А) и разрезы с проекциями траекторий главных нормальных напряжений (Б-Е) южной части Карсакапайского поднятия (р. Белеуты)

Протерозойский складчатый комплекс: I - Майтубинский антиклинорий, II - Карсакапайский синклинорий; III - каледонский Байконурский синклинорий; вариссийский структурный комплекс: IV - Жийдинская синклиналь, V - Шолакская синклиналь, VI - западное крыло Джезказганской впадины

Б-Г - разрезы с проекциями траекторий главных нормальных напряжений протерозойской тектонической эпохи: Б - I этап - складчатость продольного горизонтального расплющивания; В - II этап - сводового поднятия (широтное растяжение); Г - III - складчатость продольного вертикального расплющивания. Д, Е - разрезы с проекциями траекторий главных нормальных напряжений вариссийской тектонической эпохи: Д - I этап - складчатость продольного горизонтального расплющивания в Жийдинской синкли-

нали и общее растяжение в Шолакской синклинали и западном крыле Джезказганской впадины; Е - II этап - складчатость продольного вертикального расплющивания в Жийдинской синклинали и складчатость поперечного изгиба и продольного горизонтального расплющивания в Шолакской синклинали в западном крыле Джезказганской впадины

1-4 - протерозойский складчатый комплекс; серии - жийдинская (1), боздакская (2), карсакапайская (3), белеутинская (4); 5 - каледонский складчатый комплекс; 6-8 - вариссийский структурный комплекс: 6 - девонские андезиты, 7 - переслаивание известняков и алевролитов нижнего карбона, 8 - красноцветные терригенные породы среднего-верхнего карбона; 9 - протерозойский складчатый комплекс нерасчлененный; 10 - разрывы; 11-13 - проекции траекторий главных нормальных напряжений: 11 - максимальных (растяжение), 12 - средних, 13 - минимальных (сжатие)

слоистости, наличие горизонтов подводно-оползневых брекчий, сравнительная бедность органическими остатками позволяют отнести уштоганскую серию к флишоидной граувакковой формации. Стратиграфическое положение и фауна беззамковых брахиопод и наutilusидей определяют раннеордовикско-лланвирнский возраст серии.

В Степняк-Карагачской синклинальной зоне (рис. 2) развиты жанасуйская и степнякская свиты (Копяткевич и др., 1967). Это также существенно терригенные образования, лишь нижняя часть жанасуйской свиты сложена кремнистыми и вулканомиктовыми породами. Их корреляция с уштоганской серией пока достаточно проблематична¹. В центральных синклинальных зонах уштоганская серия отсутствует, что установлено по несогласному налеганию среднеордовикских вулканитов на свиту тассу, отмеченному на северо-восточном крыле Котырколь-Мамайской антиклинальной зоны, а также количественные расчеты гравиметрических данных, свидетельствующие об отсутствии здесь на глубине промежуточных масс между вулканитами среднего ордовика и кембрия.

Средний ордовик. Сагская серия лланвирна - нижнего карадока широко распространена главным образом в центральных синклинальных зонах. В ней преобладают вулканиты базальтового и андезито-базальтового, в меньшей степени андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава; широко развиты вулканомиктовые породы - туфопесчаники, туфоконгломераты, туффиты. Подчиненную роль играют песчаники, алевролиты, кремнистые породы, известняки с остатками морской фауны. Вулканиты сопровождаются многочисленными субвулканическими и жерловыми телами от базальтового до андезито-дацитового состава. Разрезы серии отличаются резкой фацальной изменчивостью по латерали и вертикали. В Коксенгирсорской синклинальной зоне мощность серии достигает 4000 м, в ее составе преобладают базальты и андезито-базальты. В Лидовско-Атансорской синклинальной зоне мощность серии около 3000 м; здесь наряду с базальтами относительно широко представлены андезито-дациты, а также терригенные разности; роль дацитов и терригенных пород увеличивается с севера на юг. В периферических зонах, по сравнению с центральными, сокращаются мощность серии, количество туфогенно-осадочных пород и вулканитов кислого состава. На западе синклинория Р.А. Копяткевич выделяет преимущественно туфовую суалминскую свиту, параллелизуемую им с большей частью сагской серии (Копяткевич и др., 1967). Базальты по составу отвечают оливиновым толеитам (субвулканические) и кварцевым толеитам (эффузивные); характерно невысокое содержание натрия и калия и часто - повышенная глиноземистость.

Лидиевская свита нижнего - среднего карадока согласно, иногда с небольшими местными перерывами залегает на сагской серии. В

¹ Некоторые исследователи (Л.В. Булыго, Л.В. Хорошилов) относят эти толщи к уштоганской свите.

составе свиты преобладают песчаники, алевролиты, известковистые песчаники, туфопесчаники с обильной морской фауной; в подчиненном количестве развиты конгломераты, туфоконгломераты, туффиты и туфы андезито-дацитового и дацитового состава, известняки. Разрезам свиты присуща грубая ритмичность, причем каждый ритм, как и разрез свиты в целом, имеет регрессивный характер. Мощности свиты изменчива: от 1500 м на западе до 2800 м на востоке синклинория. В пределах центральных синклиналиных зон намечается четкое разграничение разрезов по Атансорской зоне разлома, выражающееся в значительно большей роли вулканогенного материала к северу от этой зоны. Особенности состава и строения позволяют отнести лидиевскую свиту к флишовой формации.

Средний – верхний ордовик. Майлисорская свита среднего – верхнего карадока сложена в основном вулканитами базальтового состава, в подчиненном количестве развиты вулканогенные разности андезито-базальтового и андезитового состава, вулканомиктовые породы, известняки с остатками ископаемой фауны; дациты присутствуют только в верхних частях разреза. Строение и мощности свиты резко варьируют. В центральных частях синклинория к югу от Атансорских разломов отмечается двучленность свиты (см. рис. 2) при широком развитии туфогенно-осадочных пород в низах разреза и существенно вулканогенных – в верхах (общая мощность более 2000 м); севернее зоны разломов по всему разрезу широко представлены туфогенно-осадочные разности, по простиранию замещающиеся вулканитами; мощности здесь оцениваются в пределах от 1500 (оз. Атансор) до 1200 м (пос. Заозерное). В Аксу-Байлюстинской синклиналиной зоне мощность свиты превышает 2200 м, в верхах разреза здесь, по данным Л.В. Булыго, велика роль дацитов. Вулканиты свиты сопровождаются многочисленными субвулканическими телами базальтового и реже дацитового состава. Базальты майлисорской свиты отвечают кварцевым толеитам, для них характерно крайне высокое содержание алюминия и очень низкое калия, что позволяет более точно определять их как плагиобазальты.

Верхний ордовик. Маятасская свита верхнего карадока – ашгиллия развита в центральных и, в меньшей степени, в периферических синклиналиных зонах, несогласно перекрывая майлисорские вулканиты. В свите преобладают органогенные известняки, включая доломитизированные разности, глинистые известняки, песчаники, алевролиты; в подчиненном количестве развиты туффиты, туфоалевролиты, известняковые брекчии; присутствуют породы, близкие к туфовым турбидитам. Мощные горизонты известняков имеют облик ископаемых рифов; в осадочных и туфогенно-осадочных породах часто наблюдается ритмичное переслаивание. Строение и мощность свиты варьируют (см. рис. 2). В Лидовско-Атансорской синклиналиной зоне в нижней части свиты развиты терригенные и туфогенно-осадочные породы, а верхняя часть разреза исключительно карбонатная (общая мощность 900 – 950 м); в Коксенгирсорской синклиналиной зоне отмечается обратная последовательность, при которой кар-

бонатные отложения занимают нижнюю часть разреза (тастыкольские слои). Характерные особенности – обилие рифостроящих организмов, широкое развитие обломочных карбонатных пород, наличие доломитизированных разностей и туфогенного материала – позволяют отнести маятасскую свиту к формации рифовых известняков.

Позднеордовикский вулканогенный комплекс. В центральной и восточной частях синклиория широко развиты жерловые и субвулканические тела и дайки дацитовых, андезито-дацитовых, плагиолипаритовых порфиров, автомагматические брекчии аналогичного состава, прорывающие все отложения ордовика, включая маятасскую свиту, и метаморфизованные (брекчии на контакте с гранитоидами позднеордовикского крыккудужского комплекса.

Силур (?). Резко несогласно на образования нижнего палеозоя налегают краснокаменно-измененные вулканиты липаритового, трахилипаритового, трахидацитового состава, тесно связанные с приповерхностными интрузивами "красных порфиров" и интрузивами тассуйского комплекса силура¹. Выше с резким угловым несогласием залегают красноцветные молассовые толщи девона, пестроцветные карбонатно-терригенные отложения карбона и перми.

Все отложения нижнего палеозоя и сопровождающие их субвулканические тела захвачены в той или иной степени низкотемпературным метаморфизмом пумпеллиит-пренит-кварцевой фации. Этот метаморфизм соответствует так называемому зеленокаменному метаморфизму и особо отчетливо проявлен в базальтоидах. Наиболее интенсивно метаморфизованы базальтоиды аксуйской серии в пограничной зоне синклиория и Ишкеольмесского антиклиория, а также основные эффузивы сагской и майлисорской свит в центральной части Лидовско-Атансорской синклиналиной зоны. Общий состав пород при этом меняется незначительно, но полностью разрушаются магнетит и титаномагнетит. Этим объясняется аномальный характер геофизических полей под этими участками: интенсивные положительные гравитационные аномалии при нулевых или отрицательных значениях магнитного поля.

ЭВОЛЮЦИЯ БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

Степнякский синклиорий является уникальным для каледонид Центрального Казахстана структурным элементом, в котором на протяжении собственно геосинклиналиной стадии развития неоднократно возобновлялась магматическая деятельность. Существенная роль в ней принадлежала производным базальтовой магмы. Это позволило выделить четыре разновозрастные базальтовые формации и проследить эволюцию базальтового вулканизма (табл. 1). Средне-

¹ Не исключена принадлежность толщ липаритов и тассуйского интрузивного комплекса к девону (Прим. ред.).

Таблица 1

Базальтоидные формации собственно геосинклинального этапа развития Степнякского синклиория

Стадия развития	Формация	Стратиграфический уровень	Состав формации			
			Вулканиды эффузивной фации		Вулканиды субвулканической фации	Туфогенно-осадочные и осадочные породы
			преобладающие	второстепенные		
Зрелая	Средне-позднеордовикская формация высокоглиноземистых плагиобазальтов	Майлиторская свита	Плагиобазальты	Андезитобазальты, андезиты, дациты	Плагиобазальты, андезиты, диабазы	Туфоконгломераты, туфопесчаники, алевролиты, песчаники
	Среднеордовикская формация толентовых (нормальных и высокоглиноземистых) базальтов и их производных	Сагская серия	Базальты, андезитобазальты, андезиты	Дацинты, андезитодацинты	Диабазы, базальты, андезитобазальты, андезиты, андезитодацинты	Туфиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, кремнистые алевролиты, песчаники, известняки
Ранняя	Позднекембрийская формация толентовых базальтов и андезитобазальтов	Верхняя толща аксуйской серии	Базальты, андезитобазальты	-	Базальты, андезитобазальты, диабазы	Туфоконгломераты, туфопесчаники, туфиты
	Средне-позднекембрийская формация толентовых и щелочных оливиновых базальтов	Нижняя толща аксуйской серии	Толентовые базальты, щелочные оливиновые базальты	Трахиандезиты, трахидациты, андезиты, липариты	Пикриты, оливиновые трахибазальты, трахидациты	Туфопесчаники, алевролиты, яшмы, известняки

позднекембрийская формация толентовых и щелочных оливиновых базальтов (нижняя толща аксуйской серии) и позднекембрийская формация толентовых базальтов и андезитобазальтов (верхняя толща аксуйской серии) сформировались в течение ранней стадии, а среднеордовикская формация толентовых нормальных и высокоглиноземистых базальтов (сагская серия) и средне-позднеордовикская формация высокоглиноземистых плагиобазальтов (майлиторская свита) – в зрелую стадию геосинклинали.

Толентовые и щелочные оливиновые базальты кембрия различаются по химизму и нормативному составу (табл. 2). Основными темноцветными минералами в толентовых базальтах являются оливин и авгит, в щелочных – оливин и титанавгит. Субвулканические различия представлены пикритами, а также оливиновыми трахибазальтами, обогащенными титанавгитом. Толентовые и щелочные оливиновые базальты различаются по щелочности, степени окисленности железа, изменению коэффициента фракционирования, ходу дифференциации, индексу Риттмана и др. Эти данные позволяют предположить

Таблица 2

Средний состав базальтов вулканогенных формаций нижнего палеозоя Степнякского синклиналия

Формация	Средне-позднекембрийская			Позднекембрийская	Среднеордовикская	Средне-позднеордовикская
	Щелочно-оливиновые базальты	Толентовые базальты	Пикриты	Толентовые базальты	Толентовые базальты	Толентовые базальты
Тип базальтов						
Количество анализов	10	8	4	4	19	12

Химический состав, пересчитанный на безводный

SiO ₂	48,10	50,20	42,35	51,35	51,50	50,65
TiO ₂	2,38	1,44	0,88	0,49	0,97	0,64
Al ₂ O ₃	15,90	16,28	6,98	16,27	18,50	18,95
Fe ₂ O ₃	6,49	3,48	7,74	2,93	4,90	4,24
FeO	5,22	6,10	6,36	6,02	6,12	6,20
MnO	0,18	0,23	0,30	0,19	0,17	0,16
MgO	6,14	9,60	28,72	9,08	4,20	5,28
CaO	9,58	9,29	6,03	8,35	9,10	10,60
Na ₂ O	3,98	2,54	0,31	4,53	3,70	2,72
K ₂ O	1,58	0,52	0,22	0,63	0,86	0,41
P ₂ O ₅	0,41	-	0,12	-	0,22	0,12

Пересчет на нормативные минералы по CIPW

<i>ap</i>	1,0	-	0,3	-	0,3	0,3
<i>il</i>	4,6	2,7	1,7	0,9	1,8	1,2
<i>mt</i>	9,5	5,1	11,1	4,2	7,0	6,0
<i>or</i>	9,5	2,8	1,1	3,3	5,6	2,2
<i>ob</i>	27,8	21,5	2,6	34,6	31,5	23,1
<i>an</i>	20,6	31,7	17,2	22,5	30,9	38,4
<i>ne</i>	3,4	-	-	2,0	-	-
<i>di</i>	18,9	10,2	9,2	15,2	10,9	10,8
<i>ol</i>	5,0	-	35,9	17,0	-	-
<i>hy</i>	-	25,4	20,9	-	11,1	15,0
<i>Q</i>	-	-	-	-	1,1	2,8

Средние содержания микроэлементов, г/т

Количество анализов	6	9	5	54	3,7	60
Ba	400	350	-	230	360	270
Sr	360	400	-	220	330	410
Pb	10	4	1	3,5	7,4	5,8
Zn	70	70	100	58	72	74
Nb	12	5	8	8	-	-
Sc	25	50	15	38	30	33
Ga	10	10	10	13	20	20
Ti	3000	3000	5000	3700	3400	3900
Cr	100	160	1000	160	20	23
V	170	200	50	170	150	160
Ni	80	95	800	70	26	20
Co	12	35	65	25	28	26
Cu	45	100	80	60	70	80
Ti/Cr	30	19	5	22,5	170	170
Ni/Co	6,7	2,7	12	2,8	0,9	0,8

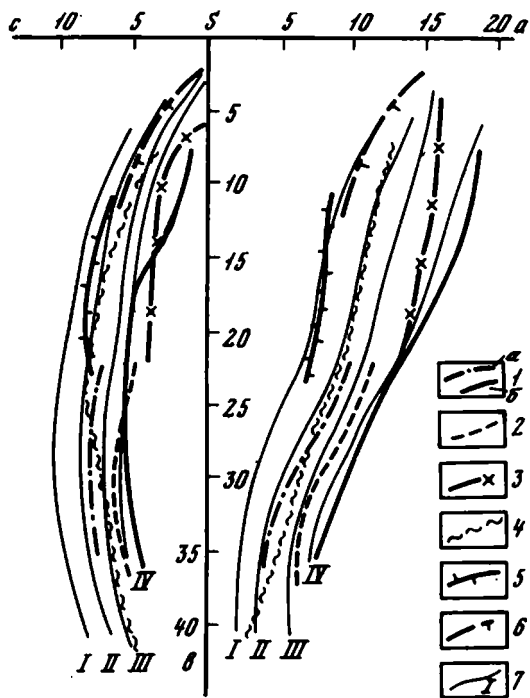


Рис. 3. Вариационные линии составов вулканических пород нижнего палеозоя (по А.Н. Заварицкому):

1 - нижней толщи аксуйской серии (а - щелочные, б - толеитовые); 2 - верхней толщи аксуйской серии; 3 - свиты тассу; 4 - сагской серии; 5 - майлисурской свиты; 6 - позднеордовикского субвулканического комплекса; 7 - вариационные линии составов типовых вулканиитов (по А.Н. Заварицкому): I - тип Пеле, II - тип Лассен-Пик, III - тип Йеллоустонского Парка, IV - тип Этны

образование толеитовых и щелочных оливиновых базальтов из различных самостоятельных магматических очагов, существовавших одновременно. Щелочные оливинбазальтовые магмы возникали только на начальном этапе геосинклиального развития.

Интерес представляет эволюция толеитовых базальтов, изливавшихся на протяжении всего собственно геосинклиального этапа развития (рис. 3). Для них закономерно уменьшение с возрастом меланократовости и возрастание содержания глинозема (см. табл. 2). Раннегеосинклиальные толеиты по составу отвечают оливиновым толеитам; они характеризуются сходными содержаниями алюминия, железа, магния, пониженными содержаниями кальция, невысокими - калия, сходными и большими количествами хрома, никеля и близкими величинами отношений Ti/Cr и Ni/Co . Толеитовые базальты зрелой стадии в основном представлены кварцевыми толеитами; для них характерны обогащенность алюминием, сходные содержания железа, магния, хрома, никеля, близкие величины отношений Ti/Cr и Ni/Co . Отличается ход дифференциации базальтов: для первых характерен феннеровский тип дифференциации, идущий с накоплением железа, для вторых - боуэновский, идущий без накопления этого элемента (рис. 4). Таким образом, совокупность петрохимических и геохимических данных свидетельствует о наличии разных магматических очагов, питавших толеитовые базальтовые серии ранней и зрелой стадий геосинклиального этапа развития синклиория.

В вулканогенных формациях ордовикского возраста, по сравнению с кембрийскими, значительно больше коэффициент эксплозивности. Это позволяет сделать вывод о большей газонасыщенности базальтовых расплавов ордовика. Появление в ордовике высокоглиноземистых базальтов, их большая порфирированность, боуэновская тенденция дифференциации свидетельствуют о формировании базальтов зрелой стадии в условиях повышенного давления летучих (Кеннеди, 1957; Йодер, Тилли, 1965). Кроме того, они обеднены элементами, характерными для ранних этапов кристаллизации — Mg, Cr, Ni. Эти особенности присущи магматическим базальтовым очагам, находящимся на более поздней стадии фракционирования (Фролова, 1970).

Таким образом, вулканиты ранней стадии, близкие к океаническим толеитовым и щелочным оливиновым базальтам, сменились в зрелую стадию вулканитами, характерными для островных дуг. Эта тенденция типична и для других каледонских эвгеосинклинальных прогибов (Белюсов и др., 1969).

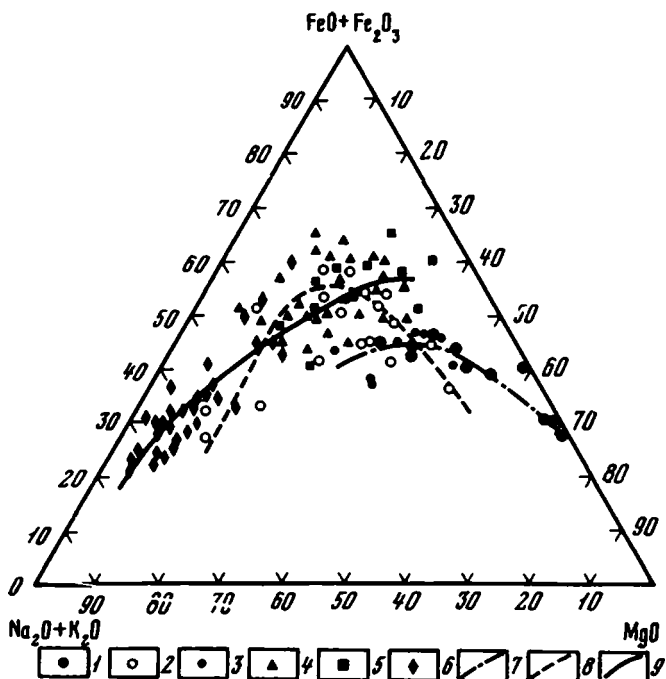


Рис. 4. Эволюция состава вулканитов нижнего палеозоя Степнякского синклинория

1-6 — состав вулканитов: 1, 2 — нижней толщи аксуйской серии (1 — толеитовых, 2 — щелочных), 3 — верхней толщи аксуйской серии, 4 — сагской серии, 5 — майлисурской свиты, 6 — позднеордовикского субвулканического комплекса; 7-9 — эволюция состава вулканитов: 7, 8 — ранней стадии геосинклинального этапа (7 — толеитовых, 8 — щелочных), 9 — зрелой стадии геосинклинального этапа

Интрузивный магматизм Степнякского синклинория отличается многоэтапностью проявления и многообразием. Здесь выделен целый ряд интрузивных комплексов различного состава и возраста, сформировавшихся в разные этапы и стадии тектонического развития региона (табл. 3).

С метаморфическим комплексом основания тесно связаны интрузивы гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов, которые развиты в северной части Ишкеольмесского антиклинория (Жолтыркольский и др.), а также отмечены в Куянбайской антиклинальной зоне.

На ранней стадии геосинклиналичного этапа развития сформировались пять интрузивных комплексов. Щучинский комплекс представлен небольшими альпинотипными интрузивами габброидов, пироксенитов и перидотитов, в значительной степени серпентинизированных, развитыми в Кокчетавском и Ишкеольмесском антиклинориях (Щучинский, Златогорский, Тасмолинский массивы). Особенностью состава этих пород является высокая магнезиальность и обогащенность хромшпинелидами. Щучинский комплекс — типичный представитель раннегеосинклиналичной габбро-гипербазитовой формации.

Куянбайский комплекс расслоенных перидотит-габбро-норитовых плутонов представлен воронкообразными и трубообразными телами троктолитов, оливинных габбро-норитов, эвкритов, габбро-анортозитов и им подобных пород, размещенных в допалеозойском метаморфическом комплексе Ишкеольмесского антиклинория и Куянбайской антиклинальной зоны (плутоны Куянбайский, Черняховский, Тастыкольский и др.). Характерна магматическая ритмическая расслоенность; породы центральных частей плутонов образуют расслоенную серию: габбро-перидотиты → оливинные габбро-нориты → троктолиты → оливинные габбро-анортозиты. Нередко наблюдаются такие текстуры магматического течения, как приконтактные складки, косящая "расслоенность". Особенности пород являются обогащенность кальцием плагиоклазов (впервые для габброидов Казахстана установлен анортит), магнезиальный состав оливина и пироксенов, заметное содержание паргаситового амфибола и железистой шпинели, обогащенность алюминием (до 30% Al_2O_3) и очень низкие содержания калия (в среднем 0,1% K_2O). Интрузивы куянбайского комплекса по геологическому положению, возрасту, особенностям состава и внутреннего строения аналогичны интрузивам златогорского комплекса Кокчетавского антиклинория. Оба они могут быть сопоставлены с раннегеосинклиналичными расслоенными перидотит-габбро-норитовыми интрузивами Уральской и Алтае-Саянской складчатых областей — нет оснований рассматривать златогорский комплекс как образование, связанное с активизацией древних складчатых областей, как это делает Н.П. Михайлов (1971).

Комплекс малых интрузий биотитовых гранодиорит- и гранит-порфиров позднего кембрия тесно связан с вулканитами трахилипарито-

Таблица 3
Интрузивные комплексы Степнякского синклиория

Этап развития	Комплекс	Состав	Радиологический возраст, млн лет	Метод определения возраста	
Последнеинклинальный	Позднепермский—раннетриасовый комплекс даек и малых интрузий	оливиновые долериты и габбро-долериты	250	метод дисперсии двухпреломления	
	Среднекаменноугольный комплекс даек и малых интрузий	гранит-порфиры	320	калий-аргоновый	
	Среднедевонский карабулакский (балкашинский)	лейкократовые и алякитовые граниты I, II и III фаз	370	калий-аргоновый	
Орогенный	Позднесилурийский—раннедевонский боровской	биотитовые граниты I и II фаз	405—410	калий-аргоновый	
	Силурийский тассульский	ранняя фаза: габбро-сиениты; I главная фаза: кварцевые сиенито-диориты; II главная фаза: граносиениты, граниты	420—435 420—440	калий-аргоновый альфа-свинцовый	
Геосинклинальный	Зрелая стадия	Позднеордовикский крыккудукский	ранняя фаза: кварц-биотитовые лейкократовые габбро-нориты; I главная фаза: тоналиты, кварцевые диориты; II главная фаза: плагиограниты, гранодиориты, адамеллиты	445—455	калий-аргоновый
		Позднеордовикский комплекс малых интрузий	кварцевые диорит-порфиры, габбро-диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры		
	Ранняя стадия	Средне-позднеордовикский жамбайсорский	кварцсодержащие габбро-диабазы, лейкократовые габбро, габбро-диориты	460—475	метод дисперсии двухпреломления
		Среднеордовикский куртукульский	габбро-диабазы, габбро-пироксениты, пироксен-роговообманковые габбро	485—495	калий-аргоновый
		Позднекембрийский комплекс гранитондов пестрого состава	плагиограниты, гранодиориты	510	метод дисперсии двухпреломления
		Позднекембрийский аксульский	I фаза: диабазы, габбро-диабазы; II фаза: диаллаговые габбро, долериты	505—525	метод дисперсии двухпреломления
Ранняя стадия	Позднекембрийский комплекс малых интрузий	биотитовые гранодиорит- и гранит-порфиры	530	калий-аргоновый	
	Среднекембрийский куялбайский	троктолиты, оливиновые габбро-нориты, закриты, габбро-алортозиты		метод дисперсии двухпреломления	
	Раннекембрийский щучьянский	габбро, перидотиты, пироксениты			
	Протерозойский комплекс гнейсо-гранитов	гнейсо-граниты			

дацитового состава нижней толщи аксуйской серии. Аксуйский габбро-диабазовый комплекс представлен небольшими интрузивами и дайками диабазов и габбро-диабазов I фазы, долеритов и диаллаговых габбро II фазы, тесно связанных с толеитами верхней толщи аксуйской серии. Те и другие представляют позднекембрийскую габбро-базальтовую вулканоплутоническую ассоциацию. Комплекс плагиогранитов и гранитоидов пестрого состава позднекембрийского возраста представлен небольшими интрузивными телами в Ишкеоль-месском и Кокчетавском антиклинориях, Куянбайской антиклинальной зоне (Западно-Селетинский, Карловский и другие массивы). Калийность этих гранитоидов возрастает в направлении к Кокчетавскому антиклинорию. Становление гранитоидов позднекембрийского комплекса завершило раннюю стадию геосинклинального этапа развития.

В зрелую стадию геосинклинального этапа развития сформировались четыре интрузивных комплекса. Куртукульский габбропироксенит-диабазовый комплекс среднего ордовика представлен дайками и небольшими (до нескольких квадратных километров) интрузивами габбро-диабазов, пироксен-роговообманковых габброидов, габбро-пироксенитов, габбро-горнблендитов. Степень раскристаллизации пород находится в прямой зависимости от глубины их становления: большая часть интрузивов габбро залегает в низах уштоганской серии и среди допалеозойских толщ, дайки габбро-диабазов и диабазов — чаще в верхах уштоганской серии. Особенности габброидов являются их обогащенность кальцием и магнием. Совокупность геологических и петрографо-геохимических данных позволяет рассматривать базальтоиды сагской серии, диабазы и габброиды куртукульского комплекса как среднеордовикскую вулканоплутоническую габбро-базальтовую ассоциацию.

Жамбайсорский габбро-диорит-диабазовый комплекс представлен дайками и небольшими (до нескольких квадратных километров) интрузивами кварцсодержащих габбро-диабазов, лейкократовых габбро, габбро-диоритов. Особенности габброидов являются повышенные содержания алюминия (до 18% Al_2O_3), некоторая пересыщенность кремнеземом, высокие содержания титаномагнетита. Габбровые породы комплекса образуют совместно с вулканитами майлисорской свиты средне-позднеордовикскую лейкогаббро-плагиобазальтовую вулканоплутоническую ассоциацию.

Комплекс малых интрузий двупироксеновых кварцевых диорит-порфиритов, габбро-диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров позднего ордовика по составу и времени формирования близок вулканитам позднеордовикского субвулканического комплекса.

Соскладчатый крыккудукский тоналит-гранодиоритовый комплекс позднего ордовика. Гранитоиды слагают подавляющую часть объема интрузивных массивов региона. Они буквально "затопили" значительную часть Степнякского синклинория, Кокчетавского и Шатского антиклинориев. Гранитоиды комплекса прорвали и метаморфизовали доордовикские и ордовикские стратифицированные толщи, субвулканические и интрузивные образования. В свою очередь они прорваны

интрузивами силурийского и более молодых комплексов. Комплекс состоит из образований трех интрузивных фаз: ранней (кварц-биотитовые лейкогаббро-нориты), первой главной (тоналиты, кварцевые диориты), второй главной (плагιοграниты, гранодиориты, адамеллиты) и многочисленных даек. В первом приближении выделяются интрузивные массивы трех типов: 1) типа Крыккудукского — весьма сложно построенные, фактически представляющие агломерат интрузивных тел первой и второй фаз и интрузивов куянбайского, аксуйского, куртукульского, жамбайсорского комплексов, имеющие форму уплощенных залежей площадью от десятков до 1000 км² и мощностью в несколько километров (Крыккудукский, Аккудукский, Яблоново-Иттейменский, Буландино-Аккульский массивы); 2) типа Атансорского — более простые интрузивы, часто круто или наклонно залегающие, состоящие из единичных тел первой и второй фаз; площадь их от первых до десятков квадратных километров (Атансорский, Малый Аккудукский, Куртукульский); 3) типа Степнякского — интрузивы в узлах пересечения разломов, часто штокообразные, как правило, многофазные, состоящие из единичных или немногих тел ранней, первой и второй фаз площадью менее 1 км² (Степнякский, Южно-Аксуйский). К последним приурочены крупнейшие золоторудные объекты Северного Казахстана.

Наиболее распространены интрузивные массивы типа Крыккудукского. Обобщение геологических и геофизических данных свидетельствует, что в центральной и южной частях Степнякского синклинория между комплексом основания и каледонским складчатым комплексом, отчасти внутри последнего (между его нижним и верхним структурными этажами) залегает почти сплошная плита гранитоидов крыккудукского комплекса мощностью 2–6 км, так называемый Большой Крыккудукский интрузивный массив. Большинство интрузивов крыккудукского комплекса залегает согласно со складчатыми структурами, на крыльях или в сводах антиклинальных складок. Формирование гранитоидов позднеордовикского комплекса сопровождало, а точнее, завершало таконскую фазу складчатости ранней каледонид. Крыккудукский комплекс является представителем соскладчатых тоналит-гранодиоритовых формаций геосинклиналей. С ним связано формирование золоторудных, железорудных и медных месторождений Северного Казахстана.

Формации орогенного этапа. Тассуйский габбро-сиенит-сиенито-диорит-гранитный комплекс силура представлен трещинными интрузивами и уплощенными залежами вдоль контактов интрузивов крыккудукского комплекса (Тассуйский, Богдановский, Погошаевский и другие массивы). Интрузивы этого комплекса образуют силурийскую вулканоплутоническую ассоциацию с краснокаменными трахидациитами-трахилипаритами и гилабиссальными интрузивами красных порфиров силура. Боровской комплекс нормальных биотитовых гранитов позднего силура-раннего девона представлен цилиндрическими плутонами в краевых частях Кочетавского антиклинория (Боровской,

Жукевский массивы) и в Котырколь-Мамайской антиклинальной зоне (Балыкбайский массив).

Карабулакский (балкашинский) комплекс лейкократовых и аляскитовых высокоалюминиевых гранитов среднего девона представлен цилиндрическими плутонами кольцевого строения, располагающимися в зоне сочленения Степнякского синклиория с Кокчетавским и Ишкеольмесским антиклинориями (Карабулакский, Мәкинский и другие массивы). К образованиям этого же комплекса, вероятно, принадлежат пояса даек аляскитовых гранит- и адамеллит-порфиров. Особенностью состава гранитов комплекса является пересыщенность их алюминием, наличие мусковита, граната, кордиерита, обогащенность литием, фтором, цезием.

Итак, интрузивный магматизм Степнякского синклиория отличается значительной сложностью и многообразием. В течение геосинклинального цикла сформировались шесть плутонических и шесть вулканоплутонических комплексов. Резко преобладает складчатый гранитоидный магматизм при подчиненном развитии габброидного магматизма собственно геосинклинального этапа и гранитного магматизма орогенного этапа. Это характерная особенность ранних каледонид Северного Казахстана. Общий набор и эволюция интрузивных и вулканоплутонических формаций Степнякского синклиория характерны для эвгеосинклинальных структур, заложенных и развивавшихся на сиалическом основании.

ТЕКТОНИКА

Складчатые структуры каледонского комплекса представлены системой меридиональных антиклинальных и синклинальных зон, граничащих по крупным разломам (рис. 1). Центральные синклинальные зоны отвечают наиболее погруженным участкам синклиория. Его южную часть занимает Лидовско-Атансорская синклинальная зона, протягивающаяся в меридиональном направлении от широты оз. Иттеймен до Кокчетавско-Атансорской зоны разломов, где происходит ее виргация на северо-западную и северо-восточную ветви, образующие соответственно Майлисорскую и Коксәнгирсорскую синклинальные зоны. Для синклинальных зон характерны простые, преимущественно крупные (до 20-35 км длиной) брахантиклинальные и синклинальные складки. Наклоны крыльев частных складок 25-40°, иногда 15-10°. Структура усложняется резкими изгибами и виргациями складок, развитием мелкой осложняющей складчатости, а также наличием узких локальных зон линейных складок. Среди последних выделяется протяженная (до 40 км) и узкая (3-4 км) система складок, связанная с Жана-Тюбинскими разломами. Здесь развиты линейные складки длиной от 3 до 10 км; замки их просторенные, углы падения крыльев 40-50°, в замках 30-40°. Широко развиты мелкие складки приразломного типа. В периферических синклинальных зонах, наряду с брахискладками, большим развитием

пользуются простые линейные складки (с дополнительной дисгармоничной складчатостью), группирующиеся в отдельные пояса, связанные с крупными разрывными нарушениями (Байлостинский пояс).

Особенностью антиклинальных зон является приуроченность к ним крупнейших полихронных интрузивных массивов региона, которые занимают их большую часть. Ядро Котырколь-Мамайской антиклинальной зоны занимает Яблонино-Иттейменский полихронный интрузивный массив. Вулканы свиты тассу слагают крупные брахисинклинали (Тассуйская синклиналь) с углами падения крыльев 15-20°, в ядре до 5-10°. Куянбайская антиклинальная зона разделена поперечным Атансорским разломом на две части: поднятую южную и относительно опущенную северную. Большую часть южного крыла занимает Крыккудукский массив, в центральной части которого обнажены фрагменты рамы интрузива в виде "выступов дна" и системы перегородок между отдельными телами гранитоидов. По геофизическим данным, мощность гранитоидов в центре Крыккудукского плутона не более 1 км. "Выступы дна" сложены толщами нижнего палеозоя и допалеозоя, а также интрузивами габброидов куянбайского и куртукульского комплексов. Складчатая структура простирается фрагментами частей несложных складок, образованных толщами нижнего палеозоя и блоками метаморфических пород докембрия.

Складчатая структура Степнякского синклинория нарушена системой разрывных нарушений, среди которых выделяются нарушения трех преобладающих направлений. Крупнейшие разрывы меридиональной системы связаны с формированием складчатой структуры каледонид и в значительной мере обуславливают ее строение. Эти разломы отделяют Степнякский синклинорий от Кокчетавского и Ишкеольмесского антиклинориев и Калмыккульского синклинория (Восточно-Кокчетавский, Омско-Целиноградский, Александровско-Дороговский, Арчалинский разломы) или разделяют синклинальные и антиклинальные зоны внутри синклинория (Тассуйский и другие разрывы). Обычно это крутопадающие или вертикальные сбросы и взбросы с амплитудами от сотен до первых тысяч метров. Крупнейшие из них являются конседиментационными структурами, движения по которым проявлялись по крайней мере начиная с раннего ордовика. Отличительной особенностью диагональных нарушений северо-западного направления является сочетание горизонтальных и вертикальных смещений. Обычно это сбросо- и взбросо-сдвиги, иногда шарнирные сбросы (Атансорский и Северо-Атансорский разломы). Амплитуды вертикальных смещений оцениваются от сотен метров до 2,5 км, а горизонтальных до 2-3,5 км.

Атансорская зона разломов относится к категории региональных структур длительного развития, характеризующихся большой протяженностью (сотни километров) и значительной глубиной. Она разделяет области с различным планом дислокаций; меридиональные складки южных частей синклинория к северу от этой зоны сменяются складками северо-западного и северо-восточного простираний.

По данным ГСЗ, по профилю Темиртау–Петропавловск в окрестностях оз. Атансор подошва “гранитного” слоя, залегающая на глубине 4–5 км, резко погружается до 7 км, образуя флексуобразную ступень. С этим перегибом связано общее опускание северо-восточной части Степнякского синклиория. Перемещения по Атансорской зоне разломов проявлялись определенно со среднего ордовика, в той или иной мере контролируя особенности строения разрывов, вулканизма и литологического состава средне- и верхнеордовикских отложений.

Наиболее молодыми являются сбросы и сбросо-сдвиги северо-восточного (до субширотного) направлений (Коксёнгирсорский, Куянбай–Аксуыйский и др.). Вертикальная амплитуда по разрывам северо-восточной системы достигает нескольких километров. Видимо, с Аксу–Куянбайской зоной разломов связано резкое изменение мощности гранитоидов Крьккудукского плутона от 0,5–1 до 4–5 км.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Степнякский синклиорий был заложен на сформировавшемся в архее–протерозое гранитно–метаморфическом комплексе, о чем свидетельствуют выходы комплекса основания в пределах антиклинальных зон синклиория. Этим объясняется ряд особенностей геосинклинального магматизма – состав базальтов, промежуточный между составами типичных континентальных и океанических базальтов; повышенная калийная щелочность раннегеосинклинальных кремнекислых вулканитов; огромный объем гранитоидного интрузивного магматизма. Широко пропагандируемое в настоящее время в литературе предположение о заложении эвгеосинклиналей исключительно на коре океанического типа для регионов типа Степнякского синклиория не может быть принято.

В кембрии в области Степнякского синклиория происходило накопление раннегеосинклинальных яшмовых, терригенно–кремнистых и вулканогенных формаций. На отдельных ограниченных участках можно допустить возникновение коры океанического типа, на что может указывать широкое распространение щелочных оливиновых базальтов и присутствие пикритов, хотя не исключено излияние основных магм с больших глубин вдоль крупных разломов.

Ордовикский период характеризуется продолжающимися глыбовыми перемещениями отдельных частей фундамента, которые обуславливали конседиментационный характер развивающегося прогиба; в последнем накапливались формации, свойственные зрелой стадии геосинклинального развития. С раннего ордовика проявляются контуры собственно Степнякского прогиба – в западной и восточной частях будущего синклиория закладываются меридиональные периферические прогибы, в которых накапливается флишодная граувакковая формация. Состав главных членов этой формации указывает на ее образование в условиях неравномерного прогибания с одновременным раз-

мывом и массовым поступлением обломочного материала с воздымавшихся Кокчетавского, Ишкеольмесского, Шатского поднятий. Вначале размыву подвергались смежные части поднятий, сложенные толщами кембрия, а в дальнейшем – более удаленные участки, сложенные метаморфическими толщами. Между периферическими прогибами существовало "центральное" поднятие.

Оживление тектонических движений в лланвирне – раннем карадоке привело к погружению "центрального" поднятия и формированию в нем и в меньшей степени в периферических прогибах непрерывной базальт-андезито-дацитовая формации сагской серии. Так же, как и в раннюю геосинклинальную стадию, вулканизм зрелой стадии проявился после образования базальной терригенной формации, отвечающей уштоганской серии. Особенности строения сагской серии свидетельствуют о ее формировании в условиях морского бассейна с непостоянным режимом при преобладании нисходящих движений. Прогибание продолжается в раннем – среднем карадоке ("лидиевское" время), однако движения становятся более дифференцированными: на фоне погружений, по-видимому, начинается относительное воздымание, роль которого возрастает к концу геосинклинального этапа. Об этом свидетельствуют различия в мощности флишовой формации, неравномерность в распределении обломочного материала, различия в составе и степени окатанности обломочной фракции, локальный вулканизм наряду с регрессивным строением разреза лидиевской свиты. В средне-позднекарадокское ("майлисорское") время вулканическая деятельность возобновилась в условиях погружения; образовалась плагиобазальт-дацитовая формация.

В позднем карадоке – ашгилий ("маятаское" время) намечается замыкание геосинклинального прогиба. Появление формации рифовых известняков свидетельствует о прекращении устойчивого прогибания. Затухание вулканизма также свидетельствует о конечных стадиях развития геосинклинали.

В конце позднего ордовика в условиях общего поднятия и регрессии моря вновь активизируется магматическая деятельность. Формируются протяженные пояса субвулканических и жерловых тел андезито-дацитового-плагиолипаритового состава, с которыми связаны алуниносодержащие вторичные кварциты. Образование последних возможно только в субаэральной обстановке.

Таким образом, в ордовике в Степнякском прогибе происходило накопление формаций, характерных для зрелого геосинклинального прогиба и связанных с активной вулканической деятельностью. В это время здесь, судя по составу формаций и химизму вулканитов, существовала обстановка, характерная для островных дуг. Происшедшая в конце ордовика раннекаледонская складчатость сопровождалась внедрением соскладчатых гранитоидов крыкхудукского комплекса.

В начале орогенного этапа (в силуре – начале девона?) на консолидированном складчатом основании в условиях общего воздымания сформировались небольшие вулканотектонические депрессии и происходило многократное внедрение послескладчатых калийных гранитоидов.

Таким образом, главнейшими особенностями Степнякского прогиба, который по общему тектоническому режиму может быть отнесен к эвгеосинклиналям, являются:

1) заложение на коре главным образом континентального типа, обусловившее специфику геосинклинальных формаций и, возможно, повлиявшее на относительную простоту складчатых структур;

2) интенсивный магматизм собственно геосинклинального этапа, выразившийся в накоплении многообразных, но преимущественно базитовых вулканогенных формаций, близких к типам океанических платформ, срединно-океанических хребтов и островных дуг;

3) интенсивный магматизм эпохи главной складчатости, проявленный в формировании огромных масс гранодиоритов, с которыми связано золотое, медное и железное оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабичев Е.А., Булыго Л.В., Борисенко В.И., Великовская Э.М., Минервин О.В., Новикова М.З., Спиридонов Э.М., Филиппович И.З. Стратиграфия и магматизм ордовика центральной и восточной частей Степнякского синклиория. - Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1972, № 4.
- Белюсов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г. Вулканогенные комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. - Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1969, вып. 22.
- Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота. Избр. труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Бэгданов А.А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 5.
- Борукаев Р.А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Гостеолтехиздат, 1955.
- Булыго Л.В., Глухенький В.Я., Евсеенко Н.И., Коник В.Е., Михайлова Н.Ф. Новые данные по стратиграфии ордовикских отложений северо-востока Центрального Казахстана. - В кн. "Допалеозой и палеозой Центрального Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Зайка-Новачкий В.С., Дехтярева Л.В. Тремадокский ярус в Степняк-Аксуиском районе (Северный Казахстан). - Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья, 1964, № 2.
- Зайка-Новачкий В.С. Стратиграфия среднего ордовика Степнякско-Аксуиского района в Северном Казахстане. - Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья, 1970, № 5.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., Изд-во "Мир", 1965.
- Кеннеди Д. О роли воды в магме. - В кн. "Земная кора". М., ИЛ, 1957.
- Копятевич Р.А., Фрид Н.М., Шлыгин Е.Д., Бакиров С.Б., Жукэв М.А. Ордовик Восточно-Кокчетавского прогиба. - В кн. "Тематический сб. статей аспирантов и соискателей МВ и ССО КазССР", вып. III, сб. "Геология", 1967.
- Кропоткин П.Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. - Труды ГИН АН СССР, серия геол., 1959, вып. 108.

- Михайлов Н.П. и др. Петрография Центрального Казахстана, т. II. "Интрузивные формации основных и ультраосновных пород". М., "Недра", 1971.
- Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана, ч. I. Алма-Ата, "Наука", 1972.
- Фролова Т.И. Геосинклинальный вулканизм. Некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций на примере восточного склона Южного Урала. Автореф. докт. дис., МГУ, 1970.
- Шульга В.М. Гранитоидные интрузивные комплексы восточной части Северного Казахстана. - В кн. "Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана". Алма-Ата, 1965.
- Шульга В.М., Булыго Л.В. Общие закономерности тектоно-магматического развития и основные черты тектонического строения восточной части Северного Казахстана. - В кн. "Геология Центр. Казахстана". Алма-Ата, 1969.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ШИРОТНОЙ ЧАСТИ КРАЕВОЙ СИСТЕМЫ КАЛЕДОНИД И ВАРИСЦИД ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

О.Е. Беллев, Ю.Ф. Кабанов,
Н.Н. Сигачева, Л.А. Щеголева

В работах о тектоническом районировании палеозойд Центрального Казахстана А.А. Богданов (1954, 1959, 1965) последовательно развивал представление о необходимости расчленения палеозойд на области каледонской и вариссийской складчатостей. При этом принципиальное значение А.А. Богданов придавал проблеме установления границ этих областей и классификации пограничных структур (Богданов, Четверикова, 1961; Богданов, 1965). В 1962 г. по инициативе А.А. Богданова было начато изучение пограничных структур Центрального Казахстана в Ащисуйском районе, продолжающееся и поныне¹. Результаты этих работ, посвященных разным вопросам стратиграфии, магматизма, тектоники, геофизики и металлогении краевых пограничных структур, широко освещались в геологической литературе.

Развивая основные положения представлений А.А. Богданова (1959, 1965; Богданов и Четверикова, 1961) о пограничных структурах каледонид и варисцид, мы пришли к выводу о необходимости относить широтную зону сочленения каледонид и варисцид к категории линейных шовных структур, разграничивающих области разновозрастной складчатости. Характерными чертами строения области, отмеченными А.А. Богдановым уже на первых порах изучения, являются: связь с глубинными тектоническими швами, приуроченность к ней вулканических и интрузивных массивов, поперечная фациальная изменчивость вкrest ее простираия, резкая асимметрия структуры, совпадение в пространстве с линейными зонами градиентов поля силы тяжести.

СТРОЕНИЕ КРАЕВОЙ СИСТЕМЫ

Основные сведения о разрезах и интрузивных комплексах района сведены в табл. 1 и 2. Для строения прилегающих частей Казахстано-Тяньшаньского каледонского срединного массива характерно четко

¹ В этих исследованиях кроме авторов в разные годы принимали участие Н.П. Четверикова, Т.О. Федоров, Л.Т. Протасевич, М.Н. Шапири, С.А. Мигдисов, Г.Т. Ушатинская, М.В. Мартынова, И.А. Подславская, Г.П. Кошелев, А.П. Урываева, И.А. Кошелева, И.И. Зардиашвили, Ю.В. Юнаковская, А.Л. Юрина и многие другие.

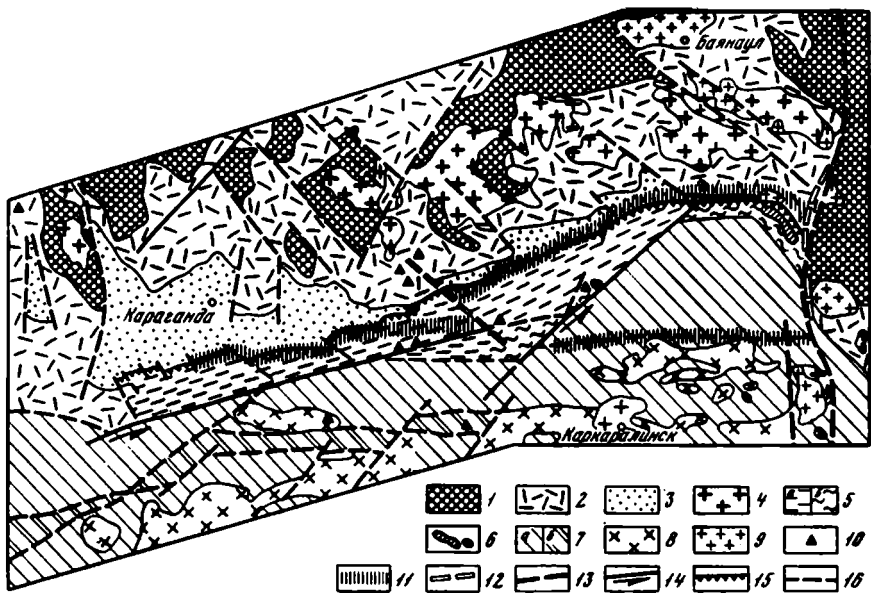

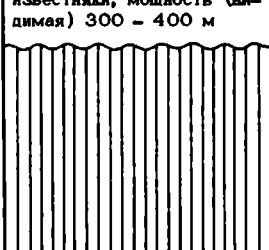


Рис. 1. Схема тектонического строения широтной части краевой системы каледонид и варисцид Центрального Казахстана

1 – Казахстано-Тяньшаньский каледонский срединный массив. Краевая система каледонид и вариоцид, внешняя зона: 2 – вулканы девонского краевого вулканического пояса, 3 – осадочные отложения (угленосного прогиба), 4 – девонские гранитоиды; внутренняя зона: 5 – дислоцированный комплекс девонских отложений (а) и блоки метаморфизованных ордовикских и более древних пород (б), 6 – раннекаменноугольные (?) гранитоиды. Внешняя часть Джунгаро-Балхашской складчатой системы: 7 – синклинии (а) и антиклинории (б), 8 – средне-позднекаменноугольный топарский интрузивный комплекс, 9 – позднепермский интрузивный комплекс, 10 – позднепалеозойско-раннемезозойский аюлинский вулканоплутонический комплекс. Разрывные нарушения: 11 – гравитационные ступени, 12 – разлом, установленный по геофизическим данным, 13 – Центрально-Казахстанский разлом, 14 – сдвиги, 15 – надвиги, 16 – сбросы и взбросы

выраженное двухъярусное строение. Нижний структурный этаж, сложенный породами докембрия и нижнего палеозоя, образует систему сопряженных антиклинориев и синклинориев, имеющих на западе рассматриваемого района преимущественно долготную ориентировку, на востоке – мозаичную. По времени складчатости в конце ордовика западная часть может быть отнесена к ранним каледонидам, восточная – в середине силура – к поздним. Складки нижнего этажа, линейно ориентированные, то протяженные, то более короткие, характеризуются

Таблица 1
Стратиграфические разрезы девона и силура широтной

Система	Казахстано-Тяньшаньский срединный массив (каледониды)	Красная
	Чингизский мегантиклинорий	Внешняя зона
Девонская	Сульфидный горизонт – песчаники, известняки; мощность до 300 м	Сульфидный горизонт – массивные темно-серые известняки; мощность 20 – 40 м
		Мейстеровский горизонт – глины, известковистые песчаники, известняки; мощность 0 – 20 м
	Живетский – франский ярусы нерасчлененные – известковистые песчаники, известняки; мощность (видимая) 300 – 400 м	Франский ярус – конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки; мощность 0 – 300 м
		Салкынтауская свита – андезит-базальтовые порфириты, туфы, лапидарная туфовая свита – туфы липаритового состава, туфовые песчаники и алевролиты, андезит-базальтовые порфириты; мощность 2000–2200 м
	Нижний отдел нерасчлененный – андезит-базальтовые порфириты, игнамбриты и туфы липарит-дацитового состава, песчаники, известняки; мощность 1500 м	Семизбугинская свита – литокристаллопластические туфы и игнамбриты липаритового состава; мощность 2500 – 5000 м Шешенжаринская свита – андезит-базальтовые порфириты, брекчии, туфы, туфовые песчаники и конгломераты; мощность до 1800 – 2000 м
Силурьяская	Сулысорская свита – песчаники, конгломераты, линзы известняков; мощность 1800 – 1900 м Караайгырская свита – песчаники, гравелиты, конгломераты; мощность 400 м	Нижний силур (?) нерасчлененный – песчаники, алевролиты; мощность (видимая) 600 м

крутыми углами наклона (60 – 80°). Они прорваны громадными массами гранодиоритов крыккудукского комплекса. Резко наложенный верхний структурный этаж отличается прерывистым распространением и представлен системой наложенных впадин, мульд, нередко осложненных глыбовыми и отраженными брахискладками. Преобладающими являются пологие залегания слоев (10 – 40°),

система	Джунгаро-Балхашская складчатая система (варисиды)	
Внутренняя зона	Карасорский синклиниорий	Нуриинский синклиниорий
Климиевые слои - розовые и зеленые комковатые известняки, алевролиты; мощность 70-140 м	Фаменский ярус нерасчлененный - кремнистые алевролиты, известняки; песчаники; мощность до 1000(?) м	Сульфидовый горизонт - известняки, лихвые комковатых известняков; мощность 100 - 150 м
Пелелиподовые слои - конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, линзовидные пачки андезит-базальтовых порфиритов и туфов; мощность 170 - 240 м		Фаменский ярус нерасчлененный - конгломераты, песчаники, порфириты, линзы известняков и кремнистых алевролитов; мощность 1200 м
Акбастауская свита - алевролиты, аргиллиты, песчаники, известняки, в основании конгломераты; мощность 1250 м	Ордабайская и жандарская свиты (карасорская серия) - песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты, туфы липаритового и дацитового состава, подчиненные пачки андезитовых порфиритов и туфов; мощность 5300-5900 м	Аликоринская и карабастауская свиты - конгломераты, песчаники, алевролиты, известково-кремнистые породы, туфы кислого и основного состава; мощность 7500 - 8000 м
Салкынтауская свита - миндалекаменные андезитобазальтовые порфириты, туфы, туфогенные песчаники и конгломераты; мощность 2000 - 2500 м		Биотарская свита - песчаники, конгломераты, алевролиты, линзы и прослойки пелловых туфов; мощность более 7000 м
Семизубинская свита - лито- и кристаллоластические туфы липарит-дацитового состава, туфогенные песчаники; мощность 2000 м	Саумалкольская свита - литокластические туфы липаритового и дацитового состава, туфогенноосадочные породы; мощность 1000 м	Исеньская свита - песчаники, конгломераты, алевролиты, линзы известняков; мощность 3000 м
Шешенькаринская свита - андезитобазальтовые порфириты, туфы, лавобрекчии; мощность 1000 м		

хотя местами, особенно в приразломных зонах, могут отмечаться и весьма крутые, вплоть до вертикальных.

Широтная часть краевой системы каледонид и варисцид Центрального Казахстана имеет в плане слегка дугообразную форму и протягивается с запада на восток на 400 - 500 км (рис. 1). Северная граница ее нечеткая и в силу своей природы вряд ли могла

Таблица 2
Стратиграфические разрезы карбона и перми широтной части
краевой системы и прилегающих тектонических зон

Система	Краевая система		Джунгаро-Балхашская складчатая система (варисиды)	
	Внешняя зона	Внутренняя зона		Карасорский синклиниорий
Темно-серая	Аюлинская свита - трахиопариты, трахибазальты, туфы; мощность 200 - 250 м	Аюлинская свита - трахиопариты, трахиациты		
Пермская		Балатундыкская свита - пестроцветные песчаники, конгломераты, алевролиты; мощность 600 м	Балатундыкская свита - конгломераты, песчаники, алевролиты; мощность 300 м Кызылжинская свита - литокластические туфы трахиопаритового состава, трахиандезитобазальты; мощность 1000 - 1200 м	
Каменноугольная	Шаханская свита - пестроцветные алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты; мощность 350 м Тентекская свита - алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты, угли, пепловые туфы; мощность 500-560 м Долинская свита - песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли, горизонты пепловых туфов; мощность 430 - 560 м Надкарагандинская свита - пестроцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты; мощность 600 - 650 м Карагандинская свита - алевролиты, песчаники, аргиллиты, угли; мощность 630 - 800 м Ашлярикская свита - песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли; мощность 500-600 м Акхудукская свита - алевролиты, аргиллиты с прослоями песчаников и туффитов; мощность 500 - 700 м Теректинские слои - алевролиты, аргиллиты, прослои туффитов; мощность 50 - 170 м Русаковский горизонт - окремненные органогенные известняки; мощность 40 - 80 м Кассинский горизонт - органогенно-обломочные и пелитоморфные известняки; мощность 70-120 м			
		Верхняя толща - кремнистые алевролиты, туффиты, пепловые туфы, линзы известняков; мощность 300 - 350 м Нижняя толща - плитчатые мергели, алевролиты, известняки; мощность 40-60 м		Каркаралинская свита - туфогенные конгломераты, песчаники, порфириты, туфы; мощность 300 м

быть иной. Она определяется глубиной эрозионного среза подошвы вулканогенных толщ девона, слагающих пологое внешнее крыло девонского вулканического пояса, отвечающего начальному этапу развития краевой системы. Южная граница проходит по системе подстилающих друг друга разрывов различного генетического типа и возраста, отделяющих Спасскую зону смятия от структур Джунгаро-Балхашской варисийской складчатой области. Таким образом, общая ширина краевой системы достигает 75 – 110 км. На востоке она срезается меридиональным Центрально-Казахстанским разломом, на западе смыкается с северо-западными структурами Сарысу-Тенизской зоны поперечных дислокаций.

Широтная часть краевой системы расчленяется на две зоны – внутреннюю и внешнюю, несоизмеримые по ширине и резко различающиеся строением разрезов и характером тектоники. Границей этих зон на дневной поверхности служит фронтальная линия Спасской зоны надвигов. На глубине ей, по-видимому, отвечает поверхность краевого тектонического шва, определявшего положение и развитие краевой системы в целом.

Внешняя зона, включающая большую часть краевой системы шириной в 50 – 100 км, характеризуется относительно простым строением. Ей, как и каледонскому срединному массиву, присуще четко выраженное двухъярусное строение: на сложно дислоцированном каледонском основании располагается полого погружающаяся в южном направлении серия континентальных вулканитов (липарито-дациты, в меньшей степени андезиты-базальты) суммарной мощностью более 4000 м. Вулканогенные толщ девона прорваны средне- и позднедевонскими гранитоидами, образующими крупные массивы как на площади внешней зоны краевой системы, так и в прилежащих частях каледонского массива. На девонских отложениях обычно без видимого структурного несогласия располагается маломощная серия карбонатных пород (150 – 200 м). Вдоль южного края прослеживается полоса угленосных отложений, достигающая максимальных (4000 м) мощностей в Карагандинском бассейне, Самарской и Завьяловской грабен-синклиналях. Моноклинально погружающиеся в южном направлении толщ системой ортогональных и диагональных разломов расчленены на сопряженные глыбовые складки (горсты, горст-антиклинали, грабены, грабен-синклинали, приразломные синклинали, преимущественно северо-западной и северо-восточной ориентировки). Лишь среди угленосных отложений непосредственно перед фронтом надвигового пояса отмечается узкая полоса линейных складок с простираем осей, параллельным границам тектонических зон, являющихся, очевидно, поверхностными складками, сорванными со своего основания и осложненными системой небольших крутых взбросов и надвигов. На востоке зоны, примыкающей по Центрально-Казахстанскому разлому к Чингизскому мегантиклинорию, широким развитием пользуются позднепалеозойские гранитоиды.

Внутренняя зона, значительно более сложная, чем внешняя, окончивает последнюю с юга (4 – 15 км). На меридиане Жартаско-

го водохранилища она полностью выклинивается и далее к западу структуры внешней зоны по крутым взбросам непосредственно соприкасается с Нуринским синклинием ранних варисцид.

Внутренняя зона является областью развития напряженных линейных складок, осложненных крутыми и пологими надвигами с широким площадным развитием рассланцевания, развальцевания, будинажа. В ее строении участвуют разнообразный комплекс преимущественно морских вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ ордовика, нижнего, среднего и верхнего девона, нижнего карбона, а также метаморфические породы не установленного возраста. В тыловых частях внутренней зоны располагается несколько блоков (Командырский, Байдаулетовский, Жунбайский, Теректинский), в пределах которых развиты сильно дислоцированные девонские толщи и ордовикские вулканиты. Большой интерес представляет установленный в пределах Жунбайского блока комплекс кремнисто-вулканогенных пород ургынжальской серии, прорванный гипербазитами. Эти части разреза обычно бывают собраны в узкие сжатые линейные складки, опрокинутые в северном направлении. Они осложняются пологими покровами и надвигами, имеющими близпараллельную ориентировку с простиранием осей складок. Весь парагенез этих структурных форм отвечает Спасскому надвиговому поясу (Суворов, 1968), охватывающему Спасскую и Коктас-Жартасскую зоны смятия (Русаков, 1930). Спасский надвиговый пояс состоит из системы подставляющих и перекрывающих друг друга покровных тектонических пластин, ограниченных поверхностями сместителей субширотных надвигов и северо-западных сдвигов. Средние размеры покровных пластин имеют 40 - 50 км в длину и 12 - 15 км в ширину. Максимальные амплитуды горизонтального смещения составляют 8 - 15 км.

Частными надвигами покровные пластины расщеплены на более мелкие тектонические пластины, образующие пакеты, полого погружающиеся в южном направлении, многие из которых расплющены, раздавлены и оторваны от своих корней. В пределах каждой из пластин простирание осей складок и ориентировка сланцеватости оказываются близпараллельными и в свою очередь параллельными фронтальным линиям надвигов. Лишь в отдельных случаях отмечается торцовое сочленение этих элементов с ограничивающими их линиями надвигов. В процессе изучения покровных пластин установлена следующая постоянная особенность их строения: в составе каждой частной пластины принимают участие породы, принадлежащие небольшому интервалу стратиграфического разреза (один - два горизонта, пачки или толщи, смежные в разрезе), при этом наиболее молодые отложения, участвующие в строении покровной пластины, оказываются наиболее далеко продвинутыми в направлении движения покрова.

Интрузивные образования во внутренней зоне развиты в целом незначительно. Они образуют несколько небольших массивов, принадлежащих раннекаменноугольному, захваченному рассланцеванием, и позднепалеозойскому комплексам; интрузии и дайки последнего конт-

ролируются динамометаморфическими структурами, а сами не захвачены расщеплением.

В пределах внешней части Джунгаро-Балхашской складчатой системы располагаются Карасорский и Нуринский синклиналии. Первый синклиналий ограничен со всех сторон разломами различных направлений, разного возраста и различного генетического типа и имеет в плане форму неправильного треугольника, слегка вытянутого в широтном направлении. На севере он граничит с восточной частью Спасского надвигового пояса, на востоке срезается меридиональным Центрально-Казахстанским разломом, на юге по широтному глубинному разлому сопряжен с Нуринским синклинорием. В его строении принимают участие преимущественно верхнедевонские вулканогенно-осадочные толщи карасорской серии, смятые в относительно простые крупные симметричные или слабо наклоненные складки с малыми углами падения слоев на крыльях ($10 - 50^\circ$).

На крыльях синклинория вскрываются вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения нижнего девона и ордовика. Количественные расчеты аномалий поля силы тяжести на ее площади, выполненные Ю.В. Юнаковской, позволяют полагать, что в основании синклинория располагаются породы большой плотности (ордовикские или более древние толщи), а малоплотные силурийские отложения практически отсутствуют. В связи с этим весьма интересно рассмотреть вопрос о вероятном присутствии в фундаменте Карасорского синклинория пород метаморфического комплекса. В последние годы в процессе поисково-съёмочных работ С.А. Мигдисовым и Н.Н. Сигачевой в зоне сочленения Нуринского, Карасорского синклинориев и Спасской зоны смятия был выделен и в настоящее время изучается комплекс сильно метаморфизованных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, который они склонны рассматривать в качестве стратиграфического аналога докембрия западных частей Центрального Казахстана. Серия регионально-метаморфических пород расчленена Н.Н. Сигачевой на шесть толщ. Первая (нижняя из них) – хлорит-серицитовые, биотит-хлорит-альбитовые, серицит-альбитовые blastopсаммитовые и микрозернистые сланцы, черные мраморы, порфиритоиды, порфириды и кварциты; мощность 200 м. Вторая толща – порфириды и сланцы по вулканогенно-осадочным породам основного состава; мощность 350 м. Третья толща – порфириды, кварц-серицит-альбитовые и серицит-хлорит-альбитовые blastopсаммитовые и микрозернистые сланцы; мощность 1000 м. Четвертая толща – кремнистые породы слабо рудные кварциты и порфириды; мощность 1400 м. Пятая толща – порфиритоиды и зеленые сланцы; мощность 400 м. Шестая толща – порфириды, сланцы по вулканогенно-осадочным породам кислого состава; мощность 310 м;

Суммарная мощность комплекса составляет около 4000 м. Структурные и текстурные особенности данных пород, парагенезисы новообразованных минералов позволили отнести их к образованиям кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации фации зеленых сланцев.

Метаморфические толщи перекрываются породами среднего девона.

Ранее этот выступ метаморфических пород послужил основой А.И.Суворову и С.Г.Самыгину (1963) для выделения здесь тектонотипа сложного многоярусного Матакского тектонического покрова с синклинальным строением. Метаморфические породы они рассматривали в качестве примера сложно дислоцированных и динамометаморфизованных девонских толщ. Ю.Ф.Кабанов разделяет данную точку зрения о развитии в этом районе лишь палеозойских глубоко метаморфизованных образований. Ю.Ф.Кабанов высказал предположение о наличии в разрезе метаморфического комплекса пород более молодого возраста, чем девон. Как видно из существующих точек зрения, вопрос о возрасте метаморфического комплекса является дискуссионным и в настоящее время далек от разрешения.

В центральных частях Карасорского синклинория и на его крыльях располагаются несколько небольших наложенных мульд, сложенных верхнепалеозойскими вулканитами и молассаами, образующими вместе с прорывающими их небольшими интрузиями верхний структурный этаж. В целом интрузивные образования не характерны для Карасорской зоны.

С юга к Карасорскому синклинорию по глубинному разлому примыкает Нуринский синклинорий, вытягивающийся в широтном направлении более чем на 300 км. На юге он сопряжен с Тектурмасским антиклинорием, сложенным кремнисто-вулканогенной уртыньжальской серией и прорывающими ее гипербазитами. На востоке района граница этих структурных зон затушевывается крупными гранитными батолитами Калдырминского интрузивного пояса.

В строении Нуринского синклинория принимают участие исключительно морские терригенные толщи силура и нижнего девона (более 10 000 м), практически отсутствующие во всех ранее описанных тектонических зонах. Они собраны в крутые относительно простые линейные складки; на западе эти складки имеют широтное простирание, а на востоке приобретает северо-западное и северо-восточное. Углы наклона слоев на крыльях складок обычно крутые (40 - 60°).

В западной части синклинория развита серия наложенных мульд и синклиналей (Сулу-Медине, Топарская и др.). В их строении участвуют вулканогенные и молассовые отложения верхнего и, вероятно, среднего девона, известняковые толщи фамена и турне, глинисто-терригенные породы низов виле, свидетельствующие, видимо, о господстве в этой части ранних варисцид геоантиклинальных условий. В целом Нуринский синклинорий является амагматичной структурой, хотя, как это отмечалось выше, вдоль границы его с Тектурмасским антиклинорием появляются позднепалеозойские орогенные вулканиты и сопутствующие им батолиты гранитоидов. Один из них - Топарский - глубоко проникает внутрь синклинория (мелкие тела гранитоидов на площади синклинория, по-видимому, являются сателлитами крупных гранитных интрузий).

Для познания геологического строения краевой системы и ее отдельных структурных элементов большое значение имело проведение

высокоточных гравимагнитных исследований на площади важнейших структурных узлов и вдоль профилей, пересекающих основные структурные элементы, в сочетании с анализом материалов региональных геофизических исследований ¹.

В результате совместного геолого-геофизического анализа были получены дополнительные сведения о структуре верхних частей земной коры, которые невозможно было бы установить прямыми геологическими наблюдениями. Впервые А.А. Богданов (1959) обратил внимание на то, что рассматриваемая область совпадает в поле силы тяжести с зоной градиентов в 70 – 80 мгл, располагающейся по периферии Центрально-Казахстанского гравитационного минимума (Казанли, 1955), и, несомненно, имеющей характер региональных аномалий. По представлениям А.А. Богданова, она должна отражать качественные изменения в строении земной коры по обе стороны от нее.

Действительно, основной структурой гравитационного поля широтной ветви краевой системы является зона повышенных градиентов, вытянутая в восток-северо-восточном направлении и разделяющая области относительно положительных и отрицательных аномалий Буге. Однако при более детальном анализе выявляется, что краевая система по простиранию не имеет однозначного выражения.

В восточной половине краевой системы гравитационная ступень поля силы тяжести отделяет крупный минимум от расположенных южнее областей относительно повышенных аномалий, тогда как на западе отмечается обратная картина пространственного размещения аномалий того же знака и не столь дифференцированного по относительным значениям силы тяжести. Границей раздела западной и восточной частей краевой системы является поперечный глубинный разлом северо-западного направления, слабо проявленный в поверхностных структурах, но отчетливо фиксирующийся в поле силы тяжести и при металлогеническом районировании.

Эта региональная структура поля осложнена многочисленными локальными минимумами и максимумами, отражающими детали строения выделенных тектонических зон. Так, ряд локальных максимумов в восточной части внутренней зоны интерпретируется нами в качестве блоков неглубоко залегающих пород повышенной плотности, принадлежащих ордовику, уртыньжальской серии или метаморфическому комплексу. В нескольких блоках породы данного типа выходят на дневную поверхность. Обычно такие блоки имеют неправильные многоугольные очертания, обусловленные разрывным характером

¹ Геофизические наблюдения и анализ региональных геофизических материалов выполнены сотрудниками гравимагнитной партии ЦКЭ в 1965 – 1972 гг. под руководством Ю.В. Юнаковской (Беляев и др., 1972 г; Артемьев, Кабанов, Юнаковская, 1972) в комплексе с геолого-поисковыми и тематическими структурными исследованиями.

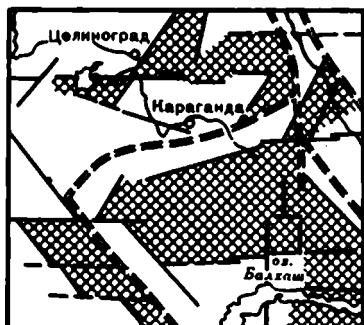


Рис. 2. Схема расположения основных блоков позднепалеозойской гранитизации

1 - разломы, ограничивающие гранитизированные блоки; 2 - границы областей складчатости различного возраста; 3 - гранитизированные блоки



ограничений, имеющих вертикальные или крутые падения в сторону от центра блоков. Некоторые из них переходят на площадь смежного Карасорского синклинария, что может свидетельствовать о близости строения их фундамента. В целом для Карасорского синклинария устанавливается простое внутреннее строение и неглубокое залегание (2000 - 2500 м) фундамента.

В процессе анализа региональных геофизических полей установлено отсутствие устойчивых, однозначных соотношений региональных аномалий поля силы тяжести и изостатических аномалий с наиболее крупными структурами каледонского основания на площади, где они выведены на дневную поверхность. Это обстоятельство практически лишает нас возможности использовать данные гравиметрии для познания строения фундамента краевой системы (Аргемьев, Кабанов, Юнаковская, 1972). Вслед за Д.Н. Казанли (1955) удалось показать четкую пространственную связь гравитационных минимумов с блоками земной коры, интенсивно насыщенными гранитными массами, преимущественно позднепалеозойского возраста, что позволило достаточно надежно выделить области или блоки "гранитизации". На схеме пространственного размещения блоков варисцидской "гранитизации" (рис. 2) выявляется ряд интересных закономерностей.

Основное поле области "гранитизации" располагается во внутренних частях Джунгаро-Балхашской системы, при этом оно оказывается вложенным и подобным ее ограничениям, а границы его смещены на постоянную величину 50 - 60 км внутрь варисцид. Краевая система в целом не затрагивается пермской "гранитизацией", за исключением самой восточной ее части, где позднепалеозойские гранитоиды проникают в глубь каледонского массива¹. По всей вероятности, краевая система, насыщенная девонскими магматичесо-

¹ Высказываемые авторами предположения о варисцидской гранитизации крайне спорны, особенно для участков Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива, как это показано на рис. 2 (прим. ред.).

кими продуктами, играла и в это время экранирующую роль при распространении пермских батолитовых интрузий в тело каледонид; в пределах системы известны лишь линейные интрузии гранодиоритов и дайковые линейные поля.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ КРАЕВОЙ СИСТЕМЫ

По завершении каледонской складчатости на площади ранних и поздних каледонид формируется консолидированная глыба, охватывающая большую западную и северную части Центрального Казахстана. В девонском периоде по периферии этого массива, как отмечал А.А. Богданов (1959), происходит заложение крупных тектонических швов, проникающих в земную кору на большую глубину. Вдоль краевых тектонических швов проходит граница раздела областей с различным тектоническим режимом и различным знаком преобладающих движений. На первом этапе северная и западная части Центрального Казахстана характеризовались восходящими движениями (области размыва или накопления континентальных фаций), тогда как остальная часть палеозойд Казахстана испытывала интенсивные погружения, а на ее площади происходило накопление преимущественно морских терригенных толщ. На фоне контрастных разнонаправленных вертикальных движений крупных сегментов земной коры описанная зона раздела служила областью наибольшей проницаемости для магматических расплавов, что привело в конечном итоге к формированию вдоль нее девонского краевого вулканического пояса¹.

К концу среднего девона контрастность разно направленных движений каледонского и варисийского блоков несколько уменьшилась, хотя общие тенденции движения блоков сохранились. В результате этого произошло почти полное затухание вулканической деятельности: в середине живетского века море из внутренних частей Джунгаро-Балхашской области начинает распространяться на север и вплотную подходит к окраинным частям каледонского массива. В этих границах оно сохраняется практически до конца фанерозойского века, причем в раннем фанерозое в пределах краевой системы отмечаются последние пароксизмы вулканической деятельности. Характер строения и состава вулканических пачек может свидетельствовать о том, что излияния магмы в большинстве случаев являлись одноактными и локализовались вблизи разрозненных и удаленных друг от друга очагов.

¹ Внутреннее строение пояса, его структурно-фациальная зональность, закономерности строения и состава девонских вулканических комплексов и комагматичных им интрузий, вопросы эволюции магматизма в пространстве и времени подробно рассмотрены в статье Б.Я. Журавлева и др. в настоящем сборнике.

В середине фамена контрастность и размах разнонаправленных движений в зоне сочленения каледонид и варисцид еще более уменьшается, что приводит к дальнейшему расширению трансгрессии (Мартынова, 1961; Кабанов, 1964). Морем захватывается практически вся площадь дезонского вулканического пояса и эпикаледонского срединного массива. В течение всего турнейского века палеотектоническая обстановка осадконакопления в основном сохраняет свои черты.

Несмотря на господство близких условий осадконакопления на площади всей краевой системы, как показывает анализ разрезов фаменских и турнейских отложений, устойчиво сохраняются и различия: в пределах узкой линейной полосы шириной в несколько километров, совпадающей с внутренней зоной краевой системы, происходит накопление глинисто-карбонатных осадков относительно большей мощности (в 3-5 раз), чем мощность карбонатных разрезов прилегающих областей каледонид.

Эти осадки М.С. Быкова (1960) предложила рассматривать в качестве отложений глубоководных, застойных некомпенсированных впадин, что может указывать на несколько большую контрастность движений, чем это удается выяснить на основе анализа мощностей данных отложений.

С началом визейского века почти повсеместно на рассматриваемой территории связаны первые признаки регрессии, а уже к середине визейского века (саурская фаза складчатости) она захватывает обширные площади Центрального Казахстана. На середину визейского века приходится один из переломных моментов в развитии палеозойд Казахстана - полное обращение знака движений: в областях каледонской складчатости на смену преобладающим восходящим движениям приходят отрицательные, тогда как в варисцийской начинают господствовать восходящие. К этому времени относится заложение крупного Карагандинского компенсационного прогиба, располагающегося во внешней зоне перед фронтом растущих поднятий. Прогиб начинает интенсивно заполняться сначала паралической, а позднее лимнической угленосными молассами.

В результате саурской складчатости на площади Джунгаро-Балхашской варисцийской системы происходит замыкание геосинклиналей и существенная консолидация земной коры. С этого момента эти участки вступают в орогенную стадию развития и в их пределах начинает формироваться верхний наложенный структурный этаж, представленный комплексом континентальных вулканитов и сопутствующих им комагматичных интрузий гранитоидов. Накопление вулканитов происходило в локальных замкнутых вулканотектонических депрессиях (Шерба, 1966; Трифонов, 1967); при этом полнота разреза, мощность разреза даже в соседних структурах существенно изменялись. Эти замечания в еще большей степени справедливы по отношению к краевым частям варисцид.

Подобная палеотектоническая обстановка сохранилась практически до конца каменноугольного периода, когда контрастность разно-

направленных движений каледонского и варисийского блоков достигла своего предела. Именно на эту эпоху приходится проявление интенсивных складчато-покровных деформаций, строго локализующихся в пределах краевой системы. В результате возникающих тангенциальных полей напряжений в зоне шовного глубинного разлома развивается интенсивная линейная складчатость, в которую вовлекаются все толщи внутренней зоны. Породы испытывают неравномерные динамометаморфические преобразования (сланцеватость осевых поверхностей, сланцеватость течения с R-линейностью, будинаж, вторичные деформации поверхностей сланцеватости, гофрировку, пloyчатость и т.д.) и горизонтальные перемещения по пологим тектоническим покровам в север-северо-западном направлении, в сторону угленосного прогиба. Возможные максимальные амплитуды горизонтальных перемещений достигали 15 км, в результате чего тектонические покровы, по данным Ю.Ф. Кабанова, оказались мостами, переброшенными через угленосный прогиб, как, например, это имеет место в среднем течении притоков р. Нуры — рек Адильсу и Алтынсу, где отмечаются аллохтонные сланцевые толщи. Движение покровов происходило по поверхностям сместителей сопряженных субширотных надвигов и северо-западных сдвигов. Тела тектонических покровов в процессе движения претерпевали существенные осложнения, расщепляясь на серию более мелких, морфологически подобных тектонических пластин. В процессе описанных складчато-покровных дислокаций и был структурно оформлен Спасский надвиговой пояс. Последующими дислокациями покровные пластины надвигового пояса были расчленены густой сетью параллельных разрывов с вертикальными поверхностями сместителей (сдвиги, сбросо-сдвиги, взбросы). В целом формирование его закончилось к началу пермского периода, так как нижнепермские континентальные вулканиты и пестроцветные молассы (кызылгинская и балатундыкская свиты) располагаются резко несогласно на складчатом основании и практически не затронуты сланцеватостью.

Очевидно, в это же время начинают внедряться позднепалеозойские интрузии, не только занимающие громадные площади в центральных частях варисийской области, но и проникающие на площадь каледонского массива. Если более ранние каменноугольные интрузии севернее системы краевых тектонических швов практически нигде не установлены, то в начале перми интрузии гранитоидов глубоко проникают и внутрь каледонского массива (Баянаульский, Кувский и другие массивы). При этом, как показал анализ геофизических материалов, зоны "гранитизации" в виде узкой полосы вдоль долины р. Бала-Тундык пересекают Центрально-Казахстанский разлом, затем разворачиваются и, вторично пересекая этот разлом, уходят в северо-западном направлении в область эпикаледонского срединного массива. Оценивая положение этих аномалий поля силы тяжести и изостатических, обусловленных позднепалеозойской гранитизацией, относительно выходов девонских вулканитов и вулканического пояса Предчиргизья, устанавливаем, что они точно совпадают с зиянием

в сплошном поясе вулканитов в зоне Центрально-Казахстанского разлома, отмеченным на всех региональных геологических картах. Можно предполагать, что к моменту внедрения пермских гранитоидов уже существовало относительное горизонтальное смещение вулканитов девонского пояса и Предчингизья.

Анализ палеогеографической обстановки осадконакопления морских франских и раннефаменских отложений также достаточно уверенно позволяет реконструировать наличие к этому времени торца вулканического пояса, к которому приспособливается береговая линия трансгрессирующего моря. Коль скоро эти построения справедливы, придется отказаться от представлений о Центрально-Казахстанском разломе как о молодом правостороннем сдвиге.

Заключительным аккордом в истории развития палеозойских палеозойских является формирование аюлинского вулканоплутонического комплекса, выделенного на площади краевой системы и подробно изученного Л.А.Щеголевой (Кабанов, Щеголева, 1974; Щеголева, 1974). Аналогами этого комплекса являются вулканиты семейтауского комплекса и вулканоплутоническая ассоциация Тениз-Коржункульской впадины. Комплекс вулканитов, недавно выделенный из разновозрастных отложений девона и карбона, несомненно обладает всеми признаками самостоятельной и весьма специфической вулканической формации. Все формации предшествующих стадий варисийского развития палеозойских строго подчинялись структурно-фациальной зональности, обусловленной длительным развитием глубинных тектонических швов, породы же аюлинского комплекса располагаются независимо относительно прежних структурно-фациальных границ и установлены практически во всех зонах. Можно утверждать, что формации контрастных кайнотипных щелочных вулканитов знаменуют собой последнюю ступень гомогенизации палеозойского массива в эпоху, предвещающую его вступление на платформенную стадию развития. В это время палеозойский массив, независимо от возраста его отдельных элементов, несомненно представлял единое целое.

Подводя итог рассмотрению особенностей строения и развития широтной зоны сочленения каледонид и варисид, можно констатировать следующее.

1. Устанавливаются четкие пространственная и структурная связи краевой системы с глубинным тектоническим швом.
2. Заложение краевых тектонических швов приходится на начало девонского периода и связано с разнонаправленными движениями крупных блоков земной коры.
3. В развитии краевой системы выделяются два этапа, разделенных моментом обращения знака движения (инверсия) каледонского и варисийского блоков в середине визейского века. Основным содержанием первого этапа являются заложение и формирование краевого вулканического пояса, второго – краевого компенсационного угленосного прогиба.
4. Наиболее интенсивные складчатые дислокации генетически связаны с вертикальными движениями крупных блоков земной коры

по системе глубинных тектонических швов и обусловлены формированием локальных полей тангенциальных напряжений в верхних частях земной коры. В это время области каледонской и варисийской складчатостей представляли собой жесткие консолидированные глыбы, в пределах которых шло образование орогенных структур.

5. Для краевой системы характерны четкая поперечная структурно-фашиальная зональность, иногда осложняющаяся продольной зональностью, а также асимметрия структуры, позволяющие выделять внутреннюю и внешнюю зоны.

6. Отмирание краевой системы происходит во время самой поздней для палеозойских Казахстана складчатости в конце карбона, что еще больше сближает широтную часть краевой системы с субварисийским прогибом Западной Европы, развивавшимся в это же время.

Отмеченные выше особенности строения и развития широтной области сочленения каледонид и варисид достаточно полно укладываются в комплекс признаков, типичных для краевых систем, недавно рассмотренных Л.П. Зоненшайном (1972).

Эволюция представлений о краевых системах шла путем расширения этого понятия. Если сначала Н.С. Шатским краевые системы рассматривались в качестве зон сочленения геосинклиналей и древних платформ, а также особых поперечных структур, располагающихся в теле древних платформ против их входящих углов, то позднее (Пушаровский, 1959, 1969; Богданов и др., 1963) это понятие было распространено на пограничные структуры геосинклинальных систем и молодых платформ.

Исследования в широтной области сочленения каледонид и варисид Центрального Казахстана убеждают нас, что и в рассмотренном выше примере наблюдается весьма близкий характер сочленения геосинклинальной системы и срединного массива. Тем самым последовательное развитие представлений о краевых системах приводит к выводу об общем характере строения и развития зон сочленения геосинклинальных областей и прилежащих консолидированных массивов независимо от возраста их стабилизации.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемьев М.Е., Кабанов Ю.Ф., Юнаковская Ю.В. Опыт геологической интерпретации изостатических аномалий на примере палеозойского Центрального Казахстана. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 10.
- Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Четверикова Н.П., Юнаковская Ю.В. Строение восточной части области сочленения каледонид и варисид Центрального Казахстана по геофизическим данным. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, № 5.
- Богданов А.А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. - Сов. геология, 1954, № 41.
- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, № 1.

- Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 5, 6.
- Богданов А.А., Четверикова Н.П. О тектоническом положении Карагандинского каменноугольного бассейна. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, № 4.
- Богданов А.А., Кабанов Ю.Ф., Канфельд О.М. и др., Стратиграфия и фашии отложений девона окраин Карагандинского бассейна. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, № 6.
- Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. Об основных структурных элементах земной коры. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, № 3.
- Быкова М.С. Стратиграфия и фашиальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., "Недра", 1972.
- Кабанов Ю.Ф. Некоторые вопросы истории развития западной части Центрального Казахстана в фаменском веке. – В кн. "Вопросы региональной геологии СССР". М., Изд-во МГУ, 1964.
- Кабанов Ю.Ф. О покровном строении южного обрамления Карагандинского бассейна. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, № 5.
- Кабанов Ю.Ф., Щеголева Л.А. Позднепалеозойская–раннемезозойская вулканическая серия окраин Карагандинского бассейна и ее положение в структуре палеозойд Центрального Казахстана. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, № 4.
- Казанли Д.Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрических и магнитных полей. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1955, вып. 20.
- Мартынова М.В. Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса западной части Центрального Казахстана. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. XI, М., Изд-во МГУ, 1961.
- Пушаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. – Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 28.
- Пушаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры. Геотектоника, 1969, № 1.
- Русakov М.П. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи. – Изв. Главн. геологоразвед. упр., 1930, вып. 49, № 2.
- Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. – Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 179.
- Суворов А.И., Самыгин С.Г. Матакский тектонический покров в Центральном Казахстане. – Докл. АН СССР, 1963, т. 168, № 3.
- Трифонов В.Г. Позднепалеозойская структура Северного Прибалхашья и ее происхождение. – Труды ГИН АН СССР, 1967, вып. 175.
- Четверикова Н.П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 6.
- Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. – Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Щерба И.Г. Некоторые черты развития северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, № 6.
- Щеголева Л.А. Строение позднепалеозойского–раннемезозойского вулканического массива Аюлы (Центральный Казахстан) и его положение в структуре каледонского среднего массива. – В кн. "Вопр. геологии, геохимии, геофизики при поисках месторождений полезных ископ. и инж.-геол. изыск.". М., Изд-во МГУ, 1974.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАЛЕДОНИД И ВАРИСЦИД ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА (ШИРОТНАЯ ЧАСТЬ)

Е.Ф. Бурштейн, О.Е. Беллев, Ю.Ф. Кабанов,
Г.П. Кошелев, И.А. Кошелева

Выделение А.А. Богдановым (1959) на примере девонского краевого вулканического пояса Казахстана нового типа пограничных структур, а также исследования в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса повысили внимание к металлогеническим особенностям подобных областей. Настоящее сообщение является опытом металлогенического анализа широтной части девонского вулканического пояса и наложенных на него структур краевой системы варисцид, основанного на материале исследований Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ за последние 10–12 лет, а также поисковых, поисково-разведочных и геофизических работ Центрально-Казахстанского геологического управления и других организаций¹.

Начало металлогенических исследований в описываемом регионе связано с именем М.П. Русакова (Русаков и др., 1933), выделившего здесь Спасский рудный пояс (в других его работах называвшийся также Коктасжаргас – или Коктасжал-Спасским) – область развития оруденения медно-порфирового типа, приуроченного к одноименной надвиговой зоне. В металлогенических построениях Н.Г. Кассина (1937) интересна в аспекте рассматриваемой проблемы мысль о повышенной рудоносности "подвижных шельфов" – площадей, переходных от геосинклиналей к областям более древней консолидации ("платформам" и "континентальным глыбам").

В связи с составлением металлогенической карты Центрального Казахстана М.П. Русаковым и К.И. Сатпаевым (1958) развивались представления о принадлежности медного оруденения к медно-порфировому типу поздневарисцидской вторичнокварцитово-формации. К ней относились месторождения, локализованные как в самих гранитоидах (Коктасжал), так и среди эффузивов, под которыми на глубине предполагалось присутствие гранитных массивов.

Н.И. Наконник (1947) первым оценил рудообразующую роль процессов вулканизма в применении к месторождениям, связанным с вторичными кварцитами северной части района (Семизбугу и др.). А.А. Куденко и Т.А. Ахметбеков в 1953–1955 гг. подчеркивали

¹Геологическое строение и развитие этой территории изложено в статьях Б.Я. Журавлева, А.П. Урываевой и др.; О.Е. Беляева, Ю.Ф. Кабанова и др., помещенных в настоящем сборнике.

тесную связь медного оруденения с вмещающими эффузивами нижнего - среднего девона, которые рассматривались в качестве источника металлов для формирования рудных тел. Р.А. Борукаев (1955), оленивая металлогению каледонид северо-востока Центрального Казахстана, относил месторождения Спасской зоны - Коктасжал и Коктасжаргас - к салаирской эпохе.

На металлогенической карте А.И. Семенова в полосе сочленения Северо-Казахстанской и Джунгаро-Балхашской провинций выделялись с севера на юг следующие металлогенические зоны: девонская Семизбугинская (алюмокварциты, медь, свинец и др.), позднепалеозойская Спасская (медь, свинец, цинк) и раннепалеозойская Южно-Карагандинская с оруденением близкого состава (Семенов, 1957). В дальнейшем в общей классификации металлогенических зон был выделен особый тип зон в пограничных частях между разновозрастными складчатыми областями с многокомпонентным оруденением, связанным с комагматичными вулканогенно-интрузивными формациями (Семенов и др., 1967).

В схеме металлогенического районирования Казахстана, разработанной геологами Академии наук Казахской ССР (Есенов и др., 1969), рассматриваемая территория располагается между Баянаульской металлогенической зоной на севере и Жамансарысу-Каркаралинской на юге, частично захватывая Восточно-Нуринаску и Айнасуискую подзоны. Меднорудная Спасская зона не выделялась. По представлению Г.Н. Щербы (1970), эта площадь входит в субширотный полициклический (байкальско-каледонско-герцинский) Тектурмасский рудный пояс. В нем среди других выделена Спасская рудная зона с каледонским колчеданным и прожилково-вкрапленным медным оруденением и наложенной герцинской металлогенией.

Из приведенного краткого обзора видно, в частности, что пограничное положение этой территории между разновозрастными металлогеническими провинциями учитывалось, по существу, лишь А.И. Семеновым. Его представления были отражены на металлогенической карте СССР, составленной коллективом геологов ВСЕГЕИ ("Металлогеническая карта...", 1971).

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Широтный участок области сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана принадлежит полосе сочленения двух металлогенических провинций: каледонской Казахстанской провинции с севера и востока и варисцидской Джунгаро-Балхашской с юга. Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий и прилегающие к нему площади Баянаульского района, представляющие эвгеосинклинальную зону каледонид, претерпевшую варисцидскую тектоно-магматическую переработку, могут рассматриваться как металлогеническая субпровинция каледонской провинции. Краевая система варисцид, обладающая специфическими особенностями металлогении, отличающимися ее

от обеих провинций, выделяется как самостоятельное металлогеническое подразделение, связанное в своем развитии в основном с Джунгаро-Балхашской провинцией. Каледонский фундамент, на котором сформировалась краевая система, наблюдаемый в отдельных выходах в пределах последней, естественно, обладает металлогеническими чертами каледонской провинции.

Для эвгеосинклинальных поздних каледонид северо-востока Центрального Казахстана, с которыми непосредственно контактирует восточная часть краевой системы, характерно медно-порфировое, золото-медноколчеданное и, в меньшей степени, прожилково-вкрапленное медное оруденение. С контрастной трахиандезит-базальтовой формацией среднего-позднего ордовика связано медноколчеданное и колчеданно-полиметаллическое (с золотом) оруденение Александровско-Жосалинской зоны, частично перекрытой девонскими эффузивами внешнего крыла вулканического пояса. Западная часть широтного отрезка краевой системы граничит с относительно слабо рудоносными периферическими областями каледонской складчатой системы.

В пределах краевой системы варисид выделяются две главные металлогенические зоны (рис.). Северная - Семизбугинская¹, в общих чертах соответствующая внешней зоне краевой системы и девонского вулканического пояса, включает преимущественно оруденение, связанное с вулканоплутонической ассоциацией нижнего-среднего девона.

Южная - Спасская - металлогеническая зона соответствует, в общих чертах, внутренней зоне краевой системы. На востоке, как и Семизбугинская зона, она срезается меридиональным Центрально-Казахстанским разломом, на западе четко прослеживается примерно до Тентекского сброса, ограничивающего Карагандинский синклинорий, а далее слабо выражена. Рудоносность ослабевает параллельно с ослаблением деформаций, свойственных внутренней зоне. Спасская зона является существенно меднорудной. Здесь известны также концентрации барита, пирофиллита (во вторичных кварцитах), золотая и свинцово-цинковая минерализация. Металлогения Спасской зоны многоэтапна и растянута во времени от среднего девона (возможно, даже раньше) до конца палеозоя.

Область Нурина синклинория и Карасорской синклинальной зоны не обладает заметной рудоносностью и в металлогеническом отношении слабо изучена. В южной части этой области местами проявлена золотая минерализация в связи с интрузиями карбона. Южнее последовательно располагаются: Тектурмасская металлогеническая зона с раннегеосинклинальной эндогенной сидерофильной минерализацией (хром, предположительно медь и никель) в гипербазитах, более моло-

¹ Авторы стремились сохранить названия, предложенные предшественниками, в тех случаях, когда изменения контуров и содержания выделяемых подразделений не являлись принципиальными.

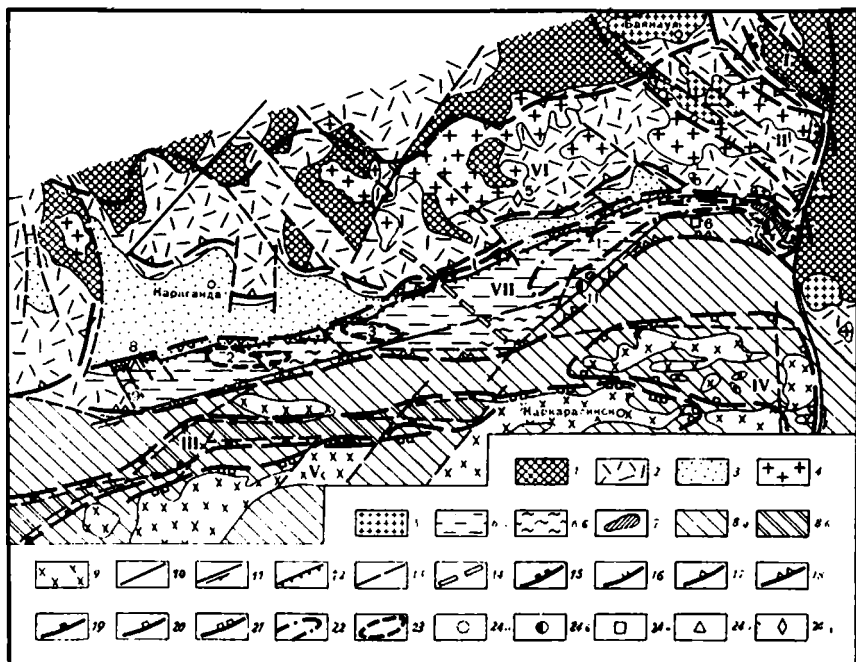


Схема металлогенического районирования широтной части области сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана

1 - Казахстанская (каледонская) металлогеническая провинция. Краевая система каледонид и варисцид, внешняя зона: 2 - вулканы девонского краевого вулканического пояса, 3 - осадочные отложения угленосного прогиба, 4 - девонские гранитоиды, 5 - пермские гранитоиды; внутренняя зона: 6 - дислоцированный комплекс девонских отложений (а) и блоки метаморфизованных ордовикских и более древних пород (б), 7 - среднепалеозойские (?) гранитоиды. Джунгаро-Балхашская (варисцидская) металлогеническая провинция: 8 - синклинии (а) и антиклинории (б), 9 - верхнепалеозойские гранитоиды. Разрывные нарушения: 10 - Центрально-Казахстанский разлом, 11 - сдвиги, 12 - надвиги, 13 - сбросы и взбросы, 14 - разлом, установленный по геофизическим данным. Границы металлогенических зон, Казахстанская провинция: 15 - позднегеосинклиналиных, 16 - посторогенной активизации; крайняя система: 17 - этапа формирования ранне-среднедевонского вулканического пояса, 18 - этапов позднего вулканизма и формирования складчатой структуры; Джунгаро-Балхашская провинция: 19 - раннегеосинклиналиных, 20 - раннеорогенных, 21 - позднеорогенных; 22 - границы рудных зон; 23 - границы рудных узлов; 24 - рудные поля борнит-халькопиритовых руд (а), медно-порфировых руд (б), свинцово-цинковых (в), баритовых (г), андалузит-корундовых (д). Металлогенические зоны: I - Александровско-Жосалинская, II - Кызылсор-Баянаульская, III - Тектурмасская, IV - Восточно-Каркаралинская, V - Калдырминс-

дыми золоторудными проявлениями и концентрациями никеля и кобальта в коре выветривания гипербазитов; Калдырминская зона редкометального оруденения, пространственно и генетически связанного с позднеорогенными гранитами одноименного интрузивного пояса. С востока к последним примыкает Восточно-Каркаралинская зона с оруденением преимущественно раннеорогенного этапа варисцид (железо, золото, медь, свинец, цинк, алунит).

Юго-восточная часть краевой системы варисцид, расположенная на сочленении Джунгаро-Балхашской провинции с Чингизским мегантиклинорием, отделенная от широтной ветви Центрально-Казахстанским разломом (и, возможно, смещенная по нему), во многом сходна с широтной ветвью, но обладает и заметными отличиями, отраженными, в частности, в последовательности проявления и составе продуктов ранне-среднедевонского вулканизма, характере и интенсивности деформаций и др. Внешняя зона подверглась значительно большей денудации, здесь на значительных площадях вскрыт каледонский складчатый комплекс с присущей ему рудоносностью. Для внутренней зоны характерна меньшая степень дислоцированности по сравнению с широтным отрезком, но общий характер рудоносности (медь, в меньшей степени - свинец, цинк) и соотношения с вулканитами сходны со Спасской зоной.

Явления посторогенной тектоно-магматической активизации области каледонид и внешней зоны краевой системы, которые выразились, в частности, во внедрении пермских гранитных интрузий центрального типа, сопровождаемых редкоэлементной минерализацией, позволяют выделить на востоке района Кызылсор-Баянаульскую металлогеническую зону северо-западного простирания. Она протягивается от Центрально-Казахстанского разлома (Кызылсорский массив) через граниты Восточно-Кызылтауского массива к Баянаулу и, вероятно, контролируется обновленными разломами чингизского направления.

СЕМИЗБУГИНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Семизбугинская металлогеническая зона соответствует внешней зоне краевой системы или внешнему северному крылу девонского вулканического пояса. Определяющее значение имеют здесь концентрации абразивного и высокоглиноземистого сырья, пространственно и генетически связанного с вторичными кварцитами, и среди них - уникальное андалузит-корундовое месторождение Семизбугу, а также

кая, VI - Семизбугинская, VII - Спасская. Рудные зоны (цифры в кружках): 1 - Коктасжальская; рудные узлы: 2 - Спасский, 3 - Кызылшюкинский, 4 - Алтынтобинский; рудные поля: 5 - Семизбугинское, 6 - Шоптыкольское, 7 - Коктасжальское, 8 - Жалаирское, 9 - Сарыадырское, 10 - Жунбайское

более мелкие алунитовые месторождения Жаур, Кушоқы, Сарымсак, Ботакора, Малое Семизбугу.

Рудоносные вторичные кварциты центральной и восточной частей зоны, в том числе Семизбугу, принадлежат выделенному Т.О. Федоровым Семизбугинскому вулканическому массиву размерами до 120x30-50 км², сложенному преимущественно породами липаритовой формации нижнего - среднего девона и комагматичными им девонскими гранитами. Характерной чертой массива является обилие вулкано-тектонических депрессий, заполненных мощной толщей липаритовых игнимбригов (Федоров, 1966).

Массив Семизбугу, по данным Н.А. Румянцевой (1965), является полигенетичным. Алунитовые фации и монакварциты генетически связаны с вулканизмом раннего девона, андалузитовые и корундовые фации образовались после внедрения гранитов (т.е. не ранее среднего девона) и могут рассматриваться как продукты контактового метаморфизма ранних фаций. Как установлено О.Е. Беляевым, Н.И. Зардиашвили, Т.О. Федоровым (1968), развитие вторичных кварцитов контролировалось разломами, ограничивающими вулкано-тектонические депрессии, а также мелкими разрывами, использованными девонскими жерловинами и субвулканическими телами. Это позволило предположить, что формирование вторичных кварцитов тесно связано с посткальдерным этапом развития вулканотектонических депрессий. Мелкие проявления свинца, цинка и меди в пределах Семизбугинского вулканического массива, тяготеющие к надинтрузивным зонам девонских гранитоидов, имеют, вероятно, близкий возраст.

Проявления и признаки золотоносности в пределах Семизбугинской зоны часто сопровождаются турмалинизацией. Рядом исследователей они выделены в самостоятельную кварцево-турмалиновую рудную формацию вулканического пояса, связываемую парагенетически с интрузиями гранодиоритового состава (Оправхат, Синева, 1969). Этот тип минерализации еще слабо изучен, однако не исключено, что относимые к нему объекты разновозрастны. Так, на проявлении Пушкинское рудная зона сечет нижнедевонские монцитоны одноименного массива. На месторождении Шешенкара турмалиновыми вторичными кварцитами замещаются субвулканические тела липаритового и трахилипаритового состава, прорывающие не только нижне-среднедевонских вулканы, но и более поздние тела диоритов. Упомянутые субвулканические тела сопоставляются с аюлинским вулкано-плутоническим комплексом (Шеголева, 1973). Золото-турмалиновая минерализация, таким образом, может частично относиться к наиболее позднему этапу палеозойской истории региона.

Отдельные месторождения меди (Хаджиконган, Алтынтюбе) и проявления золота южной, периферической части внешнего крыла вулканического пояса, захваченной более поздними тектоно-магматическими процессами, рассматриваются в составе Спасской металлогенической зоны.

Кварцевожильно-грейзеновые штокверковые проявления Аиртас, Сарыэспе и др., связанные с посторогенными гранитами восточной

части Семизбугинской зоны, выделяются в наложенную на нее упомянутую выше Кызылсор-Баянаульскую зону. Собственно Семизбугинская зона слабо насыщена проявлениями металлических ископаемых, но ее перспективы не могут считаться окончательно определенными.

СПАССКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Определяющей чертой Спасской металлогенической зоны является приуроченность к ней всех медных месторождений краевой системы, преобладающей части проявлений и рассеянной медной минерализации. Здесь известны также баритовые залежи, свинцово-цинковые и золоторудные проявления, скопления пиррофиллита во вторичных кварцитах.

Контуры Спасской металлогенической зоны в общих чертах соответствуют переработанной внутренней зоне девонского вулканического пояса, образующей в современной структуре сложно построенное асимметричное антиклинальное сооружение (Спасский антиклинорий). Его слагают девонские вулканогенные (преимущественно андезитобазальтовые) и осадочные свиты, обрамленные местами с юга блоками ордовикских и, возможно, более древних метаморфических пород (Комадырский, Спасский, Семизбугинский блоки на западе, Матакский, Жунбайский и Теректинский на востоке). Гравиметрические данные свидетельствуют о более широком развитии пород высокой плотности на глубине, как в пределах антиклинальной зоны, так и примыкающей к ней (в восточной части) с юга Карасорской синклиналиной зоны. К наиболее приподнятым из этих блоков приурочены небольшие массивы гранодиорит-плагиогранитового состава (Беляев, Кабанов и др., 1972).

Северная граница Спасской металлогенической зоны совпадает с узкой полосой повышенных градиентов магнитного и гравиметрического полей, отвечающей глубинному тектоническому шву длительного развития. Южная граница выражена менее определенно и местами охватывает прилегающую часть внешнего синклинория варисцид, затронутую аналогичными дислокациями, где также проявлена минерализация "спасского" типа.

Металлогения Спасской зоны многоэтапна. Локальные меднорудные концентрации (Коктасжал) связаны со среднепалеозойскими гранитоидами. Развитие собственно вулканического пояса (ранний - средний девон) сопровождалось образованием мелких месторождений и проявлений меди. Основная же масса как медных, так и баритовых руд, скоплений пиррофиллита, свинцово-цинковой и золотой минерализации связывается с более поздними тектоно-магматическими этапами, отмеченными внедрением локально развитых более молодых вулканитов (преимущественно в субвулканической фации), и формированием складчато-покровной структуры.

Меднорудные месторождения и проявления Спасской зоны принадлежат двум различным рудным формациям: связанной с гранитоидами и вулканогенно-гидротермальной.

1. Первая рудная формация – гидротермальная золото–молибдено–медная, собственно медно–порфировая – представлена месторождением Коктасжал, а также проявлениями Дальним и Жунбай, несколько отличающимися от первого по геологической позиции. На Коктасжале оруденение приурочено к апофизе плагиогранитов среди пород ордовика. Оно контролируется зонами катаклаза и расщепления и образовалось в две стадии: борнит–халькопирит–пиритовую, связанную с гидротермальным кислотным выщелачиванием, и молибденит–халькопирит–пиритовую в локальных зонах калиевого метасоматоза. Выделяются группы дорудных и послерудных даек (Кошелев, 1969). Геологический возраст медно–порфировых руд проблематичен в связи с различными оценками – от позднего ордовика до перми – возраста рудовмещающих гранитоидов. Цифры абсолютного возраста по калий–аргоновому методу, дающие среднекаменноугольный и пермский возраст отдельных интрузивных фаз ("Каталог определений...", 1971), сомнительны, поскольку граниты метаморфизованы; геологические же соотношения с девонскими вулканами могут быть истолкованы неоднозначно. На данной стадии изучения нельзя исключать возможность позднекаледонского возраста медно–порфировых руд¹, которые в этом случае могут быть сопоставлены с аналогичными месторождениями юго–восточной части Чингиз–Тарбагатайского мегантиклинория.

2. Вторая – вулканогенно–гидротермальная формация прожилково–вкрапленных борнит–халькопиритовых руд – характеризуется очень простым, чисто медным маложелезистым составом: халькопирит, гипогенный борнит, в подчиненном количестве присутствуют пирит и блеклые руды. По геологическим условиям локализации и, вероятно, по возрасту оруденения она может быть подразделена на три группы, или субформации (Беляев, Бурштейн и др., 1971).

К первой субформации отнесены месторождения, связанные с выводными каналами кислых лав среднего девона: на востоке – Коктасжартас, неосновательно относимое многими геологами к медно–порфировому типу, на западе – Теректы. Они приурочены к северной, моноклиальной части внутренней зоны вулканического пояса (Теректы, возможно, к южной части внешней зоны). Оруденение локализовано в липарито–дацитовых лавах и лавобрекчиях жерловой фации (Кошелев, 1971).

Вторая субформация включает несколько мелких месторождений: Хаджиконган, Шайтанды, возможно Жетьмшоку, и подавляющее большинство медных проявлений Спасской зоны. Для основных объектов важным признаком является ассоциация оруденения с субвулканическими телами андезито–базальтовых порфиритов послесреднедевонского (предположительно позднедевонского) возраста, в ряде мест, например, в Малик–Кайнарском грабене, непосредственно прорывающими

¹Это мнение разделяется не всеми авторами.

живетско-франские вулканогенно-осадочные породы. Рудоконтролирующими здесь являлись, вероятно, каналы внедрения магматических масс, фиксируемые рвущими телами, и другие локальные разрывы. К этой же группе, с некоторой долей условности, отнесено большое количество мелких проявлений, залегающих в зонах дробления и рассланцевания девонских вулканитов и не имеющих явных признаков связи с субвулканическими телами. Важная роль послесреднедевонских вулканитов в локализации медного оруденения подтверждается поисково-разведочными работами последних лет в западной части Спасской зоны (Решко, 1973).

В третью субформацию выделены месторождения и проявления меди, связанные с формированием чешуйчатых надвигов и покровов южного крыла Карагандинско-Ачисуйского синклинория в западной половине Спасской зоны. На месторождении Алтынтюбе, расположенном во фронтальной части Алтынсуйского покрова, оруденение локализуется в породах автохтона – фаменских известняках и отчасти в подстилающих порфиритах среднего девона, в то время как аллохтонные сланцевые толщи фамена и турне безрудны. Эти соотношения открывают возможность поисков скрытого оруденения на площадях развития покровных структур. На месторождении Кызылшоки структурные условия локализации иные. Здесь медное оруденение приурочено к тектонически раздавленной пластине фаменских известняков, лежащей на порфиритах среднего девона и перекрытой покровом живетско-франских пород. В северной части рудного поля, где известняки рудовмещающего горизонта слабее деформированы и приобретают нормальную мощность, они практически безрудны. Контроль оруденения поздними деформационными структурами не позволяет согласиться с отнесением этих месторождений к вулканогенно-осадочным, как это считают И.В. Орлов и ряд других исследователей. Приуроченность к зонам чешуйчатых надвигов отмечается также для месторождений Жетымшоки, Спасской группы и других. Поскольку надвигами захвачены угленосные толщи карбона, вероятный возраст дислокаций – не ранее среднего карбона (Кабанов, 1971). Оруденение, по-видимому, принадлежит этой же эпохе, хотя смещение рудных прожилков пологими трещинами может указывать на послерудный возраст наиболее поздних дислокаций. Самые молодые жильные проявления в северо-восточных трещинах, секущих надвиговые зоны, возможно, имеют регенерационную природу.

Следует отметить, что на многих меднорудных объектах, структурно связанных с надвигами, отмечается присутствие послесреднедевонских субвулканических тел, что сближает эти месторождения со второй группой (Жетымшоки, Спасские проявления и др.). Не исключено, что часть из них представляет собой в действительности месторождения более ранней возрастной группы, вовлеченные в движения по надвигам. С другой стороны, отнесение субвулканических тел к позднему девону также в достаточной степени условно; их возраст в ряде случаев может быть и более молодым. Близость вещественного состава и геохимических

особенностей всех выделяемых субформаций (в особенности второй и третьей) позволяет объединять их в одну вулканогенно-гидрогермальную рудную формацию.

Месторождения, которые можно отнести к этой формации, известны и в других районах Казахстана. Это – Беркара, Калмактас, Домрат и другие в Предчингизье (Бурштейн, Веймарн и др., 1968), Кожанчадская группа в Северо-Восточном Казахстане, возможно также Успенское месторождение и другие. Все они локализованы в зонах с проявлением активного девонского вулканизма и интенсивных последующих дислокаций.

Выделение меднорудных формаций и субформаций, а также другие вопросы металлогении меди в Спасской зоне подкрепляются результатами геохимических исследований (Кошелева, 1971).

Наиболее важными из них являются следующие.

1. Выделенные группы медных месторождений и рудопроявлений обладают геохимической близостью и в то же время характеризуются различными наборами элементов, находящихся в рудах в относительном избытке или дефиците (по сравнению со средним типом). Был рассчитан ряд геохимических показателей (один из наиболее информативных $\nu = \frac{Cu \cdot Pb}{Mo \cdot Co}$), помощью которых четко отбиваются, с одной стороны, медно-порфировые руды ($\nu = 10-300$), с другой – месторождения, связанные с жерловинами кислого состава ($\nu = 1 \cdot 10^6 - 2 \cdot 10^6$), от объединенных второй и третьей субформаций борнит-халькопировых руд ($\nu = 1 \cdot 10^3 \cdot 10^5$), геохимические различия которых проявлены нерезко. Геохимические различия между рудными формациями в целом более значительны.

2. Установление низких (на уровне кларковых и меньше) фоновых содержаний меди в вулканитах нижнего – среднего девона, в частности, в андезито-базальтовых порфиритах и туфах салкынтауской свиты среднего девона, заключающей до 80% мелких концентраций меди Спасской зоны, не подтверждает распространенных представлений об изначальной повышенной медености вулканитов и возможности возникновения концентраций меди путем ее последующего переотложения. Это подтверждается и отсутствием “отрицательных” околорудных ореолов. Проявления, поля и точки рассеянной минерализации могут, таким образом, служить индикаторами возможной рудоносности более глубоких горизонтов. Приуроченность концентраций меди к основным вулканитам этого возраста объясняется, с одной стороны, связью тех и других с тектонически активной глубинной шовной зоной длительного развития, с другой – благоприятными геохимическими (избыток FeO) и физико-механическими свойствами этих пород.

3. Последовательное повышение содержаний меди в вулканитах андезито-базальтового состава – от более древних к молодым (послесреднедевонским) – может служить косвенным подтверждением связи между меденостью Спасской зоны и развитием очагов основной магмы.

Выявляется четкое различие в характере размещения медного оруденения борнит-халькопиритовой формации в пределах восточной и западной частей Спасской зоны. На востоке медная минерализация рассеяна и распределена более равномерно, образуя протяженную Коктасжартасскую меднорудную зону, в которой отмечаются небольшие группы проявлений и одно-два месторождения. В западной части при меньшем числе проявлений они сосредоточены преимущественно в локальных рудных узлах - Сарыадырском, Спасском, Кызылшокинском, Алтынтубинском; число месторождений здесь в несколько раз больше, отдельные из них приближаются к средним по масштабу. Граница между площадями с различными типами размещения минерализации близка к установленному Ю.В. Юнаковской по геофизическим данным крупному поперечному глубинному шву, не фиксируемому в поверхностной структуре (Беляев, Кабанов и др., 1972). Западная и восточная части Спасской зоны различаются и по характеру тектоники: существенно складчатой, осложненной взбросами, на востоке и складчато-покровной - на западе. Поперечные глубинные разрывы меньшего масштаба установлены на ряде рудных полей (Шоптыколь - Дальнее, Коктасжал, Жунбай и др.) и, возможно, влияли на локализацию оруденения.

Намечается также связь ряда меднорудных узлов и полей (Спасского, Жунбайского, Малик-Кайнарского, Коктасжалского) с блоками неглубокого залегания древних пород, в том числе перекрытыми девоном.

Месторождения и проявления баритовых и барит-полиметаллических руд располагаются в вулканогенно-осадочных и карбонатных породах среднего - верхнего девона и представлены двумя типами, относящимися, возможно, к различным рудным формациям. Свинцово-цинковые, содержащие барит руды Шоптыколя залегают в расланцованных живецких породах, прорванных субвулканическими телами кислого и основного состава. Баритовые (со слабой свинцово-цинковой минерализацией) руды месторождения Жалаир в карбонатных породах фамена протягиваются (с перерывами) на 11 км вдоль южного крыла Карагандинского синклинария, осложненного крупным надвигом. Бариты образовались на небольших глубинах путем выполнения полостей отслаивания в сочетании с метасоматозом; они практически не затронуты тектоническими воздействиями. Характерно, что на расположенном поблизости однотипном баритовом проявлении Шарыкты оруденение локализовано лишь в юго-западном запрокинутом и осложненном надвигом крыле частной синклинали.

По геологическим условиям локализации эти месторождения близки, соответственно, ко второй и третьей субформациям борнит-халькопиритовых руд; это может указывать на их вероятную структурную и возрастную близость.

Кварциты Спасской и Суранской групп, заключающие скопления пиррофиллита, принадлежат к более молодой возрастной группе по сравнению со вторичными кварцитами Семизбугинской зоны. Они

накладываются на субвулканические тела послесреднедевонского возраста, на продольные разрывы и зоны расщепления; в Спасской группе (массив Кульджумур) кварцитизация затрагивает также фаменские известняки.

Выявленные недавно признаки рудоносности метаморфических пород Матакского горста, а также фаменских базальных конгломератов, генетический тип и геологический возраст которых пока не ясны, заслуживают дальнейшего изучения.

Полоса сочленения каледонид и варисцид в изученной части обладает рядом металлогенических особенностей, существенно отличающих ее от смежных провинций 1) резко выраженной дифференциацией оруденения внешней и внутренней частей краевой системы по составу и возрасту минерализации; 2) длительностью металлогенического развития внутренней зоны при халькофильном характере оруденения и неоднократном повторении сходных минеральных ассоциаций. Последнее может объясняться длительностью развития глубинных рудогенерирующих очагов основной магмы, неоднократно активизировавшихся в мобильной зоне, прилегающей к главному глубинному структурному шву краевой системы.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев О.А., Зарднашвили Н.И., Федоров Т.О. Геологическое положение массива вторичных кварцитов Семиз-Бугу. - Вести. Моск. ун-та, серия геол., 1968, № 6.
- Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Четверикова Н.П., Юнаковская Ю.В. Стрoение восточной части области сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана по геофизическим данным. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, № 3.
- Беляев О.Е., Бурштейн Е.Ф., Кабанов Ю.Ф., Кошелев Г.П., Кошелева И.А., Четверикова Н.П., Юнаковская Ю.В. Медное оруденение Спасской металлогенической зоны (основные типы, закономерности размещения и перспективы поисков). - В кн. "II Всесоюз. совещ. по медно-порфировым рудам". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971.
- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, № 1.
- Борукаев Р.А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Бурштейн Е.Ф., Веймарн А.Б., Кошелева И.А., Мясников А.К., Сорокин В.И. Типы медной минерализации и закономерности ее размещения в области сочленения палеозойских структур Чингиза и Прибалхашья. - Вести. Моск. ун-та, серия геол., 1968, № 4.
- Есенов Ш.Е., Каюпов А.К., Ли В.Г., Ляпичев Г.Ф., Мирошниченко Л.А. Металлогеническое районирование Казахстана. - Вести. АН КазССР, 1969, № 1.
- Кабанов Ю.Ф. Проблемы тектоники восточной части Карагандинского бассейна. - В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Кассин Н.Г. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана. - Пробл. сов. геологии, 1937, т. VII.

- Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Восточный Казахстан, М., "Недра", 1970.
- Кошелев Г.П. Верхнепалеозойская гидротермальная молибденит-халькопирит-пиритовая формация восточной части Спасской зоны. - В кн.: "IV научн. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ", Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1969.
- Кошелев Г.П. О строении жерла среднедевонского вулкана Коктасжар-тас и связанном с ним медном оруденении. - В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1961.
- Кошелева И.А. Геохимические особенности Коктасжальско-Спасской меденосной зоны. - В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Металлогеническая карта СССР масштаба 1:2 500 000. Под ред. В.Г.Грушевого, К.Б. Ильина, Г.С. Лабазина и др. Л., 1971.
- Наховник Н.И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. - Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 1.
- Оправхат В.А., Синев О.А. и др. О золотоносности пояса девонского вулканизма в Центральном Казахстане, связанной с турмалинизацией. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1969, № 3.
- Решко М.Я. Металлогенические особенности Спасской зоны смятия (Центральный Казахстан) и принципы составления металлогенических карт при крупномасштабном геологическом картировании. - В кн.: "Пути повышения эффективности геолого-съемочных и поиск. работ". Тезисы докл. на совещ. в г.Ульяновске. М., 1973.
- Румянцева Т.А. Геологическое строение и генезис андалузито-корушодового месторождения Семиз-Бугу. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1967, № 6.
- Русаков М.П., Ваганов И.М., Яговкин И.С. Успенско-Спасский район в северо-восточном Казахстане и его минеральные ресурсы. - Труды Всесоюз. геологразвед. объедин., 1933, вып. 236.
- Русаков М.П., Сатпаев К.И. Металлогенические особенности и закономерности в проявлении эндогенной концентрации меди в недрах Центрального Казахстана. - В кн.: "Материалы научн. сессии по металлоген. и прогноз. картам". Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
- Семенов А.И. Принципы и методы составления металлогенической карты Восточного Казахстана. - Сов. геология, 1957, № 58.
- Семенов А.И., Старицкий Ю.Г., Шаталов Е.Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР. - В кн.: "Закономерн. размещ. полезных ископ.", т. 8, М., "Наука", 1967.
- Соловов А.П., Досанова Б.А., Кошелева И.А. Анализ результатов поисковых литохимических съемок при прогнозно-металлогенических исследованиях. - Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1970, № 4.
- Федоров Т.О. Девонская вулканоплутоническая формация кислой магмы северной части краевого вулканического пояса Казахстана. - В кн.: "Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности". Алма-Ата, "Наука", 1966.
- Щеголева Л.А. Позднепалеозойская-раннемезозойская вулканическая серия окраин восточной части Карагандинского бассейна. - Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1973, № 6.
- Щерба Г.Н. Геотектоногены и рудные пояса (по материалам Казахстана). Алма-Ата, "Наука", 1970.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

А.Б. Веймарн, А.А. Максимов,
А.З. Петренко, С.Б. Розанов

Центральный Казахстан обладает значительными запасами железных и марганцевых руд. Однако возрастающие потребности Карагандинского металлургического комбината делают расширение минерально-сырьевой базы черной металлургии одной из основных задач геологов, работающих в Казахстане.

Месторождения железа и марганца Центрального Казахстана разнообразны по генезису и возрасту. Среди них преобладают месторождения вулканогенно-осадочной группы, включающие объекты джеспилитовых формаций архея – протерозоя и железо-марганцевые более поздние формации; распространены также разновозрастные месторождения контактово-метасоматической группы (рис. 1). Руды магматического генезиса, а также мезокайнозойские месторождения коры выветривания и осадочные редки, промышленной ценности не представляют и в настоящей сводке не рассматриваются. Анализ металлогении железа и марганца в данной работе будет проведен путем выделения рудных формаций. Рудная формация понимается как совокупность месторождений и рудопроявлений, связанных общностью минералого-геохимического состава, геологических условий образования и возраста. Исходя из этого, выделяются следующие основные железо- и марганцеворудные формации: 1) джеспилитовая формация архея-раннего протерозоя; 2) джеспилитовая формация среднего-позднего протерозоя; 3) вулканогенно-осадочная железо-марганцевая формация венда – раннего палеозоя; 4) формация джеспилитовых руд среднего-позднего протерозоя, претерпевших метасоматическую переработку в позднем ордовике; 5) формация железо-марганцевых руд венда – раннего палеозоя, претерпевших метасоматическую переработку; 6) позднеордовикская скарново-магнетитовая формация; 7) гидротермально (вулканогенно)-осадочная железо-марганцевая формация фаменского яруса; 8) раннекаменноугольная формация магнетитовых и титаномагнетитовых песчаников (морские россыпи); 9) позднепалеозойская скарново-магнетитовая формация.

ДЖЕСПИЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ АРХЕЯ – РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Для древних метаморфических комплексов Центрального Казахстана, возраст которых охватывает интервал от архея (бектурганская серия и ее аналоги) до раннего протерозоя (аралбайская и

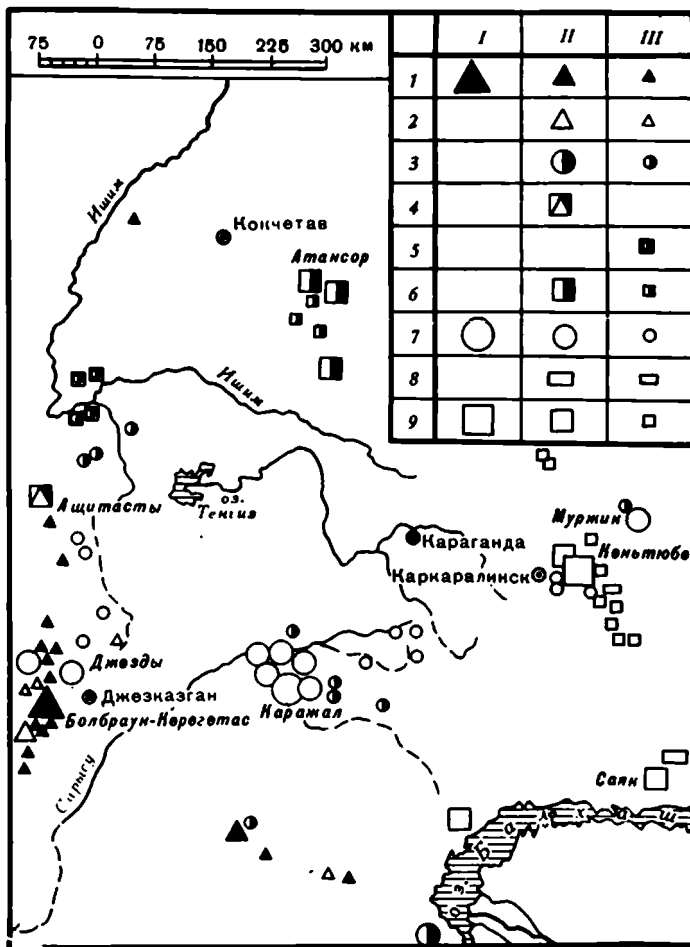


Рис. 1. Месторождения железа и марганца Центрального Казахстана
 I - промышленные, месторождения средние; II - промышленные месторождения мелкие; III - непромышленные месторождения и рудопроявления.

1 - джеспилитовая формация архея-раннего протерозоя; 2 - джеспилитовая формация среднего-позднего протерозоя; 3 - вулканогенно-осадочная железо-марганцевая формация венда-раннего палеозоя; 4 - формация джеспилитовых руд среднего-позднего протерозоя, претерпевших метасоматическую переработку в позднем ордовике; 5 - формация вулканогенно-осадочных железо-марганцевых руд венда-позднего палеозоя, претерпевших метасоматическую переработку; 6 - позднеордовикская скарново-магнетитовая формация; 7 - гидротермально (вулканогенно)-осадочная железо-марганцевая формация фаменского яруса; 8 - раннекаменноугольная формация магнетитовых и титаномagnetитовых песчаников (морские россыпи); 9 - позднепалеозойская скарново-магнетитовая формация

карсакапайская серии Улутуау и их аналоги), свойственны прослой джеспилитов – полосчатых кремнисто-железистых пород, в которых содержание окислов железа составляет 10 – 80%. Число и мощность прослоев джеспилитов возрастает вверх по разрезу вслед за увеличением роли базальтовых и андезито-базальтовых вулканитов. Максимальное количество джеспилитов сконцентрировано в карсакапайской серии и ее аналогах, имеющих существенно спилитовый состав. Мощность прослоев джеспилитов обычно не превышает первые метры и в очень редких случаях достигает 10 – 20 м. Количество джеспилитов в разрезах упомянутых серий составляет доли процента и только в карсакапайской серии Улутуау в отдельных разрезах достигает первых процентов. Прослой обычно выдержаны по простиранию и уверенно прослеживаются на большой площади. Однако из-за незначительной мощности горизонтов промышленный интерес представляют только рудные тела, приуроченные к замкам и шарнирам складок, где за счет перераспределения рудной массы их размеры резко возрастают.

В джеспилитах рудные минералы представлены преимущественно гематитом, в меньшей степени магнетитом и маргитом. Магнетитовые разности чрезвычайно редки и обычно сконцентрированы в тонких прослоях. Важно отметить, что полностью отсутствуют минералы марганца. Вещество джеспилитов представляет агрегат окислов железа и тонкозернистого кварца с отчетливой тонкополосчатой текстурой, которая обусловлена чередованием полос разного состава (по количественным соотношениям окислов железа и кремнезема) и отвечает первичной слоистости. Последнее подтверждается прослоями филлитов, метаморфизованных туфов, безрудных кварцитов в джеспилитах. В разрезах джеспилиты ассоциируют с мелко- и тонкозернистыми метаморфизованными как терригенными, так и вулканогенными породами, среди которых встречаются прослой мраморов и микрокварцитов.

Перечисленные особенности джеспилитов позволяют считать их метаморфизованными хемогенными осадками. Исходное вещество джеспилитов – кремнезем и окислы железа (возможно, соли железа) – поставлялись в бассейны седиментации в связи с процессами базальтового вулканизма, скорее всего подводными гидротермами и газовыми возгонами.

Вертикальное распространение джеспилитов тесно связано с циклической активностью проявления базальтового вулканизма. В периоды вулканической активности в непосредственной близости от вулканических аппаратов хемогенное осаднение и захоронение кремнисто-железистого осадка было невозможно, и рудное вещество либо рассеивалось в массе твердых продуктов вулканизма, либо выносилось в более спокойные участки геосинклинального бассейна. Тонкий осадок гелей кремнезема и окислов железа в наибольшем количестве накапливался в периоды затухания вулканической деятельности за счет веществ, поступавших из жидких и газовых возгонов и захоронялся на участках, где этому способствовали спокойный гидроди-

намический режим и, возможно, благоприятный локальный химизм водной среды. Сочетание этих двух факторов – цикличности вулканических процессов и палеогеографической обстановки седиментации – обуславливает наблюдаемое вертикальное и латеральное распределение джеспилитов в древних метаморфических комплексах.

Для рассматриваемой формации свойственна приуроченность наиболее крупных рудных тел к низам спилигового комплекса в разрезах раннепротерозойских геосинклинальных прогибов (Розанов, Филатова, 1974). Появление заметного количества продуктов кислого вулканизма в верхних частях разреза рудоносной карсакпайской серии сопровождается изменениями в режиме осадконакопления – появлением грубообломочных мелководных фаций, признаков размыва и переотложения синхронных осадков. В этих условиях значительная часть кремнисто-железистых осадков рассеивалась в массе обломочных и вулканогенно-осадочных пород. В сланцах, подстилающих спилитовый комплекс, количество джеспилитов незначительно, очевидно, из-за незначительных масштабов базальтового вулканизма.

Наиболее крупные месторождения рассматриваемой формации сконцентрированы в Южном Улугау, где образуют в совокупности Карсакпайский железорудный бассейн. Он объединяет рудные поля нескольких месторождений (до 14), разведанные запасы которых составляют около 300 млн. т (Узбеков, 1960). Наиболее крупные месторождения бассейна – Болбраун и Керегетас – обладают суммарными запасами около 250 млн. т. Необходимо отметить, что при подсчете запасов глубина подвески для большинства рудных тел составляла 25 м и приведенные цифры не характеризуют истинный масштаб железнакопления в пределах бассейна. Кроме того, результаты крупномасштабных геологических съемок последних лет заставляют пересмотреть структуру рудных полей большинства месторождений, что, по данным Г.В. Жукова и С.Б. Розанова, при сохранении тех же глубин подвески рудных тел позволяет оценивать запасы промышленных руд района величиной порядка 700 млн. т. Меньшие по размерам рудные тела, сложенные джеспилитами, известны в Бетпадале (месторождение Гвардейское), в Центральном и Северном Улугау (месторождение Жетыкыз и др.).

В целом руды этой формации характеризуются относительно низкими содержаниями железа (не более 45%) и гематитовым, реже смешанным гематито-магнетитовым составом, что обуславливает необходимость сложного процесса обогащения.

ДЖЕСПИЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ СРЕДНЕГО – ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Джеспилиты в отложениях средне- и позднепротерозойского возраста распространены значительно меньше, чем в более древних. Они представлены чаще всего маломощными (не более первых метров) слаборудными прослоями, изменчивыми по простиранию. Такого рода прослои встречаются в терригенных и вулканогенно-терригенных

комплексах в виде единичных горизонтов, обычно не образующих крупных рудных тел. Они известны в Южном Улугау, Бетпакдале, в верховьях р. Каракингир.

В Южном Улугау к этой формации относятся рудные тела проявлений Колдыбайшоки, Коскарамола, Канттюбе, Карашоки, принадлежащие разрезу колдыбайшокинской свиты майтубинской серии, незначительные проявления связаны с отложениями боздакской серии (Зайцев, Филатова, 1971). Ряд мелких проявлений джеспилитов известен в средне- и позднепротерозойских отложениях в Восточной Бетпакдале, где они изучались А. Ф. Ковалевским. Прослой джеспилитов отмечены в вероятных аналогах боздакской серии в верховьях р. Каракингир.

Руды рассматриваемой формации в целом близки более древним – в них рудная составляющая лишена марганца и других металлов, кремнисто-железистые разности обычно преобладают, однако сами рудные горизонты, как правило, изменчивы по составу и морфологии и не образуют маркирующих уровней. Среди руд отмечаются разности хлорит-амфиболового состава и, возможно, карбонатно-железистые, а на месторождении Колдыбайшоки рудное вещество цементирует обломочный матрикс. По простиранию горизонты железистых кварцитов, имеющие морфологию прерывистых линз, часто переходят в графитистые разности. Практическое значение формации невелико, и интерес могут представлять лишь руды, претерпевшие метасоматическую переработку.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ ВЕНДА – РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

К данной формации отнесены многочисленные проявления железомарганцевых руд, локализующихся в вулканогенно-терригенных, терригенных и терригенно-кремнистых комплексах позднего докембрия (венда) и раннего палеозоя, известные на южном склоне Кокчетавского массива в районе Ишимской Луки, в Бетпакдале, Западном и Северном Прибалхашье, на крыльях Атасу-Моингинского антиклинория. Спорность суждений о возрасте рудовмещающих толщ для большинства перечисленных районов не позволяет установить в полной мере закономерности возрастного распределения руд для указанного отрезка времени и вынуждает относить к единой рудной формации широкий круг рудопроявлений, по-видимому, отличающихся и по возрасту и по составу.

В целом рассматриваемые комплексы слаборудны и связанные с ними проявления незначительны по размерам. Общей особенностью руд этой формации является наличие в них, помимо железа, заметных количеств марганца – до 10–15, реже до 20–25%. Рудные тела имеют в большинстве случаев небольшую мощность, рудное вещество линз включает окислы железа и марганца, кремнезем и сульфиды в меняющихся соотношениях. На Кокчетавском массиве В. М. Григорьевым описаны руды сидеритового состава.

Для Кокчетавского массива доказана рудоносность братолюбвской серии и шандакской свиты. Последняя принадлежит скорее спаргамитовому комплексу (Зайцев, Хераскова, 1971; Зайцев, Филатова, 1971), который рудоносен также и в Тянь-Шане. Кремнисто-терригенные толщи в Западном Прибалхашье большинством исследователей относятся к кембрию. Железо-марганцевые руды в виде невыдержанных прослоев и линз встречаются в ордовикских отложениях Калмыккульского синклинория (руды проявлений Тасоба, Жюнь-Жень и др. в тасобинской свите среднего ордовика), на крыльях Агасу-Моингинского антиклинория и в Северном Прибалхашье (Новохатский, 1972б). В Бетпақдале в районе гор Юалы маломощные прослои железо-марганцевых руд принадлежат скорее толщам вендского возраста. Наиболее крупные проявления рассматриваемой формации - Бурулгас, Тоймасшоқы, Касагалы и Туяк. Из-за малых размеров и низкого качества руд эти проявления промышленного значения не имеют (Новохатский, 1972б).

ФОРМАЦИЯ ДЖЕСПИЛИТОВЫХ РУД СРЕДНЕГО - ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ, ПРЕТЕРПЕВШИХ МЕТАСОМАТИЧЕСКУЮ ПЕРЕРАБОТКУ В ПОЗДНЕМ ОРДОВИКЕ

К этой формации следует отнести рудные тела месторождения Ашитасты в Северном Улугау, выявленного в последние годы (Новохатский, 1972а). Рудный горизонт месторождения (до 60 м мощностью) вскрыт скважинами и прослежен геофизическими методами на 13 км. Запасы месторождения оцениваются в 50 млн.т при содержаниях железа в 38 - 43%. Метасоматические преобразования руд за счет воздействия массива позднеордовикских гранодиоритов выразились в перекристаллизации кварца и рудного минерала (гематит преобразовался в магнетит) и возникновении новообразований эпидота, актинолита, карбонатов, возможно, апатита. В отдельных пересечениях отмечаются массивные руды. Крутое залегание рудного тела и мощный рыхлый покров (40 - 100 м) над ним ограничивают перспективы этого месторождения, хотя магнетитовый состав полосчатых руд (легкая обогатимость) выгодно отличает их от гематитовых джеспилитов.

ФОРМАЦИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД ВЕНДА - РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ, ПРЕТЕРПЕВШИХ МЕТАСОМАТИЧЕСКУЮ ПЕРЕРАБОТКУ

К этой формации отнесены рудопоявления, приуроченные к контактам гранитоидных интрузий позднеордовикского возраста с рудоносными пачками вендско-раннепалеозойских толщ на Кокчетавском массиве в районе Ишимской Луки (проявления Шолак-Сандык, Братолюбвское, Ишимское и др.) и к контактам гранитоидных интрузий каменноугольного возраста с ордовикскими железорудными отложениями в Северном Прибалхашье (проявление Карашат). Для руд

рассматриваемой формации свойственны высокие содержания железа, магнетитовый, в ряде случаев титаномагнетитовый состав, наличие сульфидов. Руды участками сохраняют полосчатые текстуры, но метасоматическое воздействие приводит к образованию магнетита за счет гематита и перекристаллизации кремнезема, а при более высоких степенях переработки – к образованию полосчатых скарноидов с магнетитом и сульфидами. В последнем случае отнесение руд к первичным вулканогенно-осадочным становится спорным. Для проявлений описываемой формации характерно наличие графитистых пиритоносных сланцев во вмещающих породах. Известные проявления рассматриваемой формации имеют малые размеры, но высокое качество руд, что и определяет их перспективность.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКАЯ СКАРНО-МАГНЕТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Практически все месторождения формации сконцентрированы на севере Центрального Казахстана в пределах меридиональной полосы ($100 \times 30 \text{ км}^2$), образуя Атансорскую группу (месторождения Атансор, Кузган, Телеген и более 30 рудопроявлений). Атансорская группа тяготеет к осевой части каледонского Степнякского синклинория, где развиты нижнепалеозойские голши вулканигов основного и среднего состава, содержащие линзы известняков. Практически все месторождения генетически связаны с позднеордовикским крыккудукским интрузивным комплексом преимущественно гранодиоритового состава, что было подтверждено специальными работами Н.Я.Ященко (1968).

Наиболее важным является месторождение Атансор. Утвержденные запасы – 46 млн.т. Руды высококачественные, магнетитовые, содержащие кобальт. Запасы месторождений Телеген и Кузган невелики – 10 и 15 млн.т. По характеру изменения рудовмещающих пород, составу метасоматитов и руд месторождения Атансорской группы относятся к магнетитовым известково-скарновым. На месторождении Атансор интересно наличие дашкесанита (Сергийко, Магомедов, 1962). Резко подчиненным распространением пользуются водносиликатные проявления, где скопления магнетито-гематитовых руд ассоциируют с амфиболами, хлоритами и эпидотом, редки и скаполит-скарновые проявления. Для большинства объектов Атансорской группы не характерна медная минерализация, однако почти везде отмечаются повышенные концентрации кобальта. Содержания германия в рудах месторождений находятся на уровне кларковых.

В Атансорском рудном районе отсутствуют крупные рудоконтролирующие разломы, подобные наблюдаемым на рудных полях контактово-метасоматических месторождений Урала и Тургая. Процессы скарно- и рудообразования в описываемом регионе контролировались локальными (обычно межпластовыми) нарушениями, развивавшимися в зонах активных контактов соскладчатых интрузий главной фазы крыккудукского комплекса. Породы крыккудукского

комплекса являются производными гранитной магмы, в противоположность габбро-плагиогранитным интрузиям Урала и Тургая. Все это делает неслучайным наличие в Атансорском районе только небольших месторождений. Суммарные запасы могут быть увеличены за счет доразведки известных месторождений и выявления новых небольших по размерам месторождений.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО (ВУЛКАНОГЕННО)-ОСАДОЧНАЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ ФАМЕНСКОГО ЯРУСА

Гидротермально (вулканогенно)-осадочные железо-марганцевые месторождения фаменского яруса содержат практически все промышленные запасы марганцевых и значительную часть железных руд Центрального Казахстана. Среди них А.А.Максимовым в 1958 г. были описаны месторождения джездинского и каражалского типов, приуроченные соответственно к красноцветным терригенным породам среднего девона-франского яруса и карбонатно-кремнистым породам фаменского и турнейского ярусов.

Месторождения джездинского типа характерны для запада Центрального Казахстана, группируясь в Улутавском районе (Джезды, Жаксы-Котр, Найзатас и др.). В работах последних лет (Зайцев и др., 1967; Веймарн, Максимов, Петренко, 1972) сформулирована гипотеза о гидротермально (вулканогенно)-осадочном происхождении месторождений джездинского типа, которая объясняет совмещение в пластовых рудах грубообломочных фракций и рудного цемента, "гидротермальный" их состав, приуроченность к определенному горизонту, литологически неотличимому от надрудного и подрудного, отсутствие зон околорудных изменений и другие факторы. Гипотеза подтверждается установлением вулканической деятельности во время накопления руд. Генетическое единство жильных и пластовых рудных тел месторождений джездинского типа подтверждено исследованием содержаний таллия и германия в них (Воскресенская, Веймарн, 1975). Для джездинского типа в пределах Улутавского района и примыкающих частей Сарысу-Тенизского водораздела выявлен четкий стратиграфический контроль. Все месторождения и рудопроявления приурочены к красноцветным конгломерат-песчаниковым отложениям нижнего фамена, входящим в уйтасскую и дайринскую свиты и знаменующим начало фаменской трансгрессии. Оруденение приурочено в основном к прибрежно-континентальному терригенному типу разреза, изредка - к слоям, переходным к прибрежно-морскому терригенному.

Месторождения каражалского типа наиболее проявлены в Атасуйском районе (Каражал, Ктай, Жумарт, Камыс, Ушкатын и др.). Гипотеза о вулканогенно-осадочном генезисе этих месторождений разрабатывается Е.А.Соколовой (1958), Д.Г.Саложниковым (1963), Г.Н.Щербой ("Геология и металлогения Успенской тектонической зоны", 1967), Н.М.Страховым (Страхов и др., 1968), А.А.Рож-

новым (1967) и сейчас кажется наиболее вероятной. Это подтверждается установлением фаменских вулканитов в Атасуйском районе. Основное время железо-марганценоакпления здесь – поздний фамен. Почти все месторождения и рудопоявления приурочены к сульфидеровому горизонту. Однако детальное сопоставление разрезов отдельных месторождений показывает некоторую разновременность железо-марганценоакпления на западе и юге района, что также свидетельствует о вулканогенно-осадочном генезисе и связано с деятельностью отдельных вулканических очагов.

Все месторождения Атасуйского района приурочены к кремнисто-карбонатному типу разреза застойных впадин морского дна, точнее, к его кремнисто-глинисто-карбонатному подтипу. Эти образования могут рассматриваться как ближневулканические (Страхов и др., 1968). Именно вулканизм и связанные с ним процессы обеспечили поступление в бассейн рудного и кремнистого вещества, определяющего характер осадконакопления. Анализ палеогеографической обстановки (Веймарн, Мартынова, 1975) свидетельствует о том, что месторождения Атасуйского района были приурочены к средней части обширного морского бассейна и отделены от суши с севера и юга полосами развития пород карбонатного типа разреза, представленных в основном органогенными известняками. Это свидетельствует о том, что с прилегающей суши поступало очень мало обломочного материала, не могло идти поступление и заметных количеств кремнезема и металлов, которые в данном случае целиком вулканогенного (эндогенного, гидротермального) происхождения. Эта обстановка чрезвычайно напоминает обстановку современных впадин Красного моря, где происходит накопление железа, марганца и других металлов ("Современное гидротермальное рудоотложение", 1974). А.А. Рожнов (1967), рассматривая в комплексе все железо-марганцевые и барит-полиметаллические месторождения Атасуйского района, предлагает их называть "месторождениями Атасуйского генетического типа". Поскольку мы рассматриваем лишь железо-марганцевые месторождения, вероятно, целесообразнее говорить о каражальском типе месторождений.

По данным В.И. Кавуна (1967), общие запасы Атасуйского рудного района оцениваются в 700–800 млн.т железной, 150–175 млн.т марганцевой и 250–275 млн.т железо-марганцевой руды.

Рассмотрение современных представлений о генезисе месторождений джездинского и каражальского типов, исходя из принятого нами определения рудной формации, позволяет объединить их в одну гидротермально (вулканогенно)-осадочную железо-марганцевую рудную формацию фаменского яруса. Месторождения связаны с очагами вулканизма, функционировавшими в течение фаменского века. Для каждого района Казахстана устанавливается свой преобладающий тип оруденения, в то время как проявления другого типа имеют подчиненное значение.

Анализируя закономерности размещения месторождений гидротермально(вулканогенно)-осадочной железо-марганцевой формации

фамена в пределах Центрального Казахстана, можно отметить следующее.

1. На западе Центрального Казахстана в Улутавском и Сарысу-Тенизском районах преобладают месторождения джездинского типа, приуроченные к прибрежно-континентальному типу разреза и имеющие раннефаменский возраст. В тектоническом отношении эти месторождения характерны для краевых частей Сарысу-Тенизской вариссийской миогеосинклинали (по Ю.А. Зайцеву), фиксируя ее западную, южную и северо-западную границы. Масштабы этих месторождений невелики.

2. Наиболее важными в промышленном отношении являются месторождения каражальского типа. Все крупные месторождения расположены в Атасуйском районе, связаны с центральными частями той же миогеосинклинали и приурочены к отложениям позднего фамена, представленным кремнисто-глинисто-карбонатным подтипом разреза застойных впадин морского дна. Этот подтип сменяет здесь углисто-кремнисто-карбонатные породы раннего фамена, что свидетельствует о длительном существовании застойных условий в фаменском веке.

3. Проявления фаменского базальтоидного вулканизма, с которым, вероятно, связана рассматриваемая формация, довольно локальны, но уверенно прослеживаются и далее на восток в Успенскую зону и Каркаралинский район, где также установлена железо-марганцевая минерализация, близкая к каражальскому типу (Шоинтас, Атабай-Дугулу). Однако здесь тектоническая обстановка не была благоприятной для концентрации рудного материала и образования крупных рудопроявлений и месторождений рассматриваемой формации. Интенсивность и контрастность движений привели здесь к увеличению роли обломочного материала. Это находит свое отражение в типах разрезов, вмещающих оруденение. Более спокойной обстановкой осадконакопления, исходя из структурной позиции, характеризовалось месторождение Муржик в Чингизском мегантиклинории. По возрасту (середина раннего фамена) оно близко к месторождениям джездинского типа, однако оруденение приурочено к границе прибрежно-континентального и морского карбонатного типов разрезов.

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ МАГНЕТИТОВЫХ И ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ (МОРСКИЕ РОССЫПИ)

В Центральном Казахстане титаномagnetитовые песчаники, представляющие собой древние морские россыпи, описаны М.П. Русаковым и Г.П. Бурдуковым в 1957 г. среди визейских песчаников и конгломератов Саяжской мульды. Титаномagnetитовый состав псаммитовой фракции в песчаниках объясняется тем, что размыту подвергались габброидные породы. Рудные горизонты достаточно протяженные, но мощности их невелики. Промышленная ценность в настоящее время недостаточно ясна. Минералогия и обогатимость

саякских проявлений изучалась сотрудниками ВИМСа под руководством В.М. Григорьева.

Подобное, но меньшее по масштабам, рудопроявление Тундых описано в Каркаралинском районе ("Геология и металлогения восточной части...", 1971). Однако среди нижнекаменноугольных отложений залегает горизонт магнетитовых песчаников, исходным материалом для образования которых, вероятно, послужили среднепалеозойские магнетитовые скарны.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения и рудопроявления рассматриваемой формации распространены преимущественно в Джунгаро-Балхашской варисийской складчатой системе, лишь изредка вслед за проявлениями позднепалеозойского магматизма заходят в области более древней складчатости (скарново-магнетитовые рудопроявления, приуроченные к Баянаульскому массиву и др.). Основные промышленные объекты формации - Кеньтюбе в Каркаралинском районе и Каратас в Северо-Западном Прибалхашье.

Месторождение Кеньтюбе вместе с 30 другими проявлениями образует Восточно-Каркаралинскую железорудную зону (Бурштейн, Веймарн, 1964). Высококачественные руды Кеньтюбе (85% запасов - магнетитовые руды с содержанием железа более 50%), благоприятные горно-технические и экономические условия при запасах около 100 млн.т позволяют рассматривать его в качестве дополнительной сырьевой базы Карагандинского металлургического комбината. В 16 км к западу от Кеньтюбе разведуются месторождение Сарыбулак, прогнозные запасы которого оцениваются в 50 млн.т. Большая часть месторождений и рудопроявлений железорудной зоны генетически связана с гранодиоритами и граносиенитами среднекаменноугольного топарского интрузивного комплекса, однако ряд объектов связывается с позднекаменноугольным калдырминским и пермским акчатауским комплексами. Генетическая связь контактово-метасоматических месторождений с интрузиями обосновывается приуроченностью оруденения к высокотемпературным контактовым ореолам, к скарнам и подкрепляется минералого-геохимическими данными и материалами, полученными при изучении элементов-примесей в аксессуарных и рудных магнетитах района ("Геология и металлогения восточной части...", 1971).

В настоящей сводке все контактово-метасоматические месторождения Восточно-Каркаралинской зоны отнесены к одной формации. Однако при более детальном металлогеническом анализе среди них необходимо выделять три субформации, связанные с разновозрастными интрузивными комплексами. Во всех скарновых месторождениях и рудопроявлениях отмечается сульфидная стадия минерализации, в которой резко преобладает пирит и всегда присутствует халькопирит. Однако количественное проявление халькопирита тако-

во, что лишь для нескольких небольших рудопоявлений зоны руды становятся медно-магнетитовыми.

В Восточно-Каркаралинской железорудной зоне отчетливо проявлен стратиграфо-литологический контроль оруденения. Скарново-магнетитовые месторождения и рудопоявления приурочены к вулканогенно-осадочным толщам живетского-фаменского ярусом и, в частности, к наиболее литологически неоднородным пачкам, что облегчает формирование зон дробления, рассланцевания и проявления реакционно-метасоматических процессов. Из 30 скарновых железорудных месторождений и рудопоявлений 20 залегают в фаменских отложениях, 6 - в живетско-франских, 2 - в андезито-базальтах каркаралинской свиты, 1 - в гранодиоритах.

Одной из основных региональных структур, определивших закономерности размещения месторождений и рудопоявлений в пределах железорудной зоны, был Центрально-Казахстанский глубинный разлом. Его влияние на размещение рудоносных интрузий топарского и калдырминского комплексов несомненно. Пересечение глубинным разломом краевой зоны Джунгаро-Балхашской вариссийской системы с ее благоприятными для скарнирования толщами живетского яруса-верхнего девона можно рассматривать в качестве регионального структурного фактора первого порядка, определившего положение полосы скарново-железорудных месторождений в целом. Характерно узловое распределение оруденения. Отмечается приуроченность рудных тел к надинтрузивным участкам со сравнительно пологими контактами интрузивных массивов. Поскольку оруденение связано с процессами инфильтрационного метасоматоза, большую рудоподводящую и рудолокализирующую роль играли разрывные нарушения и тектонические брекчи.

Вероятность выявления крупных месторождений в пределах Восточно-Каркаралинской зоны мала, однако новые месторождения, которые явились бы реальным дополнением к проектируемому руднику Кеньтобе, могут быть обнаружены.

Месторождение Каратас в Северо-Западном Прибалхашье по запасам железных руд относится к категории мелких, однако благодаря присутствию меди и молибдена его промышленная ценность значительно увеличивается. Скарново-магнетитовое оруденение скорее генетически связано с позднепалеозойскими гранодиоритами, хотя присутствие в рудном поле раннепалеозойских и девонских гранитоидов затрудняет однозначное установление генетических связей. Сложность генезиса месторождения Каратас делает условным отнесение его к скарново-магнетитовой формации. Вероятно, правильнее говорить о медно-магнетитовой скарновой формации с наложенным редкометальным оруденением. Несколькими незначительными объектами в Акжал-Аксоранской зоне (Бапы, Уштобе, Жувантобе и др.) исчерпывается список проявлений данной формации в пределах Северо-Западного Прибалхашья.

В Северном Прибалхашье расположена Саякская группа скарновых медных месторождений позднепалеозойского возраста. Месторождения

рождения эти комплексные и могут быть отмечены в данном разделе как крайние члены в ряду скарновые магнетитовые → медно-магнетитовые → медные.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Как видно из изложенного, в истории осадконакопления железа и марганца отчетливо проявлены следующие эпохи рудообразования (рис. 2).

Ранний протерозой – эпоха накопления спилитового комплекса начальных стадий развития древних геосинклинальных прогибов. Железные руды отлагались преимущественно при образовании спилитовой джеспилитоносной толщи, сохраняющей во всех разобщенных выходах единый стиль строения. Горизонты железистых кварцитов локализируются в мощных пачках первично обломочных пород, которые переслаиваются с такими же по мощности пачками базальтовых вулканитов. Обломочные структуры руд чрезвычайно редки; никогда не отмечаются в рудах заметные количества окислов марганца.

Средний – поздний протерозой – эпоха накопления терригенных и терригенно-вулканогенных комплексов. Для нее характерны грубообломочные терригенные породы, сопровождаемые кислыми вулканитами. Основные вулканиты обычно редки и группируются внутри ограниченных интервалов стратиграфического разреза. Джеспилиты в этих толщах встречаются редко и представлены большей частью невыдержанными по простиранию слабрудными прослоями, часто с бластосаммитовой структурой. Ограниченное распространение железистых кварцитов в средне- и позднепротерозойских комплексах объясняется в какой-то мере неблагоприятными условиями для захоронения в них хемогенных осадков, а также незначительным поступлением рудообразующих компонентов, источником которых служил скорее всего базальтовый вулканизм и сопровождающие его газово-жидкие возгоны. В большинстве случаев "обломочные" железные руды, возникшие при пропитывании грубообломочных осадков рудным веществом, появляются на тех стратиграфических уровнях, где имеются признаки базальтового вулканизма. Руды практически лишены окислов марганца.

Позднепротерозойские и раннепалеозойские железорудные комплексы распространены ограниченно, хотя и охватывают значительный возрастной интервал. Для железных руд в этих комплексах свойственны заметные количества марганца – до 10–15%. Среди рудовмещающих комплексов различаются спилито-диабазовый (братолюбовская серия), вендский спарагмитовый, а также терригенно-кремнистые комплексы кембрия – среднего ордовика. Рудоносность комплексов позднего протерозоя – раннего палеозоя незначительна.

В фаменском веке образование железо-марганцевых месторождений происходит на фоне разных фациальных обстановок. Одна-

Формации	<u>AR-PR₁</u> *	<u>PR₂-PR₃</u>	<u>V-Pz₁</u>	O ₃ ~	<u>D₃fm</u>	<u>C₁v</u>	<u>Pz₃</u> ~
Позднепалеозойская скарново-магнетитовая							□
Раннекаменноугольная магнетитовых и титано- магнетитовых песча- ников						▭	
Гидротермально (вулка- ногенно)-осадочная же- лезо-марганцевая фа- менского яруса					○		
Позднеордовикская скарново-магнетито- вая				▣			
Вулканогенно-осадоч- ная железо-марганце- вая вена - раннего палеозоя			◐	▣ ^{1*}			▣ ^{1*}
Джеспилитовая сред- него - позднего про- терозоя		△		▣ ^{1*}			
Джеспилитовая арха - раннего протерозоя	▲						

* Знаки под возрастным индексом обозначают процесс: — длительный вулканогенно-осадочный, — осадочный, ~ прерывистый метасоматический.

^{1*} Руды более древних формаций, претерпевшие метасоматическую переработку.

Рис. 2. Основные железо- и марганцевородные формации Центрального Казахстана

ко наиболее благоприятными для образования крупных концентраций оказались условия застойных впадин морского дна, где на фоне глинисто-карбонатного осадконакопления происходили инъекции кремнезема и рудного вещества, имеющие эндогенное происхождение и связанные с подводной вулканической деятельностью.

Сравнение описанных выше руд разного возраста выявляет определенную направленность в изменении их состава - в докембрии это преимущественно джеспилиты (кремнисто-железистые руды без примеси марганца), на рубеже допалеозоя - палеозоя наряду с кремнеземом и железом заметным компонентом руд становится марганец, а в фаменском веке накопление железа и марганца происходит в сопоставимых масштабах. Подобная эволюция состава руд железа и марганца свойственна и другим регионам. Она скорее отражает глобальные процессы эволюции химизма гидросферы, обусловившие различия в миграционных способностях кремнезема, окислов железа и марганца в разные геологические эпохи (Розанов, 1976)

Рассмотрение марганцево- и железорудных формаций Центрального Казахстана позволяет сделать следующие выводы.

1. Основными эпохами рудообразования можно считать раннепротерозойскую, позднеордовикскую, фаменскую, позднепалеозойскую.

2. По масштабам рудонакопления железорудные эпохи неравноценны. Наибольшие масштабы имеют месторождения джеспилитов раннего протерозоя и вулканогенно-осадочные месторождения фаменского яруса. Поскольку генезис джеспилитовых формаций принимается вулканогенно-осадочным, можно предполагать, что и в протерозое, и в фаменском веке привнос железа в бассейны седиментации связан с процессами базальтоидного вулканизма, а источник железа можно рассматривать как ювенильный подкоровый, по В.И. Смирнову (1976). Несмотря на значительно большую интенсивность базальтоидного вулканизма и большие масштабы железонакпления в протерозое по сравнению с фаменским веком, общие промышленные запасы Карсакапайского и Атасуйского железорудных районов сопоставимы при большей промышленной ценности последнего. Объяснение этому следует искать в различных историко-геологических (структурных, палеогеографических и др.) условиях, по-разному влиявших на концентрацию и рассеяние рудных элементов, а также степени сохранности месторождений.

3. Гораздо меньшие масштабы в Казахстане имело железонакпление в позднеордовикскую и позднепалеозойскую эпохи. Это были эпохи образования контактово-метасоматических месторождений. Сравнение месторождений Атансорской группы и Восточно-Каркаралинской железорудной зоны с контактово-метасоматическими месторождениями Урала, Тургай, Алтае-Саянской области, Южного Тянь-Шаня свидетельствует о том, что максимальные концентрации железных руд связаны с магматическими формациями, являющимися производными базальтовой магмы начальных и средних стадий развития областей эвгеосинклинального типа - "мантийных" гранитоидов, по Л.В. Таусону (1976). И крыкудукский комплекс гранитоидов позднего ордовика, с которым генетически связаны месторождения Атансорской группы, и позднепалеозойские гранитоиды варицид Центрального Казахстана относятся к палингенным гранитоидам (Таусон, 1976, и перспективы их железоносности значительно меньше. Это может служить объяснением небольших размеров контактово-метасоматических месторождений Центрального Казахстана. Источник железа в этом случае ассимиляционный, по В.И. Смирнову (1976). При таком подходе находит себе объяснение приуроченность месторождений Атансорской группы к центральным частям Степнякского синклиория, сложенного породами эвгеосинклинального ряда - фемический регион, по Г.В. Полякову (1967).

Образование месторождений Восточно-Каркаралинской зоны, вероятно, обусловлено пересечением глубинным разломом, оказавшим влияние на размещение рудоносных интрузий, с краевой зоной Джунгаро-Балхашской геосинклинали, заключающей благоприятные для

скарнирования толщи живецкого-фаменского ярусов. При этом одним из источников железа контактово-метасоматических месторождений могут быть фаменские толщи с рассеянным в них железом вулканогенно-осадочного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурштейн Е.Ф., Веймарн А.Б. Восточно-Каркаралинская железорудная зона в Центральном Казахстане и ее положение в геологических структурах. - Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1964, № 6.
- Веймарн А.Б., Мартынова М.В. Закономерности стратиграфической и литофациальной приуроченности железо-марганцевых месторождений в фаменских отложениях Центрального Казахстана и некоторые вопросы их генезиса. - Литология и полезные ископаемые, 1975, № 5.
- Веймарн А.Б., Максимов А.А., Петренко А.З. О гидротермально-осадочном происхождении марганцевого оруденения в красноцветных девонских образованиях запада Центрального Казахстана. - Докл. АН СССР, 1972, т.206, № 2.
- Воскресенская Н.Т., Веймарн А.Б., Виноградова Н.А. Таллий и германий в марганцевых и железных рудах месторождений джездинского типа. - Геохимия, 1975, № 1.
- Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и юго-западного Чингиза. - Материалы по геологии Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата, Изд-во "Наука", 1967.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Новые данные о строении докембрия Улутая. - В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ Байконурского синклиория. - В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана", Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., МГУ, 1971.
- Зайцев Ю.А., Голубовский В.А., Петренко А.З., Марьенко Ю.И. Геологическая позиция марганцевого оруденения в красноцветных девонских отложениях Джезказганского района. - Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1967, № 2.
- Кавун В.И. Основные закономерности локализации марганцевых руд Караджальского рудного поля. - В кн. "Марганцевые месторождения СССР". М., "Наука", 1967.
- Максимов А.А. Типы марганцевых и железо-марганцевых месторождений Центрального Казахстана. - В кн. "Закономерн. размещ. полезн. ископ.", т.1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Новохатский И.П. Железо-кремнистые формации докембрия Казахстана. - В кн. "Геология и генезис докембрийских кремнистых и марганцевых формаций мира". Киев, "Наукова думка", 1972а.
- Новохатский И.П. Железисто-кремнистые формации палеозоя Казахстана. - В кн. "Геология и генезис докембрийских кремнистых и марганцевых формаций мира". Киев, "Наукова думка", 1972б.
- Поляков Г.В. О закономерностях размещения и формирования магнетитовых месторождений в связи с магматизмом. - В кн. "Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири", М., "Наука", 1967.

- Рожнов А.А. О геолого-генетических особенностях марганцевого оруднения западной части Джайлыминской мульды и месте марганцевого оруднения в ряду проявлений железа и полиметаллов района. - В кн. "Марганцевые месторождения СССР"; М., "Наука", 1967.
- Розанов С.Б. Спилитовая джеспилитоносная формация раннего протерозоя Казахстана. - В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. XI, М., Изд-во МГУ, 1976.
- Розанов С.Б., Филатова Л.И. Осадочные образования кератофироспилитового комплекса докембрия Центрального Казахстана и проблема железонакопления. - В кн. "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза". М., "Наука", 1974.
- Русаков М.П., Бурдуков Г.П. Рудный титаномагнетитовый горизонт в нижнекарбоневой осадочной толще Саякской мульды в Северо-Восточном Прибалхашье. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1957, № 1.
- Саложников Д.Г. Караджальское железо-марганцевое месторождение. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 89.
- Сергийко Ю.А., Магометов С.Г. Геологическое строение и локализация скарноворудных тел месторождения Атансор. - Труды ИГН АН КазССР, 1962, т. 6.
- Смирнов В.И. Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры. - В кн. "Источники рудного вещества эндогенных месторождений". "Наука", М., 1976.
- Соколова Е.А. Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железо-марганцевых руд в Джайлыминской мульде. - Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
- Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. - Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 185.
- Таусон Л.В. Гранитоидные магмы, как источники рудного вещества эндогенных месторождений. - В кн. "Источники рудного вещества эндогенных месторождений", "Наука", М., 1976.
- Узбеков М.Р. Карсакпайский железорудный район. - В кн. "Железорудные месторождения Центрального Казахстана и пути их использования", М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ященко Н.Я. Возможности использования состава акцессорного и рудного магнетитов для установления генетической связи контактово-метасоматических месторождений с гранитоидами. - В кн. "Геология Центрального Казахстана", Алма-Ата, "Наука", 1968.

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ КРУПНОМАСШТАБНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕКОТОРЫХ СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

В.С. Милеев

В последние десятилетия в процессе геологического картирования различных масштабов и тематических исследований в Центральном Казахстане собран большой и интересный материал по морфологии складчатых и разрывных структур. Особенно значительный вклад в разработку типизации складчатых форм и разрывных нарушений внесли В.В. Бронгулеев, В.А. Голубовский, Ю.А. Зайцев, А.В. Лукьянов, А.Е. Михайлов, С.Г. Самыгин, А.И. Суворов, В.Г. Трифонов и др. Однако специальные структурные исследования, являющиеся основой для понимания условий формирования и истории развития разнообразных и разновозрастных структурных форм, все еще являются достаточно редкими. Это работы Е.И. Паталаки по Успенской зоне смятия, Каратау, Джунгарскому Алатау, М.В. Гзовского по Каратау, А.В. Лукьянова по Атасу-Моинтинскому водоразделу, Ю.Ф. Кабанова по Спасской зоне надвигов, автора по Южному Улутаяу и некоторые другие. Тем не менее только специальные структурные работы могут раскрыть детали строения структуры, кинематику и динамику их возникновения, стадийность развития, взаимосвязь различных складчатых и разрывных нарушений и в ряде случаев объяснить структурные позиции оруденения. Автор хотел бы данной работой привлечь внимание к этому направлению, которое, к сожалению, все еще отстает.

МЕТОДЫ СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Структурный анализ базируется прежде всего на результатах детального геологического картирования, фиксирующего все особенности морфологии структуры. Картографическое изображение дополняется наблюдениями над пространственным положением и взаимоотношениями слоистости или сланцеватости первого рода, наследующей ее (S_1), кляважа¹ или сланцеватости второго рода, разви-

¹Под кляважем мы понимаем частую систему параллельных трещин, обуславливающую тонкопластинчатую делшимость пород (микролитоны). Сланцеватость – дальнейшее развитие процесса, связанное с новообразованием пластинчатых минералов. Таким образом, сланцеватость является миметическим, более пронизывающим породу образованием.

вающейся по нему (S_1), и различным типам деформационной линейности (L). Слоистость, кливаж и сланцеватость отражают специфику морфологии складок и интенсивность складкообразования. Линейность позволяет однозначно установить направление растяжения, эпохи формирования линейности в складчатой структуре. Деформационная линейность, выраженная объектами трехосной эллипсоидальной формы (гальки, оолиты, кристаллы, трехосные моно- и полиминеральные кристаллические агрегаты, остатки фауны и т.д.) и отличающаяся по вязкости от вмещающей среды, указывает на направление растяжения и тектонического транспорта (Милеев, 1970).

Для восстановления полей палеотектонических напряжений и их изменений во времени в комплексах любого возраста с успехом может быть использован анализ тектонической трещиноватости. Устанавливаются генетические типы трещин – сколы и отрывы. Выделяются разновозрастные парагенезисы сколов и отрывов. Сопряженность сколов устанавливается по следующим признакам: 1) закономерной ориентировке к простиранию; 2) закономерному изменению пространственной ориентировки трещин вместе с изменением положения элементов складки; 3) по штрихам (бороздам) скольжения, находящимся в плоскости, нормальной к линии пересечения этих сколов; 4) однотипному минеральному выполнению; 5) противоположности знаков перемещения по ним; 6) закономерным соотношением с отрывами, генетически связанными со сколами. Отрывы каждого трещинного парагенезиса, как правило, предшествуют сколам и, следовательно, смешаются ими. В схеме они занимают положение, близкое к биссекторному в угле, образованном сопряженными сколами, проходя через линию их пересечения.

Ось главного нормального среднего напряжения (σ_2) отвечает линии пересечения сопряженных сколов. Оси главных нормальных максимального (σ_1) и минимального (σ_3) напряжений находятся в биссекторных плоскостях углов, образованных сопряженными сколами, и перпендикулярны σ_2 . Ось растяжения (σ_1) располагается перпендикулярно к отрыву той же генерации в секторе, выдвинутом по сопряженным сколам от линии их пересечения. Ось сжатия (σ_3) лежит в плоскости отрыва в секторе, смещенном к линии пересечения сопряженных сколов.

В зависимости от количества этапов деформации в тектонической истории могут наблюдаться один парагенезис (пара сопряженных сколов и отрыв) или несколько парагенезисов трещин. Последовательность разновременных парагенезисов трещин определяется по их соотношениям, взаимным смещениям и т.д.

Так как отдельные трещины дают значительные отклонения от среднего положения системы, наблюдения над трещиноватостью должны быть массовыми с последующей статистической обработкой по одной из общепринятых методик. В результате получают усредненные пространственные положения систем трещин, которые и используются для определения палеотектонического поля напряжений. Нахождение пространственного положения осей главных нормальных

напряжений ведется графическим методом, предложенным М.В. Гзовским (1963).

Для целей восстановления условий становления структуры может быть использован оптический микроструктурный анализ (Лукин и др., 1965). Однако отсутствие уверенных общепринятых методов интерпретации результатов значительно ограничивает применение оптического микроструктурного анализа. Другим недостатком метода является суммарность результатов наблюдений, объединяющих подчас ряд этапов деформации, разделить которые в шлифах не всегда удается. В последнее десятилетие созданы модифицированные методы микроструктурного анализа карбонатных тектонитов, способы интерпретации которых убедительно аргументированы экспериментально и теоретически (Казаков, 1967). Однако ограниченность распространения в природе этих пород сужает сферу применения этих форм анализа.

Последнее замечание относится и к использованию для палеотектонических реконструкций деформированных объектов известной первичной формы (в первую очередь оолитов). Исследование деформированных оолитов удобно тем, что они, по существу, являются зафиксированными природой эллипсоидами деформации, дающими не только ориентировку осей деформации, но и ее величину (Белоусов, 1971). Исследования такого рода были проведены Э.Клоосом (1958) в палеозойском структурном комплексе Аппалач, а у нас в стране Е.И. Паталахой (1967).

Однако ни один из перечисленных методов структурного анализа не является универсальным. Наиболее широко может быть использован анализ трещиноватости, но и он сегодня остается пока кинематическим, а не динамическим, не отвечая на вопрос, какой величины достигали тектонические напряжения или каковы были их соотношения.

Несравненно более широкие перспективы перед структурным анализом открывает использование ультразвукового импульсного метода, широко применяющегося для исследования физических свойств минералов и горных пород (Беликов и др., 1970). Как и в оптическом микроструктурном анализе, структурный ультразвуковой импульсный метод (СУИС) выявляет анизотропию физических свойств горных пород, основываясь на принципе Кюри, связывающего симметрию причины и следствия. Таким образом, знание симметрии строения горных пород позволяет восстановить симметрию породившего его поля напряжений.

Основой структурной интерпретации являются следующие положения: 1) горные породы, будучи первично квазиизотропными, в процессе деформации становятся резко анизотропными; 2) анизотропия горных пород определяется: а) анизотропией свойств кристаллической решетки слагающих породу минералов; б) анизотропным строением самой породы, выражающимся в закономерной ориентировке зерен минералов и разделяющих их межзерновых пространств, т.е. ее текстуры; 3) скорости упругих волн в минералах

максимальны в направлениях наименьших межионных расстояний в кристаллической решетке и минимальны в направлениях наибольших межионных расстояний (Беликов и др., 1970); 4) скорости упругих волн в горной породе максимальны в направлении линейности и минимальны в направлении, нормальном к слоистости или сланцеватости (Резанов, Галдин, 1967).

Указанные положения определяют основные факторы интерпретации данных СУИМ.

А. Направление максимальных и минимальных скоростей упругих волн определяется не особенностями кристаллического строения породообразующих минералов, хотя и оно в минералах ориентировано закономерно, а текстурными особенностями породы, связанными с количеством и размерами межзерновых пространств раздела.

Б. Направление максимальных скоростей упругих волн указывает на направление растяжения, а минимальных – либо сжатия, либо ориентировано нормально к слоистости, что определяется по макроскопическим признакам.

В. Различия в значениях скоростей по разным направлениям являются своеобразным мерилем значений, породивших анизотропию строения напряжений, так как они должны быть взаимно пропорциональны (Турчанинов, Панин, 1969; Алейников и др., 1971).

Г. Симметрия внутреннего строения породы определяется симметрией ее макроскопического строения.

Таким образом, СУИМ решает те же задачи, что и оптический микроструктурный анализ, но имеет перед ним ряд преимуществ:

- 1) анализируется не тонкий срез породы, а ее объем, что позволяет получить более точную объемную интегральную характеристику;
- 2) легче производится разделение разновременных деформаций, устанавливаемых полевыми наблюдениями;
- 3) получается представление о количественных соотношениях действовавших напряжений, вызвавших деформацию;
- 4) достигается более подробная физическая характеристика объекта, так как по скоростям упругих волн возможен расчет упругих модулей пород (коэффициента Пуассона, модуля Юнга и т.д.), которые могут использоваться при интерпретации геофизических материалов, в горной механике и т.д. Однако надо отметить, что СУИМ находится еще в стадии разработки и не получил широкого применения (Старостин, 1973).

Кроме перечисленных методов, для оценки характера палеотектонических полей напряжений и величины деформации могут быть использованы наблюдения над будинажем (Кузнецов, 1969; Милеев, 1973, 1974), однако они ограничены избирательным развитием структур будинажа.

Перечисленным исчерпываются в общем методы структурного анализа полей палеотектонических напряжений. По характеру решаемых вопросов они могут быть разделены на две группы: кинематические и динамо-кинематические методы. Кинематические методы структурного анализа, к которым относится анализ деформационной линейности, тектонической трещиноватости и оптический микрострук-

турный анализ, решают задачу восстановления положений осей главных нормальных напряжений. Динамо-кинематические методы, включающие анализ деформированных объектов известной первичной формы, будинажа и СУИМ, помимо указанной задачи, отвечают на вопрос о величинах деформаций и вызвавших их напряжений.

К числу последних нами не отнесено исследование кливажа или сланцеватости, ориентированных вдоль осевых поверхностей складок, так как до сих пор нет единства в трактовке их происхождения. Одни исследователи считают, что кливаж формируется нормально к сжимающим напряжениям (σ_3), а другие, что он возникает в связи с максимальными касательными напряжениями (τ_{\max}). Очевидно, последняя точка зрения является более правильной. Однако в процессе развития кливажа в микроклитонах устанавливается подчиненное генеральному поле напряжений, в котором сжимающее напряжение (σ_3) ориентировано нормально к плоскости кливажа или сланцеватости. Другими словами, возникновение и развитие кливажа связано с двумя разными полями напряжений.

Имеющиеся методы кинематического и динамо-кинематического структурного анализа позволяют уже сегодня решать обширный круг вопросов, связанных с условиями формирования и развития складчатых и разрывных структур. Наши структурные исследования проводились в двух районах Центрального Казахстана, предварительно детально откартированных в масштабах 1:50 000 и 1:10 000.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ КИНЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Первым из них является центральная и южная части варисцийского Карсакапайского поднятия, где были изучены морфология и условия формирования складчатости наиболее древнего протерозойского структурного комплекса, метаморфизованного в основном в фации зеленых сланцев, и наложенных варисцийских синклиналей. Основным методом кинематических палеотектонических реконструкций были анализ трещиноватости и линейности (Милеев, 1971а,б; 1976).

В протерозойском складчатом комплексе по возрасту отложений, формационному составу, проявлению интрузивного магматизма и гранитизации, характеру складчатости и проявлению малых структурных форм (сланцеватостей разного типа, линейности, мелкой складчатости, трещиноватости и т.д.) выделяются три крупные протерозойские структуры: Улутавский (на востоке) и Майтубинский (на западе) антиклинории и разделяющий их Карсакапайский синклинорий¹.

¹ Стратиграфия протерозойских отложений всего Карсакапайского поднятия подробно изложена в работах Ю.А. Зайцева и Л.И. Филатовой (1971 и др.), а Майтубинского антиклинория и Карсакапайского синклинория — в монографиях автора (Милеев, 1976) и С.Б. Розанова (1975).

В антиклинориях развиты синметаморфические крупные, в основном прямые складки по типу промежуточные между брахиформными и линейными, сочетающиеся с соскладчатыми сдвигами. В осевой зоне Майтубинского антиклинория развит более поздний комплекс гранитизированных образований и гранито-гнейсов, образующих линейные складки, опрокинутые на запад под углом $45 - 50^{\circ}$. В Карсакапайском синклинории развиты узкие протяженные линейные складки, опрокинутые на восток.

Рассмотрение особенностей строения антиклинория и синклинория показало, что между ними имеются и другие различия. В антиклинории развита сланцеватость первого рода, наследующая слоистость, V -линейность, параллельная шарнирам и выраженная гальками конгломератов, кристаллами минералов, поликристаллическими моно- и полиминеральными агрегатами; мелкая, главным образом внутрипластовая дисгармоничная складчатость отмечается лишь на замыканиях крупных складок. В синклинории сланцеватость второго рода развивается по кливажу осевой поверхности; наблюдается R -линейность, нормальная к шарнирам складок и параллельная падению - восстанию их осевых поверхностей; широко развита во всех элементах основных складок мелкая осложняющая складчатость.

Исследование трещиноватости в метаморфическом складчатом комплексе Майтубинского антиклинория и Карсакапайского синклинория показало, что эти структуры различаются и по набору соскладчатых трещинных парагенезисов (рис. 1, вклейка). Последние позволили восстановить этапы деформаций в обеих структурах (рис. 2, вклейка).

В Майтубинском антиклинории развито пять систем трещин. Одна система совпадает со слоистостью и сланцеватостью первого рода, и ориентировка ее меняется в широких пределах. Четыре другие системы крутопадающие, причем две системы являются сопряженными сколами, диагонально ориентированными к простиранию шарниров складок, а две - осепродольными и осепоперечными отрывам. Последовательность образования систем такова: осепоперечные отрывы → две системы сколов → осепродольные отрывы. Осепоперечный отрыв и сколы образуют соскладчатый парагенезис трещин (первый этап деформации), указывающий на образование складок в несколько необычной (с традиционной точки зрения) динамокинематической обстановке: широтное сжатие (σ_3^I) ориентировано первично вдоль пластов, нормально к шарнирам складок, долготное растяжение (σ_1^I) - вдоль шарниров (и простирания пластов), а среднее нормальное напряжение (σ_2^I) субвертикально (см. рис. 2, Б). Второму этапу деформации в антиклинории отвечает осепродольный отрыв, свидетельствующий о растяжении (σ_1^{II}) структуры в широтном направлении. Новые сколы на этом этапе не возникали, а частично использовались сколы первого этапа, о чем свидетельствуют местами наблюдающиеся обратные знаки смещения по ним (см. рис. 2, В).

В Карсакпайском синклинии помимо отмеченных парагенезисов трещин (а следовательно, и этапов деформации) выделяется еще один наиболее молодой парагенезис, включающий систему отрыва и две системы сопряженных сколов. Однако ориентировка этих систем уже иная: отрывы субгоризонтальны, а сколы наклонены под различными углами к горизонту и параллельны шарнирам складок. Одна из систем сколов (погружающаяся на запад) почти повсеместно замещается сланцеватостью второго рода и субпараллельна осевым поверхностям запрокинутых на восток складок синклинии. Поле напряжений этого этапа характеризуется близкой к вертикальной ориентировкой растяжения (σ_1^{III}), широтным горизонтальным сжатием (σ_3^{III}) и средним нормальным напряжением (σ_2^{III}), ориентированным вдоль шарниров складок (см. рис. 2, Г). Это поле напряжений является по своему типу традиционным для складчатости продольного расплющивания (Гэзовский, 1963).

Таким образом, формирование протерозойского метаморфического складчатого комплекса по результатам кинематического анализа происходило по следующей схеме (см. рис. 2). На глубине совместно с процессами регионального зеленосланцевого метаморфизма происходит складчатость с образованием складок, промежуточных по форме между брахиморфными и линейными. Эта складчатость является складчатостью продольного расплющивания, но идет в несколько необычном поле напряжений при горизонтальном растяжении (σ_1^I) вдоль шарниров основных складок. Тип складчатости продольного расплющивания, формирующегося в указанном поле напряжений и ассоциирующего с соскладчатыми сдвигами и *W*-линейностью, мы назвали складчатостью продольного горизонтального расплющивания. Несколько позднее в осевой зоне будущего антиклинория начинается рост геоантиклинального поднятия, наиболее вероятно связанного с развитием здесь процессов гранитизации. Гранитизированные образования и гранито-гнейсы, будучи менее плотными (плотность их составляет, по данным Ю.А. Строкина, 2,58 – 2,60 против 2,62 – 2,68 г/см³ у метаморфических пород), всплывают (адвектируют). Формирование геоантиклинального поднятия вызывает обстановку широтного растяжения второго этапа деформации. Этот этап, будучи тектонически более пассивным, чем первый, проявляется как на самом поднятии (более активно), так и в соседнем синклинии заложением осепродольных отрывов и частичном обновлении сколов первого этапа с обратными движениями по ним.

Далее, как нам представляется, когда гранито-гнейсовое ядро поднимается на уровень комплекса Карсакпайского синклинии, в последнем восстанавливается обстановка широтного сжатия – третий этап – за счет “распирающего” действия гранито-гнейсового ядра – уменьшение плотности при гранитизации идет с увеличением объема. Видимо, уменьшение глубины зоны складчатости в синклинии приводит к тому, что здесь растяжение (σ_1^{III}) реализуется в вертикальном направлении и устанавливается традиционное поле

складчатости продольного расплющивания – складчатости продольного вертикального расплющивания в нашем обозначении. Особенности проявления третьего этапа деформации в синклинии состоит в том, что на этом этапе усложнились ранее возникшие на первом этапе складки продольного горизонтального расплющивания. Они линейризовались (по Е.И. Паталахе), т.е. превратились в типичные линейные складки, запрокинутые на восток, за счет многочисленных дифференцированных смещений по поверхностям сланцеватости второго рода, что привело к увеличению их амплитуд и уменьшению ширины.

Для решения вопроса о развитии варисцийской складчатости и поведении при последующих тектогенезах ранее образовавшегося протерозойского складчатого комплекса были изучены по той же методике варисцийские структуры, наложенные на протерозойские. В строении варисцийского комплекса в пределах Карсакпайского поднятия выделяются две зоны: западная – полной, альпинотипной складчатости, развитой в приразломной зоне на Майтубинском антиклинории и каледонском Байконурском синклинии, и восточная – глыбовой складчатости, наложенной на Карсакпайский синклиний. К последней относится и западное крыло Джекказганской впадины, наложенной на Карсакпайский синклиний и Улутауский антиклинорий.

Таким образом, над Майтубинским антиклинорием, имеющим относительно простую складчатость, располагается сложно дислоцированный варисцийский комплекс, а над более интенсивно смятым комплексом Карсакпайского синклиния – несравненно более простые варисцийские складки. Нами были изучены вдоль р.Белеуты варисцийские Жийдинская синклиналь, располагающаяся в зоне Майтубинского антиклинория, Шолакская синклиналь и западное крыло Джекказганской впадины, наложенные на Карсакпайский синклиний. В строении этих структур принимают участие на западе, в зоне разлома, вулканиты среднего состава верхнего девона, терригенно-карбонатная формация нижнего карбона, имеющая на западе, в Жийдинской синклинали, мощность около 1000, а на востоке – около 500 м; и красноцветная моласса среднего – верхнего карбона (до 1100 м).

В Жийдинской синклинали интенсивность складчатости возрастает вверх по разрезу по мере удаления от основания комплекса. В ядре складки запрокинуты на восток и сопровождаются кливажем, надвигами и R -линейностью. Здесь развиты шесть систем трещин против четырех в подстилающем протерозойском комплексе. Здесь, как и в Карсакпайском синклинии, система наиболее молодых сколов, погружающихся на запад, подменена кливажем. На первом этапе деформации альпинотипные складки формировались в поле напряжений складчатости продольного горизонтального расплющивания, а на втором – были линейризованы в поле складчатости продольного вертикального расплющивания.

В Шолакской синклинали и в западном крыле Джекказганской впадины установлено четыре системы трещин (а в комплексе Карсакпайского синклиния – семь), причем наиболее ранним явля-

с осепродольный крутой отрыв, далее возникли осепоперечный суб-
ве, икальный отрыв и две системы околлов,

Первый этап общего растяжения характеризует образование соб-
ственно глыбовой структуры в полном соответствии с эксперимен-
тами по моделированию складчатости поперечного изгиба (Гзовский,
1963). Сначала формировались нормальные к слоистости осепро-
дольные, а затем осепоперечные отрывы (см. рис. 2, Д). На втором
этапе в более вязком (молассовом) комплексе средне-верхнего кар-
бона образуется пара сопряженных осепродольных сколов, отвечаю-
щих растяжению (σ_1^{II}) вдоль пластов и поперек структур, а сжатию
(σ_3^{II}), ориентированному субвертикально нормально к слоям (см.
рис. 2, Е). Надвигание с запада блоков протерозоя привело к ус-
тановлению на втором этапе поля напряжений складчатости продоль-
ного горизонтального расплющивания в пластичном (существенно
карбонатном) нижнекаменноугольном комплексе. Глушина проявления
этой складчатости с учетом палеогеографических реконструкций сос-
тавляет около 2 км (геостатическое давление, вероятно, было около
530 кг/см²).

Таким образом, соотношение трещиноватости в протерозойском
и варисийском комплексах показывает, что количество систем тре-
щин в том и другом противоположно в разных структурных зонах.
Так, над Майтубинским антиклинорием, в котором имеется четыре
системы, в Жийдинской синклинали развито шесть систем трещин,
а над Карсакапайским синклинорием с семью системами в глыбовых
складках имеется всего четыре системы трещин. Это свидетель-
ствует о том, что протерозойский комплекс на последующие склад-
чатые движения реагировал как "жесткая глыба", раскалываясь по
уже имевшимся зонам трещиноватости и разломам на блоки. Осо-
бенно важен этот вывод для зоны альпийской варисийской склад-
чатости (Жийдинская синклинали). Даже в ней не происходит склад-
чатой переработки протерозойской складчатости. Это может свиде-
тельствовать и о том, что каледонская геосинклиналиная складча-
тость также не перерабатывала докембрийской складчатости.

Суммируя выводы по результатам структурных исследований Кар-
сакапайского поднятия, можно прийти к следующему.

1. Тектоническая трещиноватость может быть использована для
анализа кинематических условий формирования складчатости и раз-
рывов не только наиболее молодых в данном районе структурных
комплексов, но и наиболее древних. Особо следует подчеркнуть, что
этот метод применим и к анализу складчатых форм метаморфиче-
ских комплексов.

2. "Консервация" трещиноватости и складчатости более ранних
этапов свидетельствует о том, что последующее тектоническое раз-
витие территории, даже геосинклиналиное, не всегда приводит к
складчатой переработке ранее сформировавшихся структурных ком-
плексов. Последние могут служить сравнительно "пассивным" суб-
стратом геосинклинали, лишь раскалываясь на блоки, подчас очень

малые и незначительно перемещающиеся. Тезис же "складчатой переработки", получивший широкое распространение в геотектонике, требует специальной структурной аргументации.

3. Установлено, что складчатость продольного расплющивания формируется в двух различных кинематических обстановках и, таким образом, может быть подразделена на две разновидности. Складчатость продольного горизонтального расплющивания характеризуется растяжением и вторичным перераспределением вещества в субгоризонтальном направлении – вдоль шарниров складок, а складчатость продольного вертикального расплющивания – в вертикальном направлении, перпендикулярно шарнирам.

Каждая разновидность складок обладает своим парагенезисом мелких структурных форм и характеризуется в разных элементах складок разными значениями мощностей пластичных пород. В складках продольного горизонтального расплющивания нагнетание пластичных пород идет в замки антиклиналей, а в складках вертикального расплющивания они выжимаются в области шарниров как антиклиналей, так и синклиналей. Это обстоятельство нужно учитывать при поисках месторождения стратифицированных железистых кварцитов, ведущих себя как пластичное вещество в процессе складчатости.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ ДИНАМО-КИНЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Несколько иной набор методов структурного анализа был использован нами, совместно с А.А. Жариновым, при изучении строения широтной Новалинской зоны смятия, расположенной в южной части Кызылеспинского антиклинория. Кроме установления строения и тектонической природы этой зоны, важность изучения этой зоны смятия определяется и тем, что на космических снимках устанавливаются аналогичные по ориентировке зоны, проявляющиеся, видимо, в фундаменте расположенной к востоку варисийской Токрауской впадины, и контролирующее размещение раннекаменноугольных синклиналей и интрузий позднепалеозойских гранитоидов.

Породы зоны смятия, ранее относимые либо к кембрию, либо к докембрию, обнажены фрагментарно, прорываясь девонскими гранитоидами и перекрываясь главным образом верхнепалеозойскими субсеквентными вулканитами. Рассланцеванию подверглись ранне-среднепалеозойские стратифицированные карбонатные, терригенные, углисто-кремнистые и вулканогенные породы, а также среднепалеозойские интрузии плагиигранитного комплекса. При ремобилизации зоны частично (менее интенсивно) были рассланцованы девонские гранитоиды. Фрагментарность выходов зоны смятия при ширине около 1 км усложняет задачу изучения этой зоны.

Для выяснения внутреннего строения зоны, ее развития и роли зоны в региональной структуре поле распространения тектонически переработанных пород и его обрамление были откартированы в мас-

штабе 1:10 000. Особое внимание уделялось распространению различных текстурных типов тектонитов¹ и пространственной ориентировке милонитовой полосчатости, гнейсовидности и линейности в них.

В строении зоны можно выделить два участка – западный и восточный, разделенные полем девонских гранитоидов и пермских трещинных интрузий (см. рис. 1, стр. 308). Восточный участок смещен по отношению к западному в северном направлении. Его слагают среднепалеозойские разгнейсованные гранитоиды. Степень разгнейсования гранитоидов различна: от гнейсированных гранитов через гнейсо–граниты, гнейсо–гранодиориты к сланцеподобным меланократовым разностям, отвечающим диоритам, габбро–диоритам. По мере усиления гнейсовидности увеличивается меланократовость пород за счет возрастания роли биотита, часто хлоритизированного. Однако и в наиболее меланократовых разностях иногда отмечаются крупные зерна кварца. По гнейсированным породам развиваются линейные зоны (шириной до 20 м) вторичных метасоматических кварцитов, доходящих до мономинеральных кварцитов, однако всегда сохраняющих реликты гранитного и гнейсового строения. В северной части восточного участка среднепалеозойские разгнейсованные гранитоиды содержат тектонические линзы девонских лейкократовых гранитов, а в южной части по надвигам контактируют с рассланцованными силурийскими образованиями. Зона рассланцевания в этой части круто погружается на север с углами 45 – 60°. Местами эта моноклинал осложнена простыми складками, подчеркиваемыми горизонтами вторичных кварцитов. Отмечается субширотная, близкая к горизонтальной линейность.

Западный участок зоны смятия сложен раздробленными перетертыми песчаниками, карбонатными, углисто–кремнистыми и туфогенными породами силура и, возможно, ордовика, а также габбро среднепалеозойского плаггиогранитного комплекса (рис. 3).

Разделение тектонитов, образовавшихся по различным породам, макроскопически почти невозможно из–за тонкозернистого строения милонитизированных пород и наличия наложенного в приконтактной зоне девонских гранитоидов амфибола. Для оценки величины анизотропии, свидетельствующей о характере дифференцированности поля напряжений, сформировавших зону смятия, использовался СУИМ.

Среди тектонитов по текстурам выделяются четыре типа, представляющие последовательные стадии раздробления, перетирания и рассланцевания пород. Тектониты I рода – брекчированные породы с угловатыми обломками и параллелепипедальными будинами, погруженными в дезинтегрированную минеральную массу милонитов, наиболее тонких в полосчатых зонах. Тектониты II рода – породы с очковым строением, в которых первоначально угловатые обломки

¹ Термин "тектонит" применяется нами к породам, существенно измененным тектонически (главным образом текстура, а иногда и минеральный состав).



250 0 250 500 750 m

- 1 [White box]
- 2 [Diagonal lines, top-left to bottom-right]
- 3 [Vertical lines]
- 4 [Horizontal lines]
- 5 [Cross-hatch pattern]
- 6 [Cross-hatch pattern, different orientation]
- 7 [Cross-hatch pattern, different orientation]
- 8 [Diagonal lines, top-right to bottom-left]
- 9 [Stippled pattern]
- 10 [Dotted pattern]
- 11 [Horizontal lines with dots]
- 12 [Horizontal lines with dots, different orientation]
- 13 [Horizontal lines with dots, different orientation]
- 14 [Horizontal lines with dots, different orientation]
- 15 [Horizontal lines with dots, different orientation]
- 16 [Horizontal lines with dots, different orientation]
- 17 [Horizontal lines with dots, different orientation]

обтерты, оглажены и приобрели эллипсоидальную форму, разделяясь тонко перетертой основной массой милонитов. Тектониты III рода – линзовидно-полосчатые породы с дальнейшим растягиванием и раздроблением эллипсоидальных включений с милонитовой цементирующей основной массой. Тектониты IV рода – тонкополосчатые породы, в которых перемежаются приблизительно равные по мощности милонитовые зоны и зоны сплюснутых обломков. Надо отметить, что сами обломки (очки и т.д.) часто представлены уже милонитами, что свидетельствует о многократности процесса дробления и милонитизации. В тектонитах всех типов наблюдаются кварцевые выделения альпийского типа. В тектонитах I–II рода они локализованы в основном в тенях давления обломков, а в тектонитах III–IV рода, кроме того, образуют многочисленные тонкие прожилки, согласные с милонитовой полосчатостью.

В целом для зоны характерно линзовидно-полосчатое строение, причем в ядре каждой из линз находятся тектониты I рода, сменяющиеся последовательно к периферии тектонитами II, III и IV рода; наиболее широко развиты тектониты IV рода, а наиболее редкими являются тектониты I рода. Таким образом, каждая такая линза отделена от соседних зоной наиболее перетертого материала и, возможно, именно по этой зоне происходили наибольшие смещения, т.е. к ней приурочены основные поверхности разрывов, слетающихся в зоне смятия. Геоморфологически ядро каждой такой линзы является относительно возвышенным, а разделяющие линзы участки – пониженными. Интересно отметить, что линзовидно-полосчатое строение в зоне является как бы внемасштабным – оно видно на аэрофотоснимках, характерно для образцов и, наконец, фиксируется в шифрах.

Исследование плотностей тектонитов в зоне смятия показало, что они характеризуются либо повышенными по отношению к средним справочным данным, либо аномально высокими значениями плотностей. Это связано, видимо, частично с уплотнением породы при пе-

Рис. 3. Геологическая карта западного участка каледонской Новалинской зоны смятия

1 – кайнозойские отложения; 2 – силурийские песчаники и туфы дацитового состава; 3 – ордовикские (?) известняки и углисто-кремнистые сланцы; 4 – раннепермские фельзит- и -гранит-порфиры; 5 – девонские лейкократовые граниты; 6 – среднепалеозойские плагноклазовые граниты; 7 – среднепалеозойские (?) гранит-порфиры; 8 – среднепалеозойские габбро; 9–14 – породы зоны смятия; 9 – кристаллокластические туфы дацитового состава, 10 – существенно кварцевые песчаники, 11 – известняки, 12 – брекчиевидные и очковые тектониты (I и II рода), 13 – линзовидно-полосчатые тектониты (III рода), 14 – тонкополосчатые тектониты (IV рода); 15 – азимут и угол падения милонитовой полосчатости (а) и линейности (б); 16 – разрывы прослеженные (а) и под кайнозойскими отложениями (б); 17 – тектонические контакты между разными типами тектонитов

ретирании, частично с образованием высокоплотных минералов (наложенный актинолит). Изучение распределения плотностей по площади показало, что поле равных плотностей зоны также имеет линзовидное строение. Однако прямая корреляция геологической карты и карты изоплотностей не установлена, видимо, из-за недостаточной обнаженности с разной густотой точек геологических наблюдений и точек отбора плотностей проб.

Анализ ориентировок плоскопараллельных текстур милонитов и линейности, минеральной и образованной обломками, показал, что в западном участке зоны преобладает южное падение милонитовой полосчатости (азимут падения $180^\circ < 50-60^\circ$) и юго-восточное падение линейности (азимут падения $125^\circ < 40^\circ$) (рис. 4).

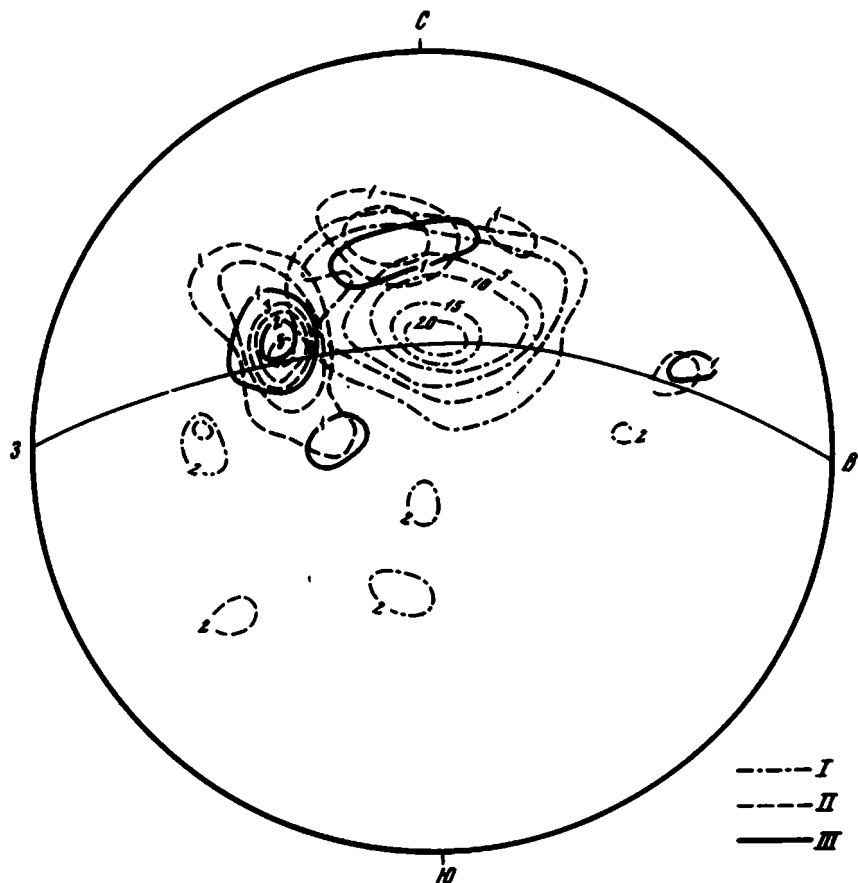


Рис. 4. Диаграмма пространственной ориентировки плоскостной милонитовой полосчатости (1), линейности (2) и максимальных скоростей продольных упругих волн (3) западной части Новалинской зоны смятия (верхняя полусфера). Изолинии плотностей - в точках на 1% площади

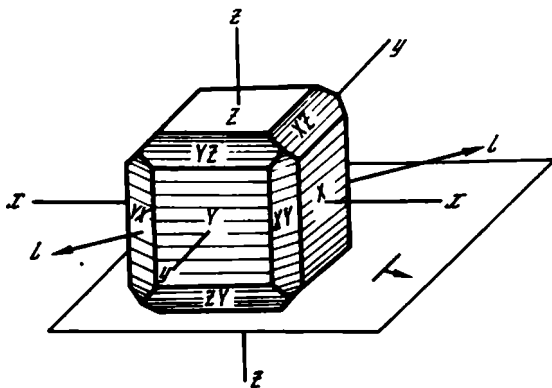


Рис. 5. Схема расположения осей в ориентированных образцах и их соотношений с элементами залегания милонитовой полосчатости и линейности

Кроме того, в 20 точках были отобраны ориентированные образцы для изучения СУИМ. Они привязывались относительно линейности, а при ее отсутствии — относительно линий простирания-падения милонитовой полосчатости (рис. 5).

Проведенное исследование показало, что милониты являются резко анизотропными и в большинстве своем относятся к ромбической системе симметрии (см. таблицу). В общем виде они могут быть охарактеризованы по трем основным направлениям. В среднем соотношения между скоростями продольных упругих ультразвуковых волн в тектонитах III—IV рода зоны равны 1,3–1,4, уменьшаясь до 1,1 в контактовоизмененных тектонитах. Максимальные значения скорости продольных упругих волн совпадают с направлением линейности, а минимальные скорости ориентированы нормально к милонитовой полосчатости. Следовательно, можно полагать, что действовавшие в субдолготном направлении сжимающие напряжения по абсолютной величине в 1,4 раза превосходили растягивающие. Надо иметь в виду, что наблюдаемая зона смятия сформировалась под воздействием максимальных касательных напряжений, возникших в результате действия субдолготного, близкого к горизонтальному, сжатия и близкого к горизонтальному субширотного растяжения, а установленное поле напряжений является его производным. Здесь, в сущности, возникает такое же соподчинение двух полей напряжений, которое мы отмечали при разборе вопроса происхождения кливажа.

Таким образом, описываемая широтная зона смятия, имеющая взбросово-сдвиговую природу, возникла на завершающей стадии каледонского тектогенеза в результате надвигания центральной части Кызылэспинского антиклинария на его южное погружение или, наоборот, в процессе подвигания последнего под ядро антиклинария. Долготный план каледонских образований всего Северо-Западного Прибалхашья свидетельствует о постскладчатом образовании

Скорости продольных упругих волн и значения анизотропии в тектонитах

Номер образца	Тип тектонита	Плотность, г/см ³	Скорость продольных упругих волн (м/сек) в направлениях					Значение анизотропии		
			x	y	z	$\gamma x = l$	$xy = ll$	$\frac{V_p^l}{V_p^{ll}}$	$\frac{V_p^l}{V_p^z}$	$\frac{V_p^{ll}}{V_p^z}$
			V_p^x	V_p^y	V_p^z	V_p^l	V_p^{ll}			
T-3	Карбонатный тектонит II рода	2,95	5790	5740	5430	6580	5600	1,11	1,21	1,03
T-78	То же	2,93	6870	7030	6470	7480	6700	1,12	1,16	1,04
T-50	Карбонатный тектонит II рода, скарнированный	2,96	6240	6500	6040	6650	6220	1,07	1,10	1,03
T-1	Карбонатный тектонит III рода	2,91	6060	5730	5190	6900	5400	1,28	1,33	1,04
T-2	Карбонатный тектонит III рода, скарнированный	3,03	7250	7150	5757	7380	7100	1,04	1,28	1,24
T-36	Карбонатный тектонит IV рода	2,93	6250	6580	5440	7620	6200	1,23	1,40	1,14
T-61	То же	2,96	6860	6620	5450	7460	6090	1,23	1,37	1,10
T-132	Кремнисто-углистый тектонит IV рода	2,82	5800	5700	4920	5890	5600	1,05	1,20	1,14
T-13	Тектонит IV рода по габбро	3,11	7450	6780	6470	8020	7030	1,13	1,24	1,09

зоны. Зона рассланцевания, формировавшаяся скорее в результате ряда подвижек, обновлялась и в дальнейшем, по крайней мере в связи с эпикаледонским орогенезом, на что указывает рассланцевание прорывающих зону девонских гранитоидов, разгнейсованные разности которых отмечены в гальках нижнекаменноугольных конгломератов. В течение последующей тектонической истории региона, аналогичные по ориентировке зоны, а можно полагать, и подобные по природе, контролировали размещение наложенных синклиналей, выполненных каменноугольными отложениями, а также варисцийских интрузий в Токрауской впадине.

Таким образом, структурные исследования, дополняя данные историко-тектонического анализа, не только уточняют особенности строения и тектонического развития региона, но позволяют конкретизировать структурные позиции месторождений полезных ископаемых и дадут новый материал для суждений об условиях деформаций в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

- Алейников А.Л., Зубков А.В., Халевин Н.И. О возможной связи анизотропии скоростей упругих волн и напряженного состояния земной коры. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 1.
- Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породобразующих минералов и горных пород. М., "Наука", 1970.
- Белоусов В.В. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Гэзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Части III и IV. М., Изд-во АН СССР 1963.
- Голубовский В.А., Милеев В.С. Структурно-фациальная зональность среднего палеозоя Южного Улуту (Казахстан). — Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1971, № 1.
- Казаков А.Н. Методическое руководство по динамическому анализу микро-структурных ориентировок карбонатов. Л., "Наука", 1967.
- Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд. — В кн. "Вопросы структурной геологии". М., ИЛ, 1958.
- Кузнецов Б.И. Значение будинажа для оценки интенсивности тектонических деформаций (на примере беломорского комплекса). — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 7.
- Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ. М., "Наука", 1965.
- Милеев В.С. Линейность и растяжение в складчатой структуре. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 4.
- Милеев В.С. Кинематическая природа метаморфогенной складчатости (на примере протерозойского Майтубинского антиклинория). — В кн. "Вопросы геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971а.
- Милеев В.С. Тектоника протерозойского Майтубинского антиклинория и кинематические условия формирования метаморфогенной складчатости. Автореф. канд. дис. МГУ, 1971б.
- Милеев В.С. К вопросу о развитии будинажа и его использования для оценки величины деформации. — Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1973, № 5.

- Милеев В.С. Будинаж как индикатор интенсивности и условий складкообразования. – Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 2.
- Милеев В.С. Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклинория. – В кн. "Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана". Материалы по геол. и полезн. ископ. Центр. Казахстана, т. XI, М., Изд-во МГУ, 1976.
- Паталаха Е.И. Оценка степени деформированности складчатых толщ. – В кн. "Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана". Алма-Ата, "Наука", 1967.
- Резанов И.А., Галдин Н.Е. О геологическом значении анизотропии сейсмических скоростей в земной коре. – Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 1.
- Розанов С.Б. Спилитовая джеспилитоносная формация раннего протерозоя Казахстана. – В кн. "Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана". Материалы по геол. и полезн. ископ. Центр. Казахстана, т. XI, М., Изд-во МГУ, 1976.
- Старостин В.М. Структурно-петрофизический анализ горных пород и руд.-Геол. руд. месторожд., 1973, № 5.
- Турчаников И.А., Пенин В.И. Оценка эффективности ультразвукового метода определения напряжений в массиве горных пород. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 6.

НЕКОТОРЫЕ ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ГЛУБИННЫХ КАРТ-СРЕЗОВ ПРИ ОБЪЕМНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

В.С. Милеев, И.А. Кошелева, А.В. Тевелев,
А.Б. Веймарн, И.Л. Дорохов

Растущие потребности горнодобывающей и металлургической промышленности страны и Казахстана в частности поставили перед геологической службой задачу всестороннего геологического изучения перспективных площадей, примыкающих к рудным объектам, на глубину с выработкой конкретных рекомендаций по глубинным поискам. Для решения этой проблемы проводятся методические исследования, получившие название объемного геологического картирования. Объемное геологическое картирование (ОГК) – комплекс геологосъемочных, поисковых, геофизических, геохимических и буровых работ, обеспечивающих получение данных о геологическом строении в пределах определенных глубин с известной точностью.

По предложению А.Т. Ситько, Л.Ф. Думлера и В.И. Орлова (Министерство геологии Казахской ССР, Центрально-Казахстанское ТГУ), поддержанному А.А. Богдановым, Центрально-Казахстанская экспедиция МГУ с 1970 г. совместно с Балхашской геолого-геофизической экспедицией проводит разработку методики ОГК в Северо-Западном Прибалхашье. Помимо методических разработок, в процессе проводимых работ должна быть дана оценка медно-порфирового рудопроявления Сортуз и проведено опробование изучаемой территории.

Основными методическими задачами работ являются следующие:

- 1) разработка методов получения информации о геологическом строении для объема земной коры, ограниченного заданной глубиной;
- 2) определение комплекса исследовательских работ и рациональных их объемов;
- 3) установление этапов проведения различных видов работ этого комплекса;
- 4) определение детальности и оценка достоверности полученных данных;
- 5) нахождение целесообразных форм графического изображения результатов исследований.

Решению последних двух задач в основном посвящена наша статья.

Работы по ОГК обеспечены: 1) геологической съемкой поверхности масштаба 1 : 25 000 с использованием материалов цветной и панхроматической печати аэрофотоснимков различных масштабов; 2) площадной магнито- и гравиметрической, электроразведочной съемками и металлотрической масштаба 1 : 25 000; 3) детальными, масштаба 1 : 10 000, площадными, на участках детализации, и про-

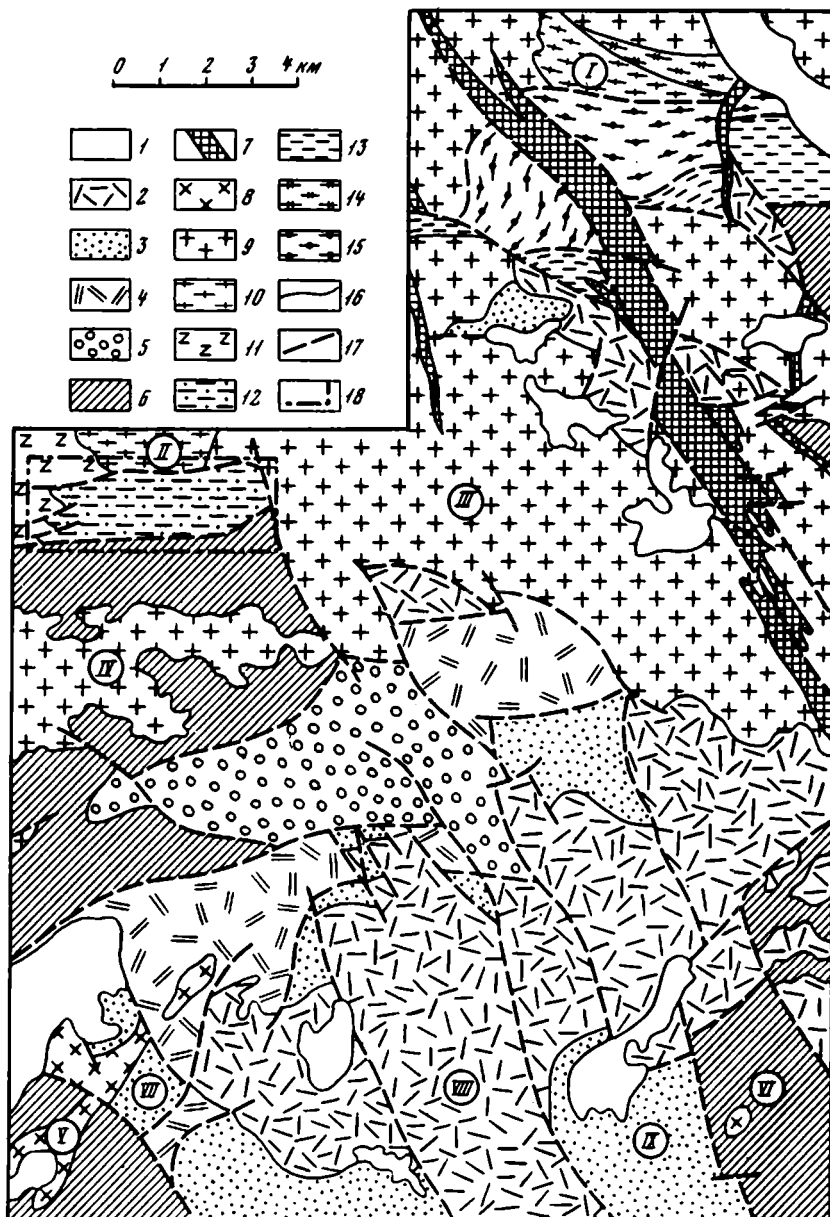


Рис. 1. Схема геологического строения территории объемного геологического картирования – южное погружение Кызылэспинского антиклинория (Северо-Западное Прибалхашье)

1 – кайнозойский платформенный чехол; 2 – варисский субсеквентный вулканогенный комплекс конца раннего карбона–ранней перми; 3, 4 – варисский складчатый комплекс: 3 – турне–ранне-

фильными магнито- и гравиметрическими работами; 4) геохимическим опробованием в объеме 22000 проб; 5) структурным и поисковым бурением до глубины 275 м общим объемом 16 000 м; 6) картировочным бурением объемом 2000 м.

Предполагалось, что основной формой графических материалов, отражающих глубинное строение территории до уровня 250 м, будут являться карты-срезы (КС): для глубины 125 м - масштаба 1 : 50 000, а для глубины 250 м - масштаба 1 : 200 000. Понятие "масштаб карты-среза" ранее определено не было. Допускалось, что определение значения масштаба производится по критериям детальности геологических съемок поверхности соответствующих масштабов.

Для понимания проблем, вставших в процессе ОГК, кратко рассмотрим геологическое строение изучаемой территории, занимающей около 450 км² (рис. 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Район расположен на южном погружении каледонского Кызылэспинского антиклинория, на западе сопряженного с каледонским Западно-Балхашским синклинорием, а с востока и на юге перекрытого варисциийской Токрауской впадиной.

Геологическое строение территории отличается значительной сложностью, так как в ее строении принимают участие четыре склад-

←

визейские терригенные отложения, 4 - позднедевонские (?) вулканогенные образования; 5 - среднедевонская моласса каледонского орогенного складчатого комплекса; 6 - раннесилурийская вулканогенная моласса каледонского геосинклинального складчатого комплекса; 7 - раннепермский комплекс малых трещинных интрузий; 8 - ранне-среднекаменноугольный гранитоидный комплекс; 9 - среднедевонский (?) комплекс лейкократовых гранитов; 10, 11 - среднепалеозойский интрузивный комплекс: 10 - плагиограниты, 11 - габбро; 12 - нерасчлененные ранне-среднепалеозойские породы зоны смятия; 13 - рассланцованные породы нижнего силура; 14 - тектонически перемежающиеся разгнейсованные граниты среднепалеозойского и среднедевонского (?) комплексов; 15 - гнейсо-граниты среднепалеозойского интрузивного комплекса; 16 - стратиграфические и интрузивные контакты; 17 - тектонические контакты; 18 - границы детального участка (см. рис. 3, стр. 300).

Интрузивные массивы: I - Мыншукурский, II - Белькудукский, III - Южно-Шокшанский, IV - Новалинский, V - Сортуэский, VI - Кендыктинский. Синклинальные структуры: VII - Сортуэская, VIII - Серкекырганская, IX - Тасконырская

чатых комплекса¹ и платформенный чехол маломощного кайнозоя, залегающий горизонтально и расположенный локально в северо-восточной и юго-западной частях территории.

Наиболее древние породы района представлены нерасчлененными образованиями нижнего-среднего палеозоя и нижнего силура, формирующими каледонский геосинклинальный складчатый комплекс. Раннесилурийские отложения являются вулканосной молассой, в строении которой принимают участие граувакки и конгломераты, переслаивающиеся с кристаллокластическими туфами, туфобрекчиями и спекшимися туфами преимущественно кислого состава. Вверх по разрезу они сменяются красноцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами с пачкой зеленоцветных терригенных пород. В восточной части территории породы комплекса образуют долготные крупные линейные складки с углами 40–60° на крыльях, а на западе – систему широтных более мелких линейных складок.

На северо-западе района выделяются нерасчлененные отложения раннего – среднего палеозоя, слагающие широтную тектоническую зону смятия. Породы зоны являются тектонитами (милонитами), образовавшимися по терригенным и вулканогенным породам нижнего силура и углисто-кремнистым и карбонатным породам предположительно ранне-среднеордовикской шундинской свиты.

В состав каледонского геосинклинального комплекса входит среднепалеозойский плагиогранитный интрузивный комплекс, представленный интрузиями габбро и плагиогранитов. Для последних характерны явления гибридизма. В северной части территории среднепалеозойские гранитоиды подверглись значительному разгнейсованию до образования гнейсо-гранитов, гнейсо-гранодиоритов, гнейсо-диоритов и гнейсированных габбро с развитием по этим породам линейных зон вторичных метасоматических кварцитов. В этот же структурный комплекс входят лейкократовые калишпатизированные граниты Южно-Шокшанского и Новалинского массивов предположительно среднедевонского возраста. С гранитами связаны имеющие широкое развитие явления ассимиляции среднепалеозойских габбро и пород зоны смятия. Сами граниты в отдельных узких зонах разгнейсованы до калишпатовых гнейсо-гранитов. На крайнем севере территории калишпатовые гнейсо-граниты и ранее указанные гнейсо-граниты среднепалеозойского комплекса, образуя отдельные линзовидные тела, тектонически перемежаются между собой. Это указывает на многократное, по крайней мере двухкратное (до и после внедрения среднедевонских гранитов), проявление тектонической активности в зоне смятия.

Каледонский орогенный складчатый комплекс представлен среднедевонской (?) красноцветной молассой с галькой среднедевонских гранитов, мощностью около 2000 м. Эти отложения, распространен-

¹ Под складчатым комплексом понимаются образования, отвечающие единому естественному геологическому этапу развития, совместно смятые в одну систему складок и интродуцированные интрузиями.

ные локально на западе района, смяты в серию широтных складок, опрокинутых на север. Варисийский складчатый комплекс сложен вулканогенными образованиями верхнего девона (?) и карбонатно-терригенными отложениями турне-нижнего визе. Вулканогенная толща мощностью около 1000 м имеет двухчленное строение: внизу - андезиты и их лавобрекчии; сверху - туфолавы и игнибриты липаритового состава. Турнейские красноцветные и пестроцветные терригенные породы достигают мощности в 1000 м и перекрываются прибрежно-морскими угленосными отложениями нижнего визе. Соотношения между всеми этими членами разреза, насколько можно судить, согласные, или же они разделяются незначительными параллельными несогласиями. Рассматриваемый комплекс характеризуется развитием простых брахискладок глыбовой природы, иногда ограниченных пологими сбросами. Складки имеют северо-западное простирание.

Варисийский субсеквентный вулканогенный комплекс сложен раннекаменноугольными-раннепермскими вулканитами среднего-кислого состава, образующими изометричные складки. Здесь выделяются андезитовая калмакэмельская, липаритовая керегетасская, дацитовая колдарская и липарито-дацитовая кызылкининская свиты общей мощностью от 350 до 1250 м. Есть основания полагать, что выделяющиеся отдельные синклинали имеют вулканоплутоническую природу, о чем свидетельствуют и максимальные значения мощностей развитых в них отложений. К этому структурному комплексу относятся ранне-среднекаменноугольный многофазовый гранитоидный комплекс (топарский) и раннепермский фельзитовый, фельзит-порфировый комплекс (жаксытагалинский) малых трещинных интрузий и даек.

Топарский комплекс имеет три фазы внедрения: 1) габбро и диориты, 2) гранодиориты и 3) граниты. Представлен он двумя массивами: трещинным Сортузским и штокообразным Кендыктинским, с которыми связано медно-порфировое оруденение. Установлено, что гранитоиды комплекса комагматичны андезитам калмакэмельской свиты. Жаксытагалинский комплекс представлен в северо-восточной части района гипабиссальной трещинной интрузией фельзитов и фельзит-порфиров северо-западного простирания. К нему же относится пояс даек гранит-порфирового состава, приуроченный к западной части Южно-Шокшанского массива. Отдельные дайки комплекса широко распространены в восточной части территории. Есть основание полагать, что этот интрузивный комплекс комагматичен эффузивам кызылкинской свиты. Надо отметить, что для всех эффузивных толщ установлены субвулканические и жерловые образования.

Таким образом, рассматриваемый район имеет сложное многоярусное строение, осложненное древней зоной смятия и наличием четырех разновозрастных интрузивных комплексов с разнотипными интрузивными массивами. Сочетания различных по характеру складчатости и морфологии интрузивных массивов комплексов делают район особенно благоприятным для решения методических вопросов. С другой стороны, это разнообразие типов геологического строения в сочетании со слабой обнаженностью значительно усложняет эту задачу.

Для построения КС большое значение имеет устойчивость состава пород, строения стратифицированных, интрузивных комплексов и структурных форм как по латерали, так и на глубину. О латеральной (фациальной) изменчивости мы можем судить, анализируя материал по площади, а об изменчивости на глубину — по очень скромным данным бурения.

Рассмотрение выдержанности состава разных типов осадочных, эффузивных и интрузивных пород, участвующих в строении территории, показало, что практически все выделяемые типы пород определенного возраста по минералогическому составу, структурам и текстурам, т.е. по петрографическому составу, являются выдержанными на всей площади и не меняются до глубины 250 м. Выдержанными являются и их петрохимические, петрофизические и геохимические характеристики. Исключение составляет геохимическая характеристика колдарских и кызылкинских вулканитов в жерловых фациях, центральные части которых обеднены редкоземельными элементами. Однако совершенно иначе обстоит дело с устойчивостью в строении самих комплексов. Как стратифицированные, так и интрузивные разновозрастные комплексы обладают значительной изменчивостью.

Изменчивость строения стратифицированных комплексов обуславливается разными соотношениями отдельных типов пород в разрезах и изменениями мощностей самих разрезов. Так, в строении силурийского комплекса доля участия вулканитов разного состава в основании разреза в разных частях территории различна. На севере преимущественно развиты туфогенные образования дацитового и липаритового составов, а на юго-западе появляются андезиты. Девонские как молассовые, так и вулканогенные толщи характеризуются выдержанным строением. Устойчиво строение и осадочных нижнекаменноугольных отложений.

Сильной изменчивостью некоторых параметров характеризуется толща верхнепалеозойских вулканитов, причем существенно меняется не только характер и состав пород, слагающих разрезы, но в широких пределах изменяются и мощности. Так, калмакэмельская свита в северных выходах представлена андезитами мощностью около 10 м, а на юге — разнообразными туфогенными отложениями, достигающими 300 м, а кергетасская свита на юге, в ядре Серкекырганской синклинали, имеет мощность около 650 м, сокращаясь в ее северном крыле до 120 м.

Изменчивость интрузивных комплексов зависит от разных причин в полифациальных и многофазовых массивах. Так, в девонском гранитном комплексе в Южно-Шокшанском и Новалинском массивах на поверхности наблюдается различное количество лейкократовых гранитов и продуктов ассимиляции ими среднепалеозойских габбро и пород зоны смятия, дающих широкую гамму магматических пород от габбро, диоритов и гранодиоритов к биотитовым и роговообманковым гранитам.

Для Новалинского массива характерно развитие миаролитовых разностей гранитов и почти полное отсутствие продуктов ассимиляции. В Южно-Шокшанском массиве миаролитовые граниты не наблюдаются, а продукты ассимиляции в отдельных блоках по площади составляют до 70%. Породы обоих массивов имеют и разную геохимическую специализацию: новалинские граниты обогащены в сравнении с южношокшанскими редкоземельными элементами. Установленные различия связаны с тем, что оба массива вскрыты эрозией на разных уровнях: Новалинский является апикальной частью интрузива, а Южно-Шокшанский имеет более глубокий эрозионный срез.

Глубинное строение многофазовых Сортузского и Кендыктинского массивов будет определяться различным площадным соотношением интрузивных фаз на данном глубинном уровне, что может быть установлено только геофизическими методами.

Большое значение имеет горизонтальная и вертикальная изменчивости (зональность) рудных объектов. Геохимическое изучение монотонно изменяющихся парных и множественных отношений элементов (геохимических показателей и) рудопроявления Сортуз показало, что с глубиной и в юго-западной части площади возрастают концентрации меди, молибдена, цинка. Вероятно, это свидетельствует о возможных перспективах юго-западной части рудопроявления.

Проблема изменчивости структурных форм с глубиной различных структурных комплексов особенно важна при составлении КС. Слабая обнаженность не позволяет полно охарактеризовать их элементами залегания, что заставляет оценивать структуры на глубине, главным образом, исходя из их очертаний в плане. Наличие зоны смятия, пологих (до 30°) сбросов и крутых надразломных флексур, подтвержденных бурением, заставляет с осторожностью подходить к экстраполяции структур на глубину. Особой проблемой остается установление на глубине не выходящих на поверхность, "слепых" интрузивных, субвулканических и жерловых тел, которые могут выделяться только на основании геофизических данных.

Таким образом, можно видеть, что при отражении геологического строения на глубине необходимо учитывать и отражать изменчивость геологической обстановки, обусловленную изменением строения, а отсюда и изменением интегрального состава геологических комплексов.

ВЕРОЯТНОСТНЫЙ ХАРАКТЕР ЗАКЛЮЧЕНИЙ О ГЛУБИННОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ

Точное представление о геологической ситуации на заданном глубинном уровне может быть получено только по данным бурения. При отсутствии таковых принято решение, основанное на экстраполяции геологической ситуации на глубину, на интерпретации геофизических данных, будет иметь вероятностный характер, обуславливаемый недостаточностью полными знаниями глубинного строения и конвергенцией геофизических признаков (свойств) различных геологических образо-

ваний. Впервые на вероятностный характер КС обратила внимание Ю.В. Юнаковская, предложившая учитывать это обстоятельство при их составлении. При составлении геологических карт, как правило, выбирается и отражается одно наиболее вероятное, с точки зрения исследователя, решение, хотя и имеются в виду, но графически не выражаются, и другие возможные варианты.

В практике часто вероятность того или иного решения определяется интуитивно, причем сумма всех вероятных решений должна быть равна 1, т.е.:

$$\sum_1^i p_i = 1, \quad 0 \leq p_i \leq 1,$$

где p_i – вероятность каждого решения. Ряд решений может быть равновероятным, а могут быть разновеоятные решения. Например, исходя из геологической ситуации вероятность того, что в данном месте на заданной глубине находятся отложения свиты x , равна 0,5, а вероятность нахождения там подстилающей свиты y равна 0,4, вероятность же того, что там окажется более древняя свита z , равна 0,1, тогда:

$$p_x + p_y + p_z = 0,5 + 0,4 + 0,1 = 1.$$

В теории информации (Яглом, Яглом, 1973) мерой неопределенности возможного решения при наличии ряда вероятных решений является энтропия, измеряемая в битах¹:

$$H(x) = - \sum_1^i p_i \log_2 p_i.$$

Энтропия максимальна при равновероятностных исходах. Так, энтропия решения в нашем примере равна

$$H_1 = 0,5000 + 0,5288 + 0,3322 = 1,361 \text{ bit}.$$

Если бы все три решения были равновероятны, т.е.

$$p_x + p_y + p_z = 0,333, \text{ то } H_2 = 0,5283 \cdot 3 = 1,585 \text{ bit}.$$

Допустим, что использование одного из геофизических методов изменило вероятность каждого из решений: $p_1 = 0,7$, $p_2 = 0,3$, $p_3 = 0$.

$$H_3 = 0,3602 + 0,5211 = 0,8813 \text{ bit}.$$

Разность энтропий двух решений, называемая количеством информации, указывает, насколько данные одного решения (опыта) –

¹ Значение энтропии в битах – величина положительная, так как логарифм дроби – величина отрицательная.

H^{II} - уменьшают неопределенность другого - H^{I} :

$$I_{(\text{II}, 1)} = H^{\text{I}} - H^{\text{II}}.$$

В наших примерах количество информации при использовании данных геофизики относительно решения, выработанного только на геологической основе, равно $I_{(3,1)} = H_1 - H_3 = 1,3610 - 0,8813 = 0,4797 \text{ bt}$, а относительно равновероятностного исхода:

$$I_{(3,2)} = H_2 - H_3 = 1,585 - 0,8813 = 0,7037 \text{ bt}.$$

Данный подход позволяет получить относительные количественные оценки достоверности решений, выработанных на разной основе, и относительное количество информации, привнесенное использованием того или иного метода изучения глубинного строения. Приходится говорить об относительном характере этих числовых оценок, так как определение вероятности того или иного решения интуитивно и является, следовательно, субъективным, зависящим от опыта и квалификации оценивающего вероятность решений.

Нами для одного из участков были оценены значения энтропии КС (юго-восточный угол, см. рис. 1), построенных по разным данным: 1) геометрическим методом, только на основании знаний геологической ситуации на поверхности; 2) с введением данных по интерпретации магнито- и гравиметрических параметров; 3) с введением данных бурения по 12 скважинам. Для этого вся территория листа была разбита на 16 квадратов, для каждого из которых рассчитывалась величина энтропии по количеству возможных смысловых ситуаций, т.е. оценивалась вероятность появления на глубине 250 м различных геологических тел разных свит, интрузий, субвулканов, жерловин и т.д.¹. Затем данные по 16 квадратам суммировались и получалась интегральная энтропия КС листа, построенного по различным данным (рис. 2). Так, оказалось, что $H_1 = 23,262 \text{ bt}$, $H_2 = 22,546 \text{ bt}$, а $H_3 = 18,970 \text{ bt}$, т.е. количество информации, привнесенное данными геофизики $I_{(2,1)} = 1,716 \text{ bt}$, а данными бурения - $I_{(3,1)} = 4,292 \text{ bt}$, $I_{(3,2)} = 3,576 \text{ bt}$. Как видно, использование данных геофизики и бурения последовательно уменьшали общую интегральную энтропию (неопределенность) КС, что вполне естественно. В некоторых квадратах на юго-востоке листа, с использованием данных интерпретации геофизических материалов энтропия возросла. Этот "парадокс энтропии" связан с недостаточно полным пониманием геологического строения на глубине, которое и было скорректировано по геофизическим данным. Такая ситуация вполне естественна

¹ Надо отметить, что помимо смысловой энтропии принятое картографическое решение на КС оценивается геометрической или графической энтропией, так как конфигурация разных объектов и площади, ими занятые, также могут различаться. Следовательно, вероятностный подход может быть использован и для оценки картографического решения.

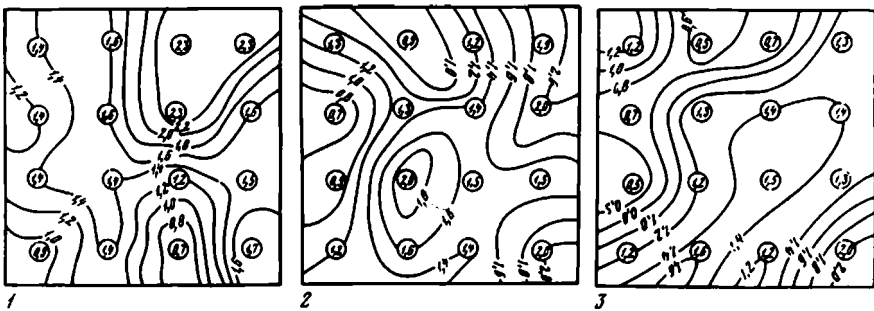


Рис. 2. Карты значений энтропий КС

КС построена: 1 – геометрическим методом по данным поверхности, 2 – с учетом геофизических материалов, 3 – с учетом результатов бурения

на участках, где могут быть слепые рвущие тела, не диагностируемые по геологическим данным с поверхности.

Данный опыт показывает: 1) чисто геометрический метод построения КС неприменим в условиях сложного геологического строения; 2) при ограниченности объемов бурения в первую очередь проверке бурением подлежат участки, для которых после интерпретации геофизических материалов возрастает энтропия; 3) единственным критерием истинности принятого решения является только проверка бурением; 4) при ограниченных объемах бурения КС всегда будет характеризоваться некоторой неопределенностью, а изображенное решение будет вероятностным.

Рассмотрим особенности составления КС, вытекающие из их свойств, назначения и методов построения. Такими особенностями являются: 1) графическое выражение вероятностного решения на КС; 2) дифференциация контактов на КС, установленных разными методами; 3) принципы генерализации геологических карт поверхности перед составлением КС; 4) понятие "масштаб КС"; 5) выбор масштаба топографической основы для составления КС.

ГРАФИЧЕСКОЕ ВЫРАЖЕНИЕ ВЕРОЯТНОСТНОГО РЕШЕНИЯ НА КАРТАХ-СРЕЗАХ

Из изложенного выше следует, что геологическое строение территории характеризуется изменчивостью как по латерали, так и по вертикали не только составов стратифицированных и интрузивных комплексов, но и структурных форм, дополняемой наличием слепых интрузивных, субвулканических и жерловых тел, не выходящих на дневную поверхность. Применение любых методов (геологической экстраполяции, геохимических, петрофизических, геофизических и т.д.) в известной мере решает вопрос о глубинном строении. Од-

нако конвергенция признаков и свойств различных геологических объектов не могут дать однозначного решения. С другой стороны, сами методы экстраполяции и интерпретации геофизических и других данных имеют определенные предельные значения точности, которые целесообразно учитывать при построении КС. Все это свидетельствует о том, что какими бы методами ни устанавливалось глубинное строение, в решении этого вопроса всегда будет тот или иной элемент неопределенности, а следовательно, в самой карте будет заложен элемент вероятностного решения. Вероятностный характер КС является одной из основных ее особенностей, которую целесообразно отражать на самой карте.

Рассмотрим точность составления КС и влияние на нее вероятностного характера решений, а также факторы, определяющие точность КС. Точность составления КС определяется: 1) точностью положения геологических контактов любого типа, а следовательно, и их конфигурацией; 2) точностью определения состава и возраста геологических объектов, выходящих на уровень КС.

Геологические контакты в направлении падения, как правило, меняют свой наклон, что не позволяет определить их положение на глубине однозначно. Даже крутые контакты в геофизических полях фиксируются градиентами некоторой ширины, на говоря уже о пологих. Ю.В. Юнаковская показала, что контакт на КС будет находиться в зоне некоторой ширины, зависящей от величины среднего угла наклона контакта (среднего угла падения), величины максимальных отклонений наклона контакта от среднего значения и от изменения мощности отложений вкрест простирания с глубиной на интервале контакт на поверхности – контакт на глубине.

Таким образом, в пределах рассчитанной зоны наиболее вероятно положение границы в средней части зоны, но возможно совпадение и с одной из ее границ. Допустимо смещение границы в зоне от среднего положения в соответствии с имеющимися геологическими представлениями о ее положении.

Определение положения пологих разрывов и интрузивных контактов на глубине имеет ту же специфику, что и определение положения стратиграфических границ. Однако круто наклоненные разрывы и интрузивные контакты в геофизических полях выражаются зонами градиентов некоторой ширины. Таким образом, даже крутые контакты не могут быть практически выражены линией с достаточно точным ее положением. Так, сравнение блокового строения, ориентировки и положения разрывов в Южно-Шакшанском гранитном массиве по поверхности и в поле V_{zz} показало, что по положению блоки и разрывы на поверхности и на глубине не совпадают, однако разрывы имеют в обоих случаях одинаковую ориентировку. Это может быть истолковано как подстраивание разрывов, видимых на поверхности, на глубине кулисообразно, разрывами той же ориентировки, но смещенными относительно первых.

Из изложенного следует, что независимо от величины наклона геологических контактов любого типа на глубине их положение

будет определяться в пределах некоторого доверительного интервала. Вопреки традиционной в геологии "категоричной определенности" положения геологических контактов на карте, представляется целесообразным на картах-срезах указывать получаемую доверительную зону положения границы, так как это повышает объективность графических материалов. Картографически выразить доверительную зону контакта можно по-разному (рис. 3). Можно провести контакт в виде линии, занимающей наиболее достоверное положение, определенное тем или иным способом, а с обеих сторон от нее специальным знаком оконтурить доверительную зону. При этом границей раздела цветов и литологических крапов является линия наибольшей достоверности.

Возможна другая форма показа, более сложная технически, когда вся доверительная зона разбивается на четыре продольные полосы, причём значения энтропии каждой полосы от одной границы доверительного интервала к другой составляют 0,72; 0,97; 0,97 и 0,72 *bt*. Показанный контакт разделяет II и III зоны, т.е. проходит в наибольшей неопределённости (энтропии II и III зон больше, чем энтропия I и IV зон). Это значит, что именно в пределах этих зон равновероятно встретит и те, и другие разделяемые объекты. В I и IV зонах более вероятными являются объекты основного поля, подходящие к контакту. Вся доверительная зона делится на равные отрезки, скажем, по 1 см, закрашиваемые пропорционально вероятности нахождения в ней того и другого объектов.

В этом случае более наглядно выражается графически вероятность нахождения в доверительной зоне каждого из разграниченных объектов, но необычна ломаная цветовая граница, в то время как основная граница остается плавной кривой. Как следует из изложенного, вероятностный тип контакта заложен и в первом случае, но графически там отражены только границы доверительного интервала. Принимая во внимание все сказанное, необходимо отдать предпочтение первому методу, так как в смысловом отношении оба метода равноправны, но первый ближе к традиционному изображению геологических границ и проще исполним технически. Вопрос конфигурации контактов на КС рассмотрим ниже в связи с анализом принципов генерализации геологической карты поверхности.

Разберем вопрос точности определения характера (состава и возраста) объектов, не выходящих на дневную поверхность. Отражение конфигурации и положения границ самого объекта производится из рассмотренных выше способов.

В практике интерпретации геофизических материалов часто приходится иметь дело с телами, характеризующимися одними и теми же или близкими физическими свойствами. В силу этого результаты интерпретации приобретают множественность с равной или почти равной вероятностью выбора решения. Однако анализ геологической ситуации позволяет эти разновероятные решения рассматривать уже как разновероятные. Таким образом, предлагаемым решениям

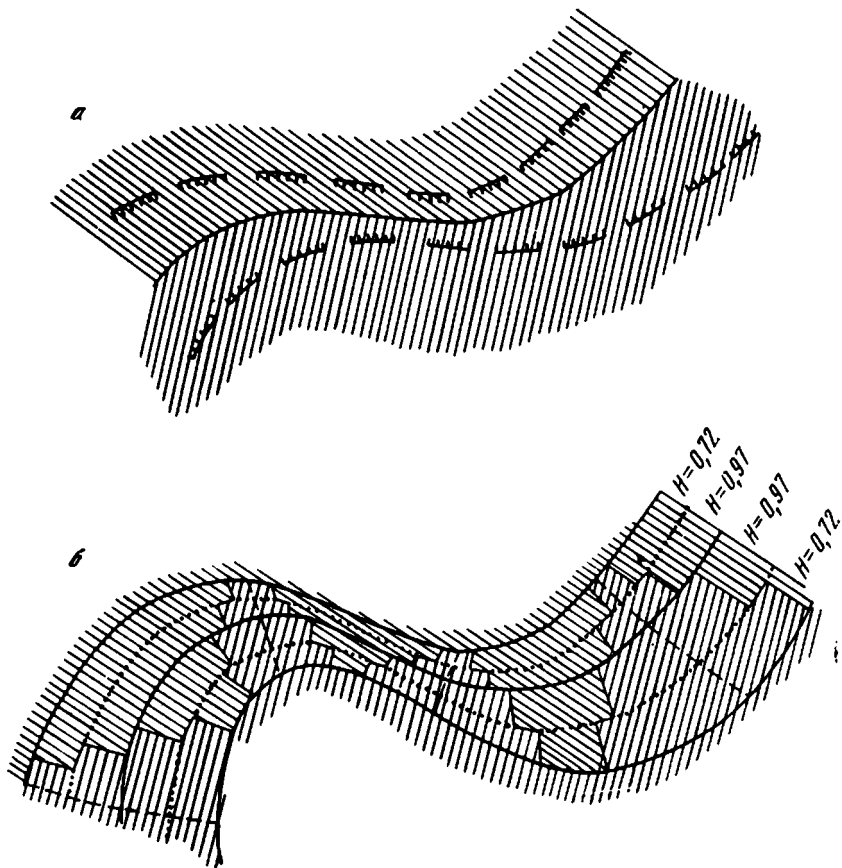


Рис. 3. Возможные способы изображения доверительных интервалов геологических контактов (пояснения в тексте)

придается разновероятностный характер, причем исключаются решения с геологической точки зрения невероятные¹.

Представляется, что два или три наиболее вероятных решения должны отражаться на КС. Сама оценка вероятности того или иного решения определяется интуитивно, основываясь на логичности выбора. Технически такое многовероятное решение для объекта может быть показано на КС в "матрасовой" форме (рис. 4). Выбирается

¹ Обоснование невероятности того или иного решения – вопрос сложный. Думается, что даже самые геологически "невероятные" решения должны все же считаться вероятными (маловероятными, почти невероятными и т.д.), так как возможны ошибки в толковании геологической ситуации на поверхности.

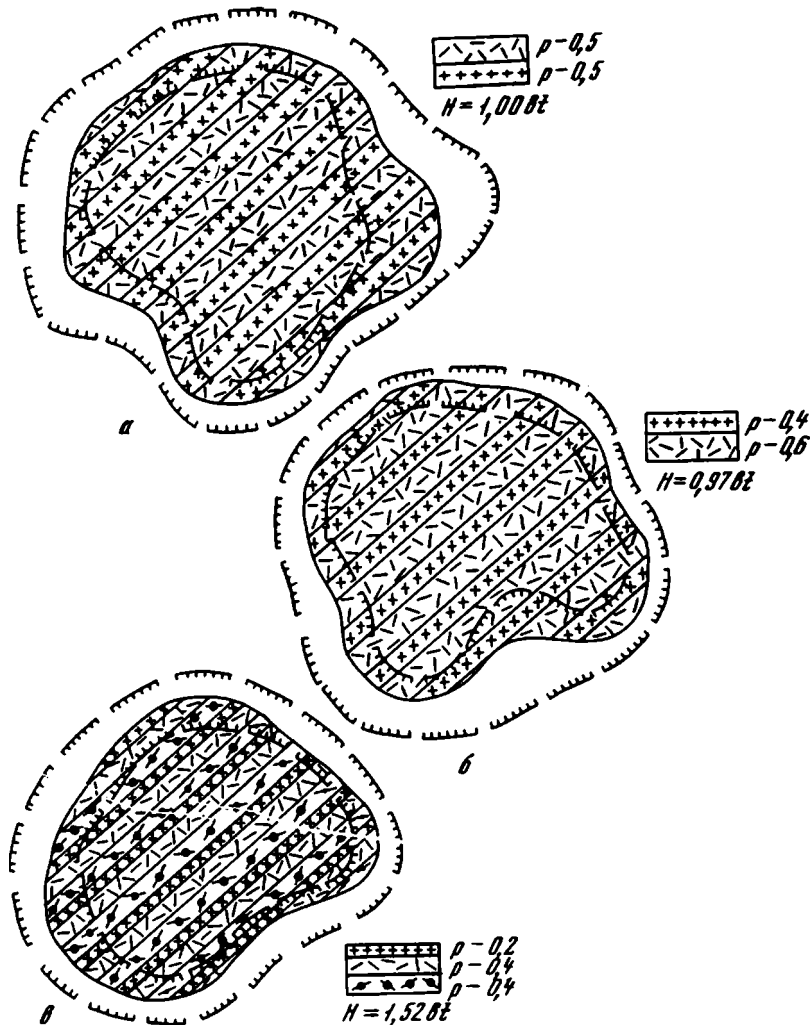


Рис. 4. Примеры возможного изображения на КС геологических тел (пояснения в тексте)

базисная ширина зоны (например, 1 см), принимаемая за сумму вероятностей, равную 1. Она подразделяется на полосы, пропорциональные по ширине вероятности решения. В случае двух решений оценку вероятности целесообразно вести с точностью до 0,2, а при трех решениях – до 0,1. В каждой такой полосе дается цвет и крап образований, отвечающих данному решению. В этих случаях целесообразно давать цифрой энтропию приведенного решения, т.е. меру его неопределенности.

Различные геологические объекты имеют разное выражение в различных геофизических полях, а подчас могут не выражаться в них вообще. Этот очевидный факт не требует дополнительной аргументации. В силу этого контакты вместе с доверительными интервалами, установленные различными методами, целесообразно на КС дифференцировать и показывать разными знаками. В нашем случае должны разделяться контакты, установленные по геологическим, магнитометрическим и гравиметрическим данным.

ПРИНЦИПЫ ГЕНЕРАЛИЗАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ

Генерализация контуров на КС тесно связана с проблемой генерализации всей геологической карты поверхности перед составлением КС.

Основу генерализации составляют два положения: 1) выделение единых комплексов, характеризующихся близостью физических свойств и в силу этого не разделяющихся в геофизических полях; 2) допустимый минимальный размер объектов или значений смещений, показываемых на карте и определяемых из значений ориентировочного заданного масштаба КС, а также по размерам объектов и смещений, отраженных в геофизических полях. Уже на этой стадии возникает вопрос о принципах генерализации контуров контактов, которые в дальнейшем используются при составлении КС.

Рассмотрим факторы, определяющие размеры объектов, показываемых на КС.

Составленные исходные геологические карты поверхности в масштабе 1:25 000 являются чрезвычайно детальными как по дробности расчленения геологических объектов, так и по характеру проработки их контуров. Эта детальность позволяет полнее понять особенности геологического строения, но не может быть в полном объеме показана на КС, так как в основу составления КС кладутся не данные бурения, а данные геологической экстраполяции и интерпретации геофизических и других материалов. В последних же обособляются более крупные естественные комплексы, значительно отличающиеся по своим свойствам от соединяемых комплексов.

Таким образом, детальность подразделений на КС определяется значениями мощностей естественных комплексов. Любое их внутреннее расчленение, правомерное с точки зрения традиционных методов геологической экстраполяции, на КС объективно будет являться необоснованным. Размеры же тех или иных геологических тел, показанных на этих картах, будут определяться размерами аномалий геофизических полей и, таким образом, определяются масштабами приведенных (площадных) геофизических съемок и принятой системой трансформации полей.

Решение выбора конфигурации контакта, основанное на усреднении частных ломаных контуров этого контакта, может быть найдено математически. Однако исходя из многочисленности подобных задач при составлении карт и из вероятностного показа положения контакта, думается, такой путь будет неоправданно сложным, а следовательно, нецелесообразным. Генерализация контуров контактов как на картах поверхности, так и на картах-срезах может быть проведена принятыми при составлении геологических карт способами.

Надо только заметить, что при генерализации карты поверхности в условиях расчлененного рельефа целесообразно составление генерализованной карты, приведенной к средней уровенной плоскости для данного размаха рельефа, что исключает осложнение конфигурации контакта за счет рельефа.

ПОНЯТИЕ "МАСШТАБ КАРТЫ-СРЕЗА"

КС должна обладать определенным масштабом; в нашем случае масштаб 1:200 000 для КС на глубине 250 м. Масштаб любой геологической карты определяется не только масштабом топографической основы, на которой она составлена. Он выражается и в принятой детальности расчленения стратифицированных и интрузивных комплексов, что определяет размер выделяемых объектов и степень нагрузки карты. Минимальные размеры объектов и смещений, показанных в масштабе карты, при этом равны 1 мм (в нашем случае — 200 м). Эта последняя величина определяет и точность составления карты заданного масштаба, т.е. контуры на карте не должны отклоняться от своего истинного положения более чем на 1 мм.

Для однозначного составления КС в масштабе 1:200 000 в нашем случае потребовалось бы разбурить территорию до глубины 250 м по сетке 200 × 200 м, причем для этого необходимо было бы пробурить 10 125 скважин общим метражом 2 531 250 м. Очевидно, что поставленная задача не оправдала бы такие затраты времени и средств. Следовательно, масштаб КС должен определяться другими факторами.

Размеры объектов, показываемых на КС, так же как и при генерализации карт поверхности, определяются: 1) размерами единых естественных комплексов, не разделяющихся в геофизических полях из-за близости физических свойств; 2) наименьшими размерами аномалий в геофизических полях и минимальных смещений по ним устанавливаемым; 3) объемом бурения.

Как уже отмечалось, первый фактор зависит от особенностей геологического строения, а второй определяется масштабом площадных геофизических работ и принятой системой трансформации полей. Детальность геофизических исследований тоже имеет пределы, определяемые стоимостью их проведения и временем, необходимым на

обработку и интерпретацию. Очевидно, что выделяемых объемов бурения для обоснования детальных КС, как правило, будет недостаточно.

Таким образом, не касаясь вопросов точности, мы приходим к выводу, что масштаб КС – понятие в высшей степени условное, не отвечающее общепринятому значению масштаба геологической карты и определяющееся существующим геологическим строением территории и детальностью проведенных геофизических исследований. Из изложенного следует, что правильнее говорить о детальности КС, а не о ее масштабе. Важным следствием этого положения является то, что при одном и том же комплексе работ степень детальности КС в районах с разным геологическим строением будет различной.

МАСШТАБ ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ ОСНОВЫ КАРТ-СРЕЗОВ

Выше показано, что детальность КС определяется степенью дифференциации геологических объектов, детальностью площадных геофизических съемок и объемами бурения. В зависимости от сочетания этих факторов КС могут иметь большую или меньшую детальность, отраженную в нагрузке, и различную точность, отвечающие геологическим картам поверхности разных масштабов. Казалось бы, что, поскольку КС строится для плоскости, находящейся на некоторой глубине, она должна составляться в рамках планшета на чистом листе, не имеющем элементов топографической нагрузки. Однако для простоты сравнения карт поверхности и КС, а также анализа изменения геологической обстановки с глубиной составление карт-срезов необходимо вести на топографической основе, т.е. на основе со всеми элементами топографической нагрузки земной поверхности того же масштаба, который используется для составления геологических карт поверхности. Это облегчит и использование КС в дальнейшем при организации глубинных поисков. Не исключено, что для упрощения использования КС на них целесообразно неяркой синей печатью показывать генерализованную геологическую обстановку поверхности, на которую в черной печати накладывается обстановка собственно КС, которая и подлежит раскраске. Однако такой подход может привести к чрезмерной перегрузке КС и затруднить ее дальнейшее использование.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ И ИХ РОЛЬ В ОТРАЖЕНИИ ОБЪЕМНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Геологические разрезы всегда были призваны дать представление о глубинном строении территории путем экстраполяции геологической ситуации поверхности на глубину. Их роль возрастает в комплексе геологической графики при ОГК, так как они связывают воедино карту поверхности и КС.

Для большей полноты и жесткости этой связи и для показа особенностей объемного строения и его изменений необходимо построение большого числа разрезов по профилям двух направлений – широтного и меридионального¹, совпадающих с профилями геофизических съемочных работ.

Расстояние между профилями при масштабе 1:25 000 карты поверхности должно быть равно не менее 1 км и зависит от характера геологического строения. Сами разрезы строятся в легенде карты поверхности, а не КС, причем положение границ на разрезе на уровне КС должно совпадать с наиболее вероятным положением границ на КС. Такой прием обеспечивает более тесную связь КС и карты поверхности, построенных в несколько различных легендах, и дает представление об авторской экстраполяции геологического строения на глубину.

Объекты, не выходящие на дневную поверхность и имеющие разноразностную природу, на разрезах отражаются в наиболее вероятном решении.

Такие серии широтных и долготных разрезов наиболее полно отражают особенности геологического строения в объеме для рассматриваемой территории.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ И ЭТАПЫ РАБОТ ПО ОБЪЕМНОМУ ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ КАРТИРОВАНИЮ

Опыт проведения ОГК в Северо-Западном Прибалхашье уже сейчас позволяет считать, что принятое комплексирование работ является целесообразным для условий Центрального Казахстана (табл. 1).

Особо следует подчеркнуть различную детальность работ на площади ОГК. Вся площадь ОГК должна изучаться в масштабе не более крупном, чем 1:25 000, причем целесообразно, чтобы она находилась в пределах одной структурно-фациальной зоны. Дальнейшая детализация в масштабе 1:10 000 должна проводиться лишь на перспективных для глубинных поисков участках ограниченных размеров.

Предлагаемый комплекс работ целесообразно проводить в рекомендуемой последовательности. При этом по возможности надо не допускать нарушений последовательности, хотя в разных частях территории начало и завершение может не совпадать.

¹ Близость расположения разрезов друг от друга и их большое количество делают допустимой их ориентировку по странам света, а не по простиранию и вкрест простирания, как это принято для складчатых областей. Расположение разрезов относительно простирания структур целесообразно лишь при ориентировке последних по азимутам 45 или 315°.

Вид работы	Подготовительный	Съемочный	Детализационный	Интерпретационный	Буровой	Отчетный
Площадная геофизика						
Площадные поисковые работы (металлометрия и т.д.)						
Аэрофотосъемка						
Геологическая съемка и поисковые работы						
Петрофизические работы						
Фоновые геохимические работы						
Детальные геофизические работы (профильные и площадные)						
Поисково-оценочные работы						
Редакционные геологические работы						
Интерпретация геофизических материалов						
Бурение а) структурное б) поисковое						
Составление генерализованных карт поверхности						
Составление карт-срезов						
Написание отчета						

Подытоживая все сказанное, можно отметить следующее:

1. Составляемые при ограниченных объемах бурения карты-срезы имеют вероятностный характер, который целесообразно отражать на них.

2. Нагрузка карт-срезом определяется понятием детальности карты, а не выбранным масштабом. Если на картах-срезах нужно отразить объекты определенного минимального размера, то такое задание должно быть подкреплено соответствующим масштабом площадных геофизических работ и объемом бурения, необходимым для решения интерпретационных задач и выявления объектов заданного размера.

3. Принимая во внимание вероятностный характер карт-срезом, представляется нецелесообразным составление карт-срезом с сечением менее 250 м, так как в вероятностной легенде они не будут практически различаться. Меньшие сечения карт-срезом необходимы лишь для районов с развитием полого залегающих комплексов, слагаемых маломощными толщами, различающимися в геофизических полях. Отражение геологического строения в объеме осуществляется с помощью серий профилей долготного и широтного направлений, проведенных не более чем через 1 км. С помощью профилей

осуществляется связь карт-срезов между собой и с картой поверхности.

Думается, что предлагаемые методы построения карт-срезов наиболее объективно отразят познанные закономерности геологического строения на глубине и позволят наиболее полно показать возможные геологические решения.

ЛИТЕРАТУРА

Геология СССР, т. XX. М., "Недра", 1972.

Пупышев Н.А. Стратиграфия ордовика Атасу-Монитинского водораздела. — В кн.: "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974.

Яглом А.М., Яглом И.М. Вероятность и информация. М., "Наука", 1973.

СПИСОК РАБОТ СОТРУДНИКОВ КАЗАХСТАНСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ,
ОПУБЛИКОВАННЫХ В ТЕЧЕНИЕ 1969–1974 гг.

- Абдулин А.А., Есенов Ш.Е., Зайцев Ю.А., Шлыгин Е.Д., Шлыгин А.Е. Об основных тектонических понятиях и терминах в связи с составлением тектонических карт областей палеозойской складчатости Казахстана. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1973, № 6, с. 1–14.
- Авдеев А.В., Аксаментова И.В., Емельяненко П.Ф., Ляпичев Г.Ф., Острой А.С., Рожко Е.Е., Сергиева М.И., Соболев Р.Н., Старов В.И., Федоров Т.О. Каледонский тектоно–магматический цикл. Магматизм зоны краевого вулканического пояса. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центральный Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 129–140.
- Антонюк Р.А., Филатова Л.И., Заравняева В.К., Недовизин А.А., Авдеев А.В. Позднекембрийский вулканизм. – В кн. "Геология СССР", т. XX, Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 20–27.
- Артемьев М.А., Кабанов Ю.Ф., Юнаковская Ю.В. Опыт геологической интерпретации изостатических аномалий на примере палеозойского Центрального Казахстана. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 10, с. 56–65.
- Бабичев Е.А. Характер каледонской структуры юго–восточного обрамления Кокчетавского массива. – В кн. "V науч. отчетн. конф. геол. ф–та МГУ". Тезисы докл. М., Изд–во МГУ, 1970, с. 56–58.
- Бабичев Е.А., Зайцев Ю.А. Тектоника. Ишим–Байконурская зона. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 236–238.
- Бабичев Е.А., Богданов А.А., Бурштейн Е.Ф., Зайцев Ю.А. XX лет геологических исследований в Центральном Казахстане (научные итоги работ Центрально–Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ). – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд–во МГУ, 1971, с. 3–18.
- Бабичев Е.А., Дмитровский Ю.В., Минервин О.В., Тенякова Р.Г. Нижнеордовикские отложения юго–восточной части Калмыккульского синклинория (Северный Казахстан). – Вестн. Моск. ун–та, серия геол., 1972, № 3, с. 28–36.
- Бабичев Е.А., Булыго Л.В., Борисенко В.И., Великовская Э.М., Минервин О.В., Новикова М.З., Спиридонов Э.М., Филиппович И.З. Стратиграфия и магматизм ордовика центральной и восточной частей Степнякского синклинория. – Вестн. Моск. ун–та, серия геол., 1972, № 4, с. 46–57.
- Бабичев Е.А., Бурштейн Е.Ф., Зайцев Ю.А., Кабанов Ю.Ф., Мазарович О.В., Тихомиров В.Г., Четверикова И.И. Опыт комплексного геолого–металлогенического изучения района Казахстана на основе крупномасштабных поисково–съёмочных работ. – В кн. "Пути повышения эффективности геологосъёмочных и поисков. работ". Тезисы докл. на совещ. в г. Ульяновске. М., Изд. МГ СССР, 1973, с. 49–52.
- Бандалетов С.М., Кабанов Ю.Ф. Силурийская система. Селетинский синклинорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 214–216.

- Бахтеев М.К., Гаврикова С.Н., Кудрявцев Ю.К., Лифшиц И.Ф., Мараева Р.Н., Михайлов А.Е., Попов В.С., Строганов А.Н., Шербакова М.Н. Магматические комплексы Коунрадского района, их строение и взаимоотношения. – В кн. "Герцинские магмат. комплексы Вост. Казахстана". Материалы I Казахст. петр. совещ., т. 2. Алма-Ата, "Наука", 1971, с. 13–19.
- Бахтеев М.К., Кудрявцев Ю.К., Мараева Р.Н., Михайлов А.Е., Попов В.С., Шербакова М.Н. Магматические комплексы южной части Токрауской впадины. – В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 51.
- Бахтеев М.К., Мартынова М.В., Шербакова М.Н. Фаменские и нижнекаменноугольные отложения Северного Прибалхашья. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т.Х. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 356–378.
- Бахтеев М.К., Михайлов А.Е., Положихина А.И., Попов В.С., Шербакова М.Н., Успенский Е.П., Ушатинская Г.Т. Очерк геологического строения Северо-Западного Прибалхашья. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т.Х. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 523–552.
- Бекасов А.С. О зависимости электродной поляризации рудных образцов от частоты переменного тока. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1970, № 4, с. 129–131.
- Беляев О.Е. О возрасте некоторых массивов вторичных кварцитов широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. – Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, 1974, № 12, с. 101–105.
- Беляев О.Е., Юнаковская Ю.В. Некоторые новые данные о морфологии Центрально-Казахстанского разлома. – Геотектоника, 1972, № 5, с. 123–132.
- Беляев О.Е., Журавлев Б.Я., Мигдисов С.А. Девон области сочленения девонского краевого вулканического пояса Чингизского мегантиклинория и Джунгаро-Балхашской складчатой области. – В кн. VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ. Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 24–25.
- Беляев О.Е., Соловьев В.А., Федоров Т.О. Структурный анализ послескладчатого Кызылсорского плутона (Центральный Казахстан). – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1972, № 4, с. 79–85.
- Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Четверикова Н.П., Юнаковская Ю.В. Строение восточной части области сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана по геофизическим данным. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, № 5, с. 30–38.
- Беляев О.Е., Бурштейн Е.Ф., Кабанов Ю.Ф., Кошелев Г.П., Кошелева И.А., Четверикова Н.П., Юнаковская Ю.В. Медное оруденение Спасской металлогенической зоны (основные типы, закономерности размещения и перспективы поисков). – В кн. "II Всесоюз. совещ. по медно-порфировым рудам". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971.
- Богатырева Н.А. Роль фенгита в метаморфических породах Южного Улуту (Центральный Казахстан). – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 203.
- Богатырева Н.А. Метаморфическая зональность в древнейших толщах Южного Улуту (Центральный Казахстан). – В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 246.
- Богатырева Н.А., Вайтекунас А.К. Генетические типы акцессорных пиркенов в породах докембрия. – Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 4, с. 923–925.

- Богатырева Н.А., Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Траянова М.В., Филатова Л.И., Филиппович И.З. О возрасте метаморфических комплексов Центрального Казахстана. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 40–42.
- Богатырева Н.А., Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Траянова М.В., Филатова Л.И., Филиппович И.З. Результаты радиохронологических исследований метаморфических комплексов Южного Улутау. – В кн. "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня". М., Изд-во МГУ, 1971, с. 54–67.
- Богданов А.А. Предисловие (от редактора). – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 3–4.
- Богданов А.А., Журавлев Б.Я. Центрально-Казахстанская складчатая система. – В кн. "Структура фундамента платформенных областей СССР". Л., "Наука", 1974, с. 158–163.
- Богданов А.А., Журавлев Б.Я. Балхашская складчатая система и Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий. – В кн. "Структура фундамента платформенных областей СССР". Л., Изд-во "Наука", 1974, с. 239–242.
- Богданов А.А., Зайцев Ю.А., Келлер Б.М., Орлов И.В., Семихатов М.А., Филатова Л.И. Совещание по стратиграфии докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня. – Сов. геология, 1970, № 3, с. 131–137.
- Богданов А.А., Келлер Б.М. Итоги Карагандинского совещания по стратиграфии докембрия Казахстана и Средней Азии. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 19.
- Богданов А.А., Соболев Р.Н., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Рыбалтовский Е.В., Семенова Т.П., Серых В.И., Шульга В.М. Тектоника, магматизм и история геологического развития Центрального Казахстана в свете радиологических данных. – В кн. "Труды XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций". М., "Наука", 1969, с. 251–281.
- Богданов А.А., Соболев Р.Н., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Серых В.И., Казмин В.И., Рыбалтовский Е.В., Дорохов И.Л. Новые данные абсолютного возраста гранитоидов Центр. Казахстана. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 504–519.
- Богданов А.А., Соболев Р.Н., Четверикова Н.П., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Зардишвили Н.И., Беляев О.Е., Федоров Т.О., Ковальчук Д.Е. Первые данные радиологического возраста гранитоидов широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. – В кн. "Новые данные абсолютной геохронологии (XVII сессия)". М., "Наука", 1974, с. 263–266.
- Бурштейн Е.Ф. О масштабах металлогенических прогнозных карт и соотношениях прогнозирования с геологической съемкой и поисками. – Сов. геология, 1970, № 2, с. 118–123.
- Бурштейн Е.Ф. Металлогения. Введение. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 192–199.
- Бурштейн Е.Ф., Веймарн А.Б. Экзогенные и метаморфогенные рудопроявления. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 265–267.
- Бурштейн Е.Ф., Веймарн А.Б., Кошелева И.А. Общие закономерности размещения эндогенного оруденения. – В кн. "Геология и металлогения

- Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 267-268.
- Буруштейн Е.Ф., Веймарн А.Б., Кошелева И.А., Исаев Н.М., Николаев В.С. Основные рудные формации. Гедротермальная группа. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 248-265.
- Буруштейн Е.Ф., Кошелева И.А. Основные рудные формации. Пегматитовая группа. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 212-214.
- Веймарн А.Б. Основные рудные формации. Скарновая группа. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 214-235.
- Веймарн А.Б., Дорохов И.Л., Кошелева И.А., Милеев В.С., Юнаковская Ю.В. Методика проведения объемного геологического картирования на примере одного из районов Казахстана (Северо-Западное Прибалхашье). – В кн. "Пути повышения эффект. геологосъемочных и поиск. работ". Тезисы докл. на совещ. в г. Ульяновске. М., Изд. МГ СССР, 1973, с. 80-82.
- Веймарн А.Б., Дорохов И.Л., Кошелева И.А., Милеев В.С., Юнаковская Ю.В. Опыт проведения работ по объемной съемке в Северо-Западном Прибалхашье. – В кн. "Применение новых видов и методик геологосъемочных работ в условиях Казахстана". Материалы республ. семинара. Алма-Ата, 1973, с. 70-74.
- Веймарн А.Б., Дорохов И.Л., Соболев Р.Н. Среднекаменноугольный топарский интрузивный комплекс. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 124-130.
- Веймарн А.Б., Максимов А.А., Петренко А.З. О гидротермально-осадочном происхождении марганцевого оруденения в красноцветных девонских образованиях запада Центрального Казахстана. – Докл. АН СССР. 1972, т. 206, № 2, с. 424-426.
- Веймарн А.Б., Мартынова М.В. Стратиграфический, литолого-фациальный и структурный контроль железо-марганцевого оруденения в западной части Центрального Казахстана. – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 43-44.
- Великая Н.Н., Григайтис Р.К., Соболев Р.Н. и др. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Восточный Казахстан. М., "Недра", 1971.
- Великовская Э.М. Стратиграфия. Силурийская система. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 17-32.
- Великовская Э.М., Минервин О.В., Ушатинская Г.Т., Чельцова Н.А. Опорный разрез нижнего силура западной части Центрального Казахстана. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 3, с. 136-137.
- Великовская Э.М., Минервин О.В., Ушатинская Г.Т., Чельцова Н.А. Биостратиграфия и граптолитовые зоны ландоверийских отложений Сарысу-Тенизского водораздела. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 112.
- Великовская Э.М., Минервин О.В., Ушатинская Г.Т., Чельцова Н.А. Стратиграфия и зональное расчленение нижнесилурийских отложений Сарысу-Тенизского водораздела. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 249-263.

- Великовская Э.М., Новикова М.З. Субвулканические образования центральной части Степнякского синклиория (Северный Казахстан). – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1973, № 4, с. 27–34.
- Вознесенский В.Д., Зайцев Ю.А. К сопоставлению стратиграфических разрезов докембрия Атасу–Моинтинского водораздела и Улутау. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 205–213.
- Вопросы геологии Центрального Казахстана. Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. Под ред. А.А. Богданова. М., Изд-во МГУ, 1971, 656 с.
- Генералова Г.В., Прозоров Ю.И. О возможности выделения и интерпретации слабых гравитационных аномалий в вертикально-слоистых средах. – В кн. "Вопр. геологии, геохимии и геофизики при поисках месторожд. полезн. ископ. и инж.-геол. изыск.". М., Изд-во МГУ, 1974, с. 128–135.
- Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и юго-западного Чингиза. Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. Под ред. А.А. Богданова, А.Е. Михайлова, В.Г. Тихомирова, Е.Ф. Бурштейна, А.А. Максимова. М., Изд-во МГУ, 1971, 291 с.
- Голубовская Т.Н. Петрографические провинции в среднем и верхнем карбоне северо-запада Центрального Казахстана. – В кн. "V науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 188–189.
- Голубовская Т.Н. Реконструкция палеогеографических обстановок седиментации среднего и позднего карбона в западной части Центрального Казахстана. – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". М., Изд-во МГУ, 1971, с. 47–49.
- Голубовская Т.Н., Литвинович Н.В. Вулканические породы в разрезе верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1972, № 3, с. 20–27.
- Голубовская Т.Н., Литвинович Н.В., Голубовский В.А. Фации, фациальные типы и условия накопления верхнепалеозойских отложений Джекказганской впадины. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X, М., Изд-во МГУ, 1971, с. 428–445.
- Голубовский В.А. Вулканический комплекс гор Кокчетау и некоторые особенности позднедевонского вулканизма на западе Центрального Казахстана. – В кн. "V науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., МГУ, 1970, с. 192.
- Голубовский В.А. Структура и история развития Эскулинского купола. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, № 6, с. 32–43.
- Голубовский В.А. Морфология и условия формирования глыбовых складок (на примере герцинского складчатого комплекса Джезказганского района). – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 575–587.
- Голубовский В.А. Стратиграфия верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, № 5, с. 47–60.
- Голубовский В.А., Голубовская Т.Н., Свальнов В.Н. Особенности строения и условия формирования верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, № 3, с. 159–160.
- Голубовский В.А., Голубовская Т.Н., Свальнов В.Н., Смольянинова Е.М. О стратиграфии верхнего палеозоя северо-западной части Центрального Казахстана. – Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, 1973, № 3, с. 18–25.
- Голубовский В.А., Завражнов В.Н., Ильин И.С., Мазарович О.А., Минервин О.В., Чечик Н.Л. Стратиграфическая последовательность девонских континентальных образований южной части Сарысу–Тенизского

- водораздела (Центральный Казахстан). – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1974, № 6, с. 75–78.
- Голубовский В. А., Зайцев Ю. А., Петренко А. З. Новые данные по стратиграфии девона Джезказган–Улутауского района. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 303–315.
- Голубовский В. А., Милеев В. С. Структурно–фациальная зональность среднего палеозоя Южного Улутау. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1971, № 1, с. 17–26.
- Голубовский В. А., Разина Т. П. О вулканогенных породах в визейских отложениях на западе Центрального Казахстана. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 413–416.
- Голубовский В. А., Свальнов В. Н., Голубовский Т. Н. Дельтовые образования в кайрактинской свите (нижняя пермь) Тенизской впадины. – В кн. "V научн. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 37–39.
- Голубовский В. А., Фролов Д. К., Свальнов В. Н. Некоторые результаты изучения геохимии фациальных типов (на примере отложений карбона и перми западной части Центрального Казахстана). – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 46–47.
- Дорохов И. Л. Нижнекаменноугольный интрузивный комплекс. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго–зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 122–124.
- Дорохов И. Л., Завражнов В. Н., Ильин И. С., Мазарович О. А., Минервин О. В., Чечик Н. Л. Стратиграфия девонских континентальных образований Теректинского поднятия (южная часть Сарысу–Тенизского водораздела). – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма–Ата, 1971, с. 132–133.
- Дорохов И. Л., Завражнов В. Н., Соболев Р. Н. Интрузивные комплексы южной части Сарысу–Тенизского поднятия. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 6, с. 150.
- Дорохов И. Л., Соболев Р. Н. Верхнекаменноугольный калдырминский интрузивный комплекс. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго–зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 130–139.
- Дорохов И. Л., Соболев Р. Н. Пермский акчатауский интрузивный комплекс. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго–зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 147–151.
- Дорохов И. Л., Соболев Р. Н. Пермский джаксытагалинский интрузивный комплекс. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго–зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 139–147.
- Дорохов И. Л., Юнаковская Ю. В. Особенности строения и формирования Кентской кольцевой системы (Центральный Казахстан). – В кн. "Вопр. геологии Центрального Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 347–355.
- Елисеева О. П., Рябчиков И. Д., Богатырева Н. А. О типах распределения урана в кристаллах аксессуарных цирконов. – Геохимия, 1974, № 12, с. 1389–1398.
- Жуков Г. В., Розанов С. Б. Геологическое строение и перспективы железорудных месторождений Болбраун и Керегетас (Центральный Казахстан). –

- В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 633-640.
- Журавлев Б.Я., Голубовская Т.Н., Яковлева Е.Б. Девонская система. Средний отдел. Эйфельский (?) ярус. - В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 43-55.
- Журавлев Б.Я., Исаев Н.М., Яковлева Е.Б. Девонская система. Нижний отдел. - В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 32-43.
- Журавлев Б.Я., Урываева А.П., Федоров Т.О., Четверикова Н. П. Основные черты эволюции вулканизма девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. - В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 185-186.
- Журавлев Б.Я., Успенский Е.П. О крупных тектонических разрывах хребта Чингиз. - Геотектоника, 1971, № 5, с. 67-77.
- Журавлев Б.Я., Успенский Е.П. Строение и особенности формирования Кайнарской мульды (хребет Чингиз, Центральный Казахстан). - В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 553-561.
- Зайцев Ю. А. Главнейшие этапы развития структуры Центрального Казахстана в докембрии. - В кн. "V науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 53-55.
- Зайцев Ю. А. Докембрийские складчатости комплекса основания палеозойского Казахстана. - В сб. "Тектоника байкальских и палеозойских складчатых областей СССР". (Тезисы докл. Всесоюз. тектонич. совещ.). Ротапринт ОЭП ВИСа, М., 1972, с. 29-30.
- Зайцев Ю. А. Об историко-геологическом содержании так называемого переходного этапа. - В кн. "Строение фундамента молодых платформ". М., Изд-во "Наука", 1972, с. 99-114.
- Зайцев Ю.А. Об историко-геологическом содержании "переходного" этапа на примере Казахстана и Средней Азии. - Геотектоника, 1972, № 5, с. 98-115.
- Зайцев Ю.А. Идеи А.А. Богданова в изучении геологии Казахстана. - Бюлл. МОИП, отдел геол., 1972, № 5, с. 25-29.
- Зайцев Ю.А. Девонская система. Джекказганская впадина. - В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 273.
- Зайцев Ю.А. Тектоника. Джекказганская впадина. - В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 260-266.
- Зайцев Ю.А. О выделении среднерифейской исседонской складчатости в Казахстане. - Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1974, № 3, с. 32-52.
- Зайцев Ю.А. Строение и геологическая история Казахстанско-Таньшаньского эпикаледонского срединного массива. - В кн. "Тектоника срединных массивов". Тезисы докл. М., Ротапринт, МГПИ им. Ленина, 1974, с. 33-35.
- Зайцев Ю.А., Голубовский В.А., Мартынова М.В. Девонская система. Улутауский антиклинорий. - В кн. "Геология СССР", т. XX. Центральный Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., Изд-во "Недра", 1972, с. 269-273.
- Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Кузнецов Е.А., Ступникова И.И., Траянова М.В., Филатова Л.И. К геохронологии докембрия Центрального Казахстана. - В кн. "Новые данные по геохронол. скл-

- ле в абсолютн. летосчислении". Тезисы докл. XVII сессии. М., "Наука", 1971, с. 79–80.
- Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Траянова М.В., Филатова Л.И., Филиппович И.З. О радиологическом датировании докембрийских пород Центрального Казахстана. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 12–23.
- Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Кузнецов Е.А., Ступникова Н.И., Траянова М.В., Филатова Л.И. К геохронологии докембрия Центрального Казахстана. – В кн. "Новые данные абсолютной геохронологии (XVII сессия)". М., "Наука", 1974, с. 267–276.
- Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Траянова М.В., Филатова Л.И. Итоги геохронологического изучения докембрия Центрального Казахстана. – Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 8, с. 3–19.
- Зайцев Ю.А., Иванов О.Д., Шлыгин Е.Д., Тектоника. Улуту-Кокчетавская зона. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 238–245.
- Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И., Шлыгин Е.Д. Сопоставление разрезов докембрия Центрального Казахстана Тянь-Шаня. – В кн. "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня", М., Изд-во МГУ, 1971, с. 130–135.
- Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И., Шлыгин Е.Д. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 5–11.
- Зайцев Ю.А., Ляпичев Г.Ф. Тектоника. Введение. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центральный Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 231–234.
- Зайцев Ю.А., Мазарович О.А., Тихомиров В.Г. Общая стратиграфическая схема континентальных толщ среднего – верхнего девона Сарысу-Тенизского водораздела и Джезказган-Улутауского района (Центральный Казахстан). – В кн. "Вопр. геол. Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X, М., Изд-во МГУ, 1971, с. 264–269.
- Зайцев Ю.А., Мазарович О.А., Тихомиров В.Г. Стратиграфическая схема континентальных отложений Сарысу-Тенизского водораздела и Джезказган-Улутауского района. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 135–136.
- Зайцев Ю.А., Розанов С.Б. Строение зеленокаменных и железорудных серий протерозоя Карсакпайского синклинария в Южном Улуту. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 107–122.
- Зайцев Ю.А., Тихомиров В.Г. Геотектоническое положение порфировых формаций. – В кн. "Магматизм, формация кристаллических пород и глубины Земли". Труды IV Всесоюз. петрогр. совещ., ч. 1. М., "Наука", 1972, с. 66–70.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Стратиграфия докембрия Улуту. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 32–33.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана. – В кн.

- "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 23–25.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Новые данные о строении докембрия Улутая (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана). – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 21–91.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Стратиграфия докембрия Улутая в связи с разработкой общей схемы расчленения докембрия Центрального Казахстана. – В кн. "Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня". М., Изд-во МГУ, 1971, с. 36–53.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Этапы геологического развития Казахстана в докембрии. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1972, № 4, с. 19–35.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Докембрий. Улутауский массив и Кирейский антиклинорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 32–50.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Докембрий. Жантюбинский антиклинорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 82–95.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Стратиграфия докембрия Улутая. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 35–43.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И., Цедовизин А.А. Корреляция и возраст докембрийских отложений. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 85–93.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.И. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклиория. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 136–158.
- Зардиашвили Н.И. Состав биотита – индикатор условия минералообразования в гранитоидах вулканоплутонических комплексов Центрального Казахстана. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1973, № 1, с. 115–119.
- Зардиашвили Н.И. Петрология гранитоидов широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1973, № 4, с. 133.
- Зардиашвили Н.И. Петрографические особенности среднедевонского комплекса аляскитов и щелочных гранитов широтного участка девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. – В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 84–85.
- Зардиашвили Н.И., Беляев О.Е. Структурно-геологическая позиция, возраст и контактовые изменения Тузского массива (Северо-Восточный Казахстан). – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 206–207.
- Игонина С.А., Юнаковская Ю.В. Характер и природа связи гравитационных аномалий с рельефом в условиях Казахстанского мелкосопочника. – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 298–299.
- Кабанов Ю.Ф. Неотектонические движения в пределах широтной зоны сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана (Ащисуйский район). – В кн. "V науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 68–70.

- Кабанов Ю.Ф. Вопросы стратиграфии и корреляции разнофациальных турнейских отложений Ащисуйского и Карагандинского районов. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 160.
- Кабанов Ю.Ф. К вопросу о корреляции каменноугольных отложений Тенизской впадины и Карагандинского прогиба. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 199.
- Кабанов Ю.Ф. К вопросу о параллелизации верхнепалеозойских отложений Тенизской впадины и Карагандинского бассейна. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 199.
- Кабанов Ю.Ф. Проблемы тектоники восточной части Карагандинского бассейна. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 562–574.
- Кабанов Ю.Ф. К проблеме покровного строения юго-восточного борта Карагандинского бассейна (первые результаты структурного бурения). – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 81–82.
- Кабанов Ю.Ф. К проблеме покровного строения южного обрамления Карагандинского бассейна. – В кн. "Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР", Тезисы докл. М., "Наука", 1972, с. 16–17.
- Кабанов Ю.Ф. О покровном строении южного обрамления Карагандинского бассейна. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, № 5, с. 39–45.
- Кабанов Ю.Ф., Щеголева Л.А. Позднепалеозойская–раннемезозойская вулканическая серия окраин Карагандинского бассейна и ее положение в структуре палеозойского Центрального Казахстана. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, № 4, с. 142–143.
- Каган Л.П., Юнаковская Ю.В. Возможность и принципы составления плотностных разрезов для складчатых областей. – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 284–285.
- Коптев-Дворников В.С., Ефремова С.В., Емельяненко П.Ф., Петрова М.А., Рудник Г.Б., Соболев Р.Н. и др. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород и глубины Земли. – В кн. "Магматизм, формация кристаллических пород и глубины Земли". Труды IV Всесоюз. петрогр. совещ. М., "Наука", 1972, с. 87–100.
- Костина Р.И., Разина Т.П., Соболев Р.Н. Абсолютный возраст гранитоидов из галек конгломератов жаксыкконской серии Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан). – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1972, № 1, с. 86–88.
- Кошелев Г.П. О строении жерла среднедевонского вулкана Коктазджарта и связанном с ним медном оруденении (Центральный Казахстан). – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 611–618.
- Кошелева И.А. Геохимические особенности медных месторождений Спасской меденосной зоны. – В кн. "V науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 157–159.
- Кошелева И.А. Среднепалеозойский интрузивный комплекс – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 120–122.
- Кошелева И.А. Основные рудные формации. Грейзеново-альбитовая группа. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 235–248.

- Кошелева И.А. Геохимические особенности Коктасдзжальско-Спасской меденосной зоны. — В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 601—610.
- Кошелева И.А., Бурштейн Е.Ф. Вторичные кварциты. — В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 157—167.
- Кошелева И.А., Веймарн А.Б., Великовская Э.М., Курчавов А.М. Краткие сведения о геохимических особенностях района. — В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 200—212.
- Кошелева И.А., Тевелев А.В., Дорохов И.Л. Ранне-среднекаменноугольная вулканоплутоническая ассоциация Северо-Западного Прибалхашья. — В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 201—202.
- Кузнецов И.Е. Каледонские магматические комплексы Тектурмасского антиклинория. — В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 165—166.
- Курчавов А.М. Некоторые особенности орогенного вулканизма северной части Токрауской впадины (Центральный Казахстан). — Сов. геология, 1970, № 5, с. 83—94.
- Курчавов А.М. Памюрский ярус — средний карбон. Калмакэмельская свита. — В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 87—93.
- Курчавов А.М. Пермская система. Нижний отдел. — В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 114—119.
- Курчавов А.М., Мейен С.В. Пермские отложения Карасорского прогиба (Центральный Казахстан). — В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 417—427.
- Курчавов А.М., Хамзин С. Каменноугольная система. Каркаралинская свита. — В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 74—87.
- Курчавов А.М., Яковлева Е.Б. Верхний отдел каменноугольной системы — нижний отдел пермской системы. Архарлинская свита. — В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 99—114.
- Ланда Т.И., Прозоров Ю.И., Соколова Т.Б. Интерпретация слабых гравитационных и магнитных аномалий при детальном объемном геокартировании. — Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1974, № 4, с. 114—118.
- Ладыгин В.М., Старостин В.И., Спиридонов Э.М., Ткач Р.Ф. О физико-механических свойствах полевых шпатов. — Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1972, № 5, с. 60—73.
- Литвинович Н.В. О границе девона—карбона в Центральном Казахстане. — В кн. "Материалы постоянной стратигр. комиссии по карбону СССР". Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1971, с. 40—41.
- Литвинович Н.В. Палеогеография и общие сведения об экологии бентонных организмов в раннекаменноугольную эпоху в западной части Центрального Казахстана. — В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 461—475.

- Литвинович Н.В. Стратиграфическая схема расчленения верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана, ее корреляция с другими районами и проект унифицированной схемы. — В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 206–207.
- Литвинович Н.В. Каменноугольная система. Нижний отдел. Кокчетав-Сарысуйская зона. Тениз-Джезказганская подзона. — В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 336–341.
- Литвинович Н.В. Верхний палеозой. Тениз-Сарысуйская зона. — В кн. "Геология СССР", т. XX, Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 379–385.
- Литвинович Н.В., Аксенова Г.Г., Чумакова Н.Ф. О нижней и верхней границах нижнего отдела каменноугольной системы. — В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 166.
- Литвинович Н.В., Голубовская Т.И. Условия образования и палеогеография верхнего палеозоя Тенизской впадины. — В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 446–460.
- Литвинович Н.В., Голубовская Т.И. Вулканические породы в разрезе верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. — Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1972, № 3, с. 20–27.
- Литвинович Н.В., Голубовская Т.И., Голубовский В.А., Габай Н.Л., Коперина В.В., Чумакова Н.Ф. Стратиграфия и литология верхнепалеозойских отложений западной части Центрального Казахстана. М., "Недра", 1974, 182 с.
- Литвинович Н.В., Коперина В.В. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в обломочных породах Центрального Казахстана. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, № 4, с. 46–53.
- Литвинович Н.В., Чумакова Н.Ф. Биостратиграфическое расчленение отложений нижнего карбона в западной части Центрального Казахстана. — В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 17–19.
- Мазарович О.А. Геотектонические условия формирования моласс. — Геотектоника, 1972, № 1, с. 29–44.
- Мазарович О.А. Тектоника. Тенизская впадина. — В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 259–260.
- Мазарович О.А. Девонская система. Тенизская впадина. — В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 281.
- Мазарович О.А., Ваймарн А.Б., Великовская Э.М., Малиновская С.П., Пейх В., Разина Т.П., Юрина А.Л. Девон северного крыла Сарысу-Тенизского поднятия и южного крыла Тенизской впадины. — В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 270–302.
- Мазарович О.А., Минервин О.В. Взаимотношение силурийских и девонских моласс в каледонидах Центрального Казахстана. — В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 77–80.
- Мазарович О.А., Минервин О.В. Взаимотношения силурийских и девонских моласс в каледонидах Центрального Казахстана. — Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1971, № 2, с. 3–17.

- Мазарович О.А., Михайлов А.Е. Молассовая формация. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, № 5, с. 145–146.
- Максимов А.А., Петренко А.З. Железо-марганцевые типы месторождений и рудопроявлений Джекказган-Карсакапайского рудного района (Центральный Казахстан). — В кн. "Вопросы геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 619–632.
- Малиновская С.И. Новый среднедевонский род *Stegolepis* (Antiarchi, Placodermi) из Центрального Казахстана. — Палеонт. журн., 1973, № 2, с. 71–82.
- Малиновская С.П. Принципы систематики антиарх. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1973, № 6, с. 150.
- Мартынова М.В. Новые позднефаменские брахиоподы Центрального Казахстана. — Палеонт. журн., 1970, № 1, с. 58–72.
- Мартынова М.В. К вопросу о границе девона и карбона в Центральном Казахстане. — В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 167–169.
- Мартынова М.В. Материалы к фаунистической характеристике и стратиграфии живетского яруса Центрального Казахстана. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, № 2, с. 73–82.
- Мартынова М.В. Палеогеография и история развития морского бассейна в западной части Центрального Казахстана в фаменском веке. — Вести. Моск. ун-та, серия геол., 1973, № 2, с. 52–65.
- Мартынова М.В., Успенский Е.П. Девонская система. Средний и верхний отделы. — В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 55–71.
- Мельчакова Л.В., Плюснина И.И., Соболев Р.Н. Исследование ИК-спектров слюд в области ОН-колебаний. — Вести. Моск. ун-та, серия геол., 1971, № 3, с. 96–100.
- Милеев В.С. Линейность и растяжение в складчатой структуре. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 4, с. 869–872.
- Милеев В.С. Использование будинажа для оценки величины деформации. — В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". М., Изд-во МГУ, 1971, с. 90–92.
- Милеев В.С. Механизмы образования складчатости продольного расплющивания. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, № 4, с. 147–148.
- Милеев В.С. К вопросу об использовании ориентировок галек метаморфизованных конгломератов для палеогеографических построений. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, № 4, с. 155–156.
- Милеев В.С. Кинематическая природа метаморфогенной складчатости (на примере протерозойского Майтубинского антиклинория) — В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 588–600.
- Милеев В.С. Геодинамические условия формирования складчатости продольного горизонтального и вертикального расплющивания. — В кн. "Внутренняя геодинамика". Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по внутренней геодинамике. Вып. 2. Вопр. динамики эндогенных процессов. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1972, с. 12–14.
- Милеев В.С. К вопросу о развитии будинажа и его использование для оценки величины деформации. — Вести. Моск. ун-та, серия геол., 1973, № 5, с. 35–48.
- Милеев В.С. Структурные исследования в комплексе геологических работ масштаба 1:50 000 на примере Южного Улутая. В кн. "Пути повышения эффективности геологосъемочных и поиск. работ". Тезисы докл. на совещ. в г. Ульяновске. М., Изд. МГ СССР, 1973, с. 61–62.

- Милеев В.С. Будинаж как индикатор интенсивности и условий складкообразования. – Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 2, с. 418–421.
- Милеев В.С. Условия образования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклинория. – В кн. "Вопр. геологии докембрия Центрального Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. XI. М., Изд-во МГУ, 1974.
- Минервин О.В. Ордовик Сарысу-Тенизского водораздела. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 93.
- Минервин О.В. Граптолитовые зоны карадокских отложений Стерлитамакского и Калмыккульского прогибов и проблема границы среднего и верхнего ордовика Казахстана. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 94.
- Минервин О.В. Докембрий. Джаркаинагачский антиклинорий и южное обрамление Кокчетавского массива. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 57–60.
- Минервин О.В. Нерасчлененные отложения докембрия. Конский синклинорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 98.
- Минервин О.В. Ордовикская система. Джаркаинагачский антиклинорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 159–161.
- Минервин О.В. Ордовикская система. Калмыккульский синклинорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 161–164.
- Минервин О.В. Ордовикская система. Конский синклинорий и Кирейский антиклинорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 172–174.
- Минервин О.В. Ордовикская система. Стерлитамак-Марьевский синклинорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 155–159.
- Минервин О.В., Бабичев Е.А. Стратиграфия ордовика северо-западной части Центрального Казахстана. – В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 95–96.
- Минервин О.В., Бабичев Е.А., Розен О.М. Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 214–225.
- Минервин О.В., Бабичев Е.А., Тенякова Р.Г. Краткий очерк стратиграфии ордовика северо-западной части Центрального Казахстана. – В кн. "Допалеозой и палеозой Казахстана", т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 191–206.
- Минервин О.В., Штельмах С.К. К вопросу о стратиграфии и зональном расчленении ордовикских отложений южного обрамления Кокчетавского массива. – В кн. "Вопросы геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 226–248.
- Михайлов А.Е., Тихомиров В.Г., Журавлев Б.Я., Чернов Ю.Н. Тектоника, геологическая история и магматизм. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 167–192.
- Печаева Г.П., Юнаковская Ю.В. Возможности использования данных метода вызванной поляризации при детальном геологическом картирова-

- нии. – В кн. "V научн. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 310–311.
- Новикова М.З. Некоторые особенности развития ордовикского вулканизма Степнякского синклинория. – В кн. Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 45–46.
- Новикова М.З. Эволюция состава нижнепалеозойских базальтов Степнякского синклинория (Северный Казахстан). – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1973, № 6, с. 126–129.
- Новикова М.З., Спиридонов Э.М. Вулкано-плутонические ассоциации основных пород и эволюция состава базальтов нижнего палеозоя Степнякского синклинория и Ишкеольмесского антиклинория (Северный Казахстан). – В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахстан. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 213–214.
- Оникиенко С.К., Дорохов И.Л. Пермский кайнарский интрузивный комплекс. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ 1971, с. 151–157.
- Островская Е.В., Никольская Н.Н., Спиридонов Э.М. Клинопироксены основных эффузивов восточного склона Южного Урала. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1972, № 3, с. 51–60.
- Пославская И.А., Мигдисов С.А. Вулканогенно-осадочные образования средне-верхнедевонского возраста района оз. Карасор. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 336–346.
- Рейнтлингер Е.А., Семихатова С.В., Айзенберг Д.Е., Антропов И.А., Богущ О.И., Бразникова Н.Е., Бывшева Т.В., Дуркина А.В., Кедо Г.И., Конопова Л.И., Липина О.А., Мартынова М.В., Михно Н.М., Нашкапова О.Н., Поярков Б.В., Сергунькова О.И., Симанов Н.В., Чихова В.А., Юферев В.А. Граница девона и карбона в СССР по биостратиграфическим данным. – В кн. "Стратиграфия карбона и геология угленосных формаций СССР". Материалы VII Междунар. конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., "Недра", 1975, с. 38–49.
- Розанов С.Б. Эволюция вулканизма и закономерности в локализации джеспилитов на примере карсакпайской серии (Улутау, Центральный Казахстан). – В кн. "V науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 186–187.
- Розанов С.Б., Филатова Л.И. Эволюция вулканизма начальных этапов развития протерозойской геосинклинали западной части Центрального Казахстана. – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 50–51.
- Розанов С.Б., Филатова Л.И. Джеспилитоносные кератофиро-спилитовые комплексы докембрия Центрального Казахстана и проблема железонакопления. – В кн. "Всесоюз. семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу". Тезисы докл. Петрозаводск, 1972, с. 67–68.
- Розанов С.Б., Филатова Л.И. Особенности вулканизма начальных этапов развития протерозойской геосинклинали (Центральный Казахстан). – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1972, № 2, с. 58–63.
- Свальнов В.Н., Вязовикова Г.И. Маркирующие горизонты пермских отложений юго-запада Тенизской впадины. – В кн. "V науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 31–33.

- Сигачева Н.Н., Мигдисов С.А. Регионально-метаморфические породы одного из участков Спасской зоны смятия (Центральный Казахстан). – В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана. Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 261–262.
- Соболев Р.Н. Гранитоидный магматизм Сарысу-Тенизского водораздела и его связь с тектоникой. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 4, с. 159–160.
- Соболев Р.Н. Некоторые петрографо-геохимические аспекты глубинного гибридизма. – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". М., Изд-во МГУ, 1971, с. 185–186.
- Соболев Р.Н. Девонский гранитоидный магматизм Центрального Казахстана. – В кн. "Магмат. и метоморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, Изд-во "Наука", 1974, с. 49.
- Соболев Р.Н. О температурах кристаллизации палеозойских гранитоидов западной части Центрального Казахстана. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1974, № 3, с. 100–104.
- Соболев Р.Н. Распределение золота в минералах гранитоидов западной части Центрального Казахстана. – В кн. "Геохимия золота", т. II. Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 32–33.
- Соболев Р.Н. Условия возникновения и кристаллизации гранитных магм западной части Центрального Казахстана. – В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 136–137.
- Соболев Р.Н., Авдеев А.А., Емельяненко П.Ф., Старов В.И., Федотов Т.Ф. и др. Магматизм зоны краевого вулканического пояса. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 129–140.
- Соболев Р.Н., Боришанская С.С. Первая находка самородного цинка в Казахстане. – Записки Всесоюз. минер. об-ва, 1971, № 3, с. 332–333.
- Соболев Р.Н., Борщевский Ю.А., Шульга В.М. О влиянии гибридизма на значения К-Аг возраста на примере гранитоидов Казахстана. – Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 10, с. 30–34.
- Соболев Р.Н., Веймарн А.Б., Дорохов И.Л., Емельяненко П.Ф., Завражнов В.Н. Девонские интрузивные комплексы зоны сочленения широтной и юго-западной ветвей краевого вулканического пояса. – В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 135–136.
- Соболев Р.Н., Дорохов И.Л., Емельяненко П.Ф., Завражнов В.Н., Зардишвили Н.И., Кабанов Ю.Ф., Кузнецов И.Е., Спиридонов Э.М., Филатова Л.И., Филиппович И.З., Шеголева Л.А., Щербакова М.И., Зыков С.И., Ступникова П.И., Краснобаев А.А. История интрузивного магматизма некоторых районов Центрального и Северного Казахстана. – В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 17–19.
- Соболев Р.Н., Зыков С.И., Ступникова П.И. Реперные точки Центрального Казахстана и обоснование их геологического положения и радиологического возраста. – В кн. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических комплексов". М., "Наука", 1973, с. 69–70.
- Соболев Р.Н., Костина Р.И., Ерохина Л.В. Некоторые данные о возрасте гранитоидов Сарысу-Тенизского водораздела. – В кн. "Новые

- данные по геохрон. шкале в абсолютн. летосчислении". Тезисы докл. XVII сессии. М., "Наука", 1971, с. 83.
- Соболев Р.И., Костина Р.И., Ерохина Л.В. Некоторые данные о возрасте гранитоидов Сарысу-Тенизского водораздела. – В кн. "Новые данные абсолютной геохронологии (XVII сессия)". М., "Наука", 1974, с. 298–305.
- Соболев Р.И., Мельников Ф.П., Безмен П.И. К динамике упорядочения К–Na полевых шпатов. – Докл. АН СССР, серия геол., 1974, т.216, № 2, с. 405–406.
- Соболев Р.И., Мурина Г.А., Минервин О.В., Котловская Ф.И. О возрасте гранитоидов северной части Сарысу-Тенизского водораздела. – В кн. "Геолого-радиологическая интерпретация несохдающихся значений возраста". М., "Наука", 1973, с. 278–281.
- Соболев Р.И., Найденов Б.М., Краснобаев А.А. О влиянии некоторых геологических процессов на значение цифр радиологического возраста. – В кн. "Новые данные по геохрон. шкале в абсолютном летосчислении". Тезисы докл. XVII сессии. М., "Наука", 1971, с. 84–85.
- Соболев Р.И., Плюснина И.И., Мельчакова Л.В. Применение метода ИК-спектроскопии к изучению биотитов из гранитоидов Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан). – Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, 1972, № 8, с. 46–51.
- Соболев Р.И., Ситнин А.А. Тантал, ниобий и редкие щелочи в слюдах из гранитов Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан). – Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1970, № 4, с. 69–72.
- Соболев Р.И., Чеховских М.М. Щелочные элементы в кислых интрузивных породах Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан). – Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, 1971, № 11, с. 27–35.
- Соколова Н.Ф., Спиридонов Э.М. Акцессорные минералы интрузивных пород Степнякского золоторудного поля в Северном Казахстане. – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 163–165.
- Соколова Н.Ф., Спиридонов Э.М. Совместное применение химических анализов и рентгеновской дифрактометрии для изучения карбонатов на примере кальцита, доломита и анкерита. – В кн. "Новые методы исследования минералов и горных пород". М., Изд-во МГУ, 1973, с. 22–25.
- Соловов А.П., Досанова Б.А., Кошелева И.А. Анализ результатов поисковых литохимических съемок при прогнозно-металлогенических исследованиях. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1970, № 4, с. 39–55.
- Спиридонов Э.М. Апортозитовая тенденция дифференциации и классификация горных пород основного состава на диаграмме А.Н. Заварицкого. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 5, с. 141–142.
- Спиридонов Э.М. Ильваит из скарнового месторождения Ичке-Ульмес в Северном Казахстане. – Вест. Моск. ун-та, серия геол., 1970, № 5, с. 110–111.
- Спиридонов Э.М. Апортозитовая тенденция магматической дифференциации. – В кн. "Проблемы магматизма Балтийского щита". Л., "Наука", 1971, с. 162–166.
- Спиридонов Э.М. Золото и медь в горных породах Степнякского и Бестюбинского золоторудных полей. – Геология и геофизика, 1971, № 9, с. 124–130.
- Спиридонов Э.М. К петрологии некоторых золотоносных интрузивов Северного Казахстана. – В кн. "Петрографические доклады". М., Изд-во МГУ, 1971, с. 40–41.

- Спиридонов Э.М. Определение параметров элементарной ячейки клинопироксенов ангитового ряда и химического состава пироксенов по ним. — В кн. "Новые методы исследования минералов и горных пород". М., Изд-во МГУ, 1973, с. 25–29.
- Спиридонов Э.М. Анортозиты, габброидные анортозиты и анортозитовые габброиды Северного Казахстана. — В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 176–177.
- Спиридонов Э.М., Новикова М.З., Филиппьев М.П., Светлов К.В., Соколова П.Ф. Геологическое положение и возраст месторождения "кварцитовые Горки" в Северном Казахстане. — Бюлл. МОИП, отд.геол., 1973, № 5, с. 159–160.
- Спиридонов Э.М., Соколова П.Ф. Ассоциации самородного золота и теллуридов золота месторождения Жана-Тюбе (Северный Казахстан). — В кн. "Минералогия золота". Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 27–28.
- Спиридонов Э.М., Соколова П.Ф., Гапеев А.К. Минеральные ассоциации золото-теллуридного месторождения Жана-Тюбе в Северном Казахстане. — Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1, с. 54–65.
- Спиридонов Э.М., Соколова П.Ф., Шуликова Н.Г. Новые типы минеральных ассоциаций самородного золота Северо-Казахстанской провинции. — В кн. "Минералогия золота". Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 20–21.
- Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. Материалы Караганд, стратигр. совещ. Под ред. Ю.А. Зайцева, Б.М. Келлера, М.А. Семихатова. М., Изд-во МГУ, 1971, 237 с.
- Страхова Н.А., Дорохов И.Л., Кац Я.Г. О возможности использования статистического анализа аэромагнитных данных при геологических исследованиях (на примере Центрального Казахстана). — Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, 1971, № 11, с. 91–99.
- Тихомиров В.Г. Сравнительные данные о палеозойском орогенном вулканизме Центрального Казахстана и Салаиро-Саянской области. — В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 477–503.
- Тихомиров В.Г. Историко-геологические данные о соотношении и происхождении ассоциации кислых вулканических и гранитоидных пород. — Вести. Моск. ун-та, серия геол., 1972, № 4, с. 36–45.
- Тихомиров В.Г. Тектоника, Сарысу-Тенизское поднятие. — В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 255–259.
- Тихомиров В.Г., Журавлев Б.Я., Курчавов А.М. Структурные типы палеозойских вулканических массивов Центрального Казахстана. — В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчеты, конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 80–81.
- Тихомиров В.Г., Мазарович О.А., Мартынова М.В. Девонская система, Сарысу-Тенизское поднятие. — В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 273–281.
- Тихомиров В.Г., Тихомирова Э.И. Орогенные палеозойские серии и ассоциации вулканических пород области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья. Изд-во МГУ, 1970, № 6, с. 65–74.
- Троицкая Т.Д. Мшанки из пограничных отложений девона и карбона Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан). — В кн. "Ломоносов-

- ские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ. Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 19–20.
- Троицкая Т.Д. Стратиграфическое значение мшанок для пограничных отложений девона и карбона Центрального Казахстана.—В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с.174–176.
- Турсина В.В. Первая находка лlandoверийских граптолитов и беззамковых брахиопод в силуре Успенского синклинория (Центральный Казахстан). — Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1974, № 6, с. 72–74.
- Уразаев Б.М., Рабкина Р.П., Розанов С.Б., Япаскурт О.В. Физические свойства докембрийских пород Южного Улутау. — Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1971, № 4, с. 93–105.
- Урываева А.П. Некоторые петрохимические особенности вулканического комплекса широтной ветви краевого девонского пояса Центрального Казахстана. — В кн. "У науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 208–210.
- Урываева А.П. Средний отдел каменноугольной системы Керегетасская свита. — В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 93–99.
- Урываева А.П., Зенько Т.Е. Петрохимические и геохимические особенности вулканигов юго-западной ветви девонского вулканического пояса Центрального Казахстана. — В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 222–223.
- Успенский Е.П. Стратиграфия. Ордовикская система. Верхний отдел.— В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с.192–197.
- Ушатинская Г.Т. Род *Sieberella (Brachiopoda)* в нижнем девоне Центрального Казахстана. — Палеонт. журн., 1970, № 4, с. 66–71.
- Ушатинская Г.Т. Силурийская система. Конский синклинорий. — В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 216–218.
- Ушатинская Г.Т. Силурийская система. Нурынский синклинорий. — В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 241–244.
- Ушатинская Г.Т., Четверикова Н.П. Пограничные слои силура и девона в Центральном Казахстане. — В кн. "Граница силура и девона и биостратиграфия силура". Л., "Наука", 1971, с. 228–233.
- Федоров Т.О. Герцинский тектоно-магматический цикл. Магматизм зоны краевого вулканического пояса. — В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 150–152.
- Филатова Л.И. Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана (к разработке корреляционной схемы докембрия Казахстана). — В кн. "У науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1970, стр. 11–14.
- Филатова Л.И. Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана в связи с разработкой корреляционной схемы докембрия. — Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1970, № 2, с. 95–116.
- Филатова Л.И. Еремантау-Ниязский и Бошекульский антиклинорий. Нижний докембрий. — В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 60.

- Филатова Л.И. Ишкеольмесский антиклинорий, Нижний докембрий. В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 65.
- Филатова Л.И. Особенности развития раннепротерозойской геосинклинали Центрального Казахстана. – Геотектоника, 1972, № 5, с. 115–122.
- Филатова Л.И. Раннедокембрийский вулканизм. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 11–20.
- Филатова Л.И. Стратиграфическое положение и формационные особенности железорудных толщ Центрального Казахстана. – В кн. "Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира" Труды междунар. симпозиума. Киев. "Наукова думка", 1972, с. 27–32.
- Филатова Л.И. Тектоническое развитие и магматизм Центрального Казахстана в раннем–среднем протерозое. – В кн. "Тектоника и магматизм Казахстана". Алма-Ата, "Наука", 1973, с. 8–20.
- Филатова Л.И. Вулканогенные формации протерозойского метаморфического комплекса Центрального Казахстана. – В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана. Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 183–184.
- Филатова Л.И., Богатырева Н.А. О древнейших толщах докембрия Южного Улутау. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 92–106.
- Филатова Л.И., Филиппович И.З. Гранито-гнейсовые формации, условия их образования (на примере Южного Улутау, Центральный Казахстан). – В кн. "Магматизм, формация кристаллических пород и глубины Земли". Труды IV Всесоюз. петр. совещ. М., "Наука", 1972, с. 54–57.
- Филатова Л.И., Филиппович И.З. Раннедокембрийские интрузивные комплексы. Улутауский и Майтубинский антиклинории. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 78–82.
- Филатова Л.И., Филиппович И.З. Формация лейкократовых и субщелочных гранитов. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 95–96.
- Филатова Л.И., Яковлев Х.А. К стратиграфии докембрия Сарысу-Тенизского водораздела. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 196–204.
- Филатова Л.И., Янаскурт О.В. О протерозойских конгломератах Южного Улутау. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 159–177.
- Филиппович И.З. Гранитоидные и гранито-гнейсовые комплексы Южного Улутау. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 178–195.
- Филиппович И.З. Новые данные о расчленении докембрийских гранитоидов Южного Улутау. – Докл. АН СССР, т. 196, № 5, 1971, с. 1178–1181.
- Филиппович И.З. Сиениты Карсакпайского массива. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., Изд-во "Недра", 1972, с. 96.
- Филиппович И.З. Апоинтрузивные пропилиты как характерный тип постмагматических изменений гранитоидов повышенной основности (на примере Южного Улутау). – В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана. Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 265.
- Филиппович И.З., Великовская Э.М. Девоновый орогенный магматизм Стспякского синклиория. – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 42–43.

- Филиппович И.З., Великовская Э.М. Девонский орогенный магматизм западных частей Степнякского синклиория. – Сов. геология, 1973, № 6, с. 144–148.
- Филиппович И.З., Великовская Э.М. Орогенная вулcano-плутоническая ассоциация кислого состава (на примере силуро-девонских образований Степнякского синклиория в Северном Казахстане). – В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 224.
- Филиппович И.З., Соболев Р.Н. Докембрийский гранитоидный магматизм Центрального Казахстана. – В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана". Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 50.
- Фролов Д.К., Спиридонов Э.М. Использование петрохимических данных для выявления пород золотоносных плутонов Степнякского типа Северного Казахстана с применением корреляционного анализа и дискриминантных функций. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, № 2, с. 153–154.
- Хамзин С. Каменноугольная система, Визейский ярус, Нижний подъярус. – В кн. "Геология и металлогения Токрауской впадины и юго-зап. Чингиза". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. IX. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 73–74.
- Хераскова Т.Н. Некоторые особенности формирования фосфатоносных и ванадиеносных отложений кембрия Улутау (Центральный Казахстан). – В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971а, с. 52–53.
- Хераскова Т.Н. Строение и условия образования известняково-кремнистой фосфатоносной формации Байконурского синклиория. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1971б, № 4, с. 27–40.
- Четверикова Н.П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид в Центральном Казахстане. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 6, с. 5–28.
- Четверикова Н.П. Девонская система, Карагандинский синклиорий, Спасская антиклинальная зона. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1972, с. 296–302.
- Четверикова Н.П. Девонская система, Нурийский синклиорий. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1. М., Изд-во "Недра", 1972, с. 302–306.
- Четверикова Н.П. Тектоника. Зона краевого вулканического пояса. – В кн. "Геология СССР", т. XX, Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 1, М., "Недра", 1972, с. 270–271.
- Четверикова Н.П. Девонская система Карагандинского и Нуринаского синклиория. – В кн. "Стратиграфия СССР". Девонская система", кн. 1. М., "Недра", 1973, с. 489–495.
- Четверикова Н.П. Центрально-Казахстанский девонский краевой вулканический пояс. – В кн. "Структура фундамента платформенных областей СССР". Л., "Наука", 1974, с. 359–362.
- Четверикова Н.П., Урываева А.П., Федоров Т.О. Особенности строения магматического комплекса девонского краевого вулканического пояса. – В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 316–335.
- Четверикова Н.П., Ушатинская Г.Т., Беллев О.Е., Журавлев Б.Я., Кабанов Ю.Ф., Юрина А.Л. и др. Стратиграфия девона северной части герцинид Центрального Казахстана и краевого вулканического пояса. – Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1971, № 1, с. 3–15.
- Четверикова Н.П., Яговкин В.И. Тектоника. Спасский антиклинорий, Нурийский и Айнасуевский синклиории. – В кн. "Геология СССР", т. XX. Центр. Казахстан. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра", 1972, с. 275–277.

- Шульга В.М., Спиридонов Э.М. Биотиты интрузивных пород сининверсионной гранодиорит-тоналитовой крыккудукской серии Северного Казахстана. — В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 49–50.
- Щеголева Л.А. Позднепалеозойская—раннепалеозойская вулканическая серия окраин восточной части Карагандинского бассейна. — Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1973, № 6, с. 86–89.
- Щеголева Л.А. Строение позднепалеозойского—раннепалеозойского вулканического массива Аюлы (Центральный Казахстан) и его положение в структуре каледонского массива. — В кн. "Вопр. геологии, геохимии и геофизики при поисках месторожд. полезн. ископ. и инж.-геол. изыск. М., Изд-во МГУ, 1974, с. 3–13.
- Щербакова М.И. К вопросу о генетическом анализе разрезов вулканогенно-осадочных отложений. — В кн. "Классиф. и номенкл. вулк.-осад. пород". Материалы Всесоюз. семинара. Тбилиси, 1970, с. 130–135.
- Щербакова М.И. К вопросу о ритмичности геосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений. — Литология и полезн. ископ., 1970, № 1, с. 100–109.
- Щербакова М.И. К вопросу о разработке региональных стратиграфических схем в области развития вулканогенно-осадочных отложений. — В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 31–32.
- Щербакова М.И. К вопросу о проведении границы девона—карбона в областях развития вулканогенно-осадочных отложений (на примере Северного Прибалхашья). — В кн. "Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана". Тезисы докл. Алма-Ата, 1971, с. 177.
- Щербакова М.И. Пепловый град в вулканогенно-осадочных отложениях Прибалхашья (Казахстан). — Литология и полезн. ископ., 1972, № 1, с. 155–160.
- Щербакова М.И. Изучение вулканогенно-осадочных пород Северного Прибалхашья петрологическими методами. — В кн. "Магмат. и метаморф. комплексы Казахстана. Тезисы докл. II Казахст. петр. совещ. Алма-Ата, "Наука", 1974, с. 346.
- Щербакова М.И. Условия формирования вулканогенно-осадочных формаций в палеозое на каледонском и вариссийском этапах. — В кн. "Вулканогенно-осадочный литогенез". Тезисы докл. Ю.-Сахалинск, 1974, с. 129–131.
- Япаскурт О.В. Некоторые результаты литологического изучения метаморфических толщ докембрия на примере кумолинской и белкудукской свит Улутау (Центральный Казахстан). — В кн. "V науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 15–16.
- Япаскурт О.В. К методике литологического изучения метаморфизованных обломочных пород (на примере средне-верхнепротерозойских толщ Улутау). — В кн. "Ломоносовские чтения и VI науч. отчетн. конф. геол. ф-та МГУ". Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 36–37.
- Япаскурт О.В. К стратиграфии боздакской серии докембрия Южного Улутау. — В кн. "Вопр. геологии Центр. Казахстана". Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 123–136.
- Япаскурт О.В. Литологические особенности докембрийских толщ восточного крыла Майтубинского антиклинория (Улутау, Центральный Казахстан). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, № 4, с. 154–155.
- Sobolev R.N., Borshevskiy Yu.A., Shulga V.M. The K-Ar age of Kazakhstan granitoids, as influenced by hybridization. — Int. Geol. Rev., 1971, 13 N°1, 1746–1749.

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора	5
Е.А. Бабычев, И.Л. Дорохов, Ю.А. Зайцев, А.А. Максимов. Двадцать пять лет работы Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ	7
Ю.А. Зайцев. Некоторые аспекты геологической истории области палеозойской складчатости Казахстана	19
Л.И. Филатова, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова, А.А. Крас- нобаев, И.З. Филиппович. Проблемы геохронологии метамор- фического комплекса докембрия Центрального Казахстана	46
Ю.А. Зайцев, Т.Н. Хераскова. Вент Центрального Казахстана и проблема байкальской складчатости	67
Е.А. Бабычев, В.И. Борисенок, Э.М. Великовская, Н.А. Гер- расимова, Ю.А. Зайцев, Н.И. Зардиашвили, И.Е. Кузне- цов, О.В. Минервин, М.З. Новикова, Л.Т. Протасевич, С.Б. Розанов, Т.Н. Хераскова. Раннегеосинклинальные крем- нисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского эта- па развития Центрального Казахстана	91
О.А. Мазарович, С.П. Малиновская, М.В. Мартынова, С.А. Мигдисов, И.А. Пославская, Г.Т. Ушатинская, Н.П. Четверикова, А.Л. Юрина. К региональной стратигра- фической схеме девона Центрального Казахстана	116
О.А. Мазарович. Девонские молассы Центрального Казахстана	132
Н.В. Литвинович, Т.Н. Голубовская, В.А. Голубовский, Н.Ф. Чумакова. Основные итоги изучения каменноугольных и пермских отложений Центрального Казахстана	151
Б.Я. Журавлев, А.П. Урываева, Т.О. Федоров, Н.П. Чет- верикова, О.Е. Беляев, В.Н. Завражнов, Н.И. Зардиаш- вили, И.А. Кошелева, Н.Л. Чечик. Казахстанский девонский краевой вулканический пояс	167
М.Н. Шербакова, М.К. Бахтеев, А.М. Курчавов, А.Е. Ми- хайлов, А.И. Положихина, Л.Н. Шарпенюк, Л.А. Щего- лева. Верхний палеозой западных и северных частей Джунга- ро-Балхашской геосинклинали	184
Н.И. Зардиашвили, Э.М. Спиридонов, Р.Н. Соболев, И.З. Фи- липпович. Гранитоидные комплексы каледонид Центрального Казахстана	203
Е.А. Бабычев, В.И. Борисенок, Э.М. Великовская, О.В. Ми- нервин, М.З. Новикова, Э.М. Спиридонов, И.З. Филип- пович. Геологическое строение и история развития Степнякского синклинория	220
О.Е. Беляев, Ю.Ф. Кабанов, Н.Н. Сигачева, Л.А. Щеголе- ва. Геологическое строение и особенности развития широтной части краевой системы каледонид и варисцид Центрального Ка- захстана	242

Е.Ф. Бурштейн, О.Е. Беляев, Ю.Ф. Кабанов, Г.П. Кошелев, И.А. Кошелева. Металлогенические особенности зоны сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана (широтная часть)	259
А.Б. Веймарн, А.А. Максимов, А.З. Петренко, С.Б. Розанов. Металлогения железа и марганца Центрального Казахстана	272
В.С. Милеев. Структурные исследования при крупномасштабном геологическом картировании и результаты изучения некоторых сложнорасчлененных комплексов	289
В.С. Милеев, И.А. Кошелева, А.В. Тевелев, А.Б. Веймарн, И.Л. Дорохов. Некоторые принципы составления глубинных карт-срезов при объемном геологическом картировании	307
Список работ сотрудников Казахстанской экспедиции, опубликованных в течение 1969-1974 гг.	327

УДК 55.061 (574)

Двадцать пять лет работы Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ, Бабичев Е.А., Дорохов И.Л., Зайцев Ю.А., Максимов А.А. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Освещаются основные результаты исследований, выполненных Центрально-Казахстанской экспедицией геологического факультета МГУ за 25 лет (1949-1974 гг.), роль основателя и научного руководителя экспедиции А.А. Богданова. Рассмотрены главные направления научных исследований в области региональной геологии, стратиграфии, тектоники, литологии, петрографии, геохимии, геофизики и металлогении, а также методических разработок. Библ. 4 назв.

УДК 551.242.31 (574)

Некоторые аспекты геологической истории области палеозойской складчатости Казахстана, Зайцев Ю.А. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Рассматриваются новые данные о тектоническом районировании Казахстана, рассматривается строение фундамента палеозойских геосинклиналей, возможность их заложения на континентальной земной коре, вопросы миграции складчатостей. Устанавливается зависимость проявления складчатостей от степени геосинклинальной переработки континентальной коры. Описываются особенности палеозойских геосинклинальных циклов, значение тельбеской складчатости. Границу каледонской и варисийской тектонических эр предлагается отнести к середине позднего девона. Илл. 5. Табл. 1. Библ. 41 назв.

УДК 550.93 + 552.321.1 (574)

Проблемы геохронологии метаморфического комплекса докембрия Центрального Казахстана, Филатова Л.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Краснобаев А.А., Филиппович И.З. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Урано-свинцово-ториевым методом по циркону датируются: 1 - рубеж, близкий 1700-1800 млн. лет, отвечающий гранитизации, складчатости и региональному метаморфизму; 2 - время последнего регионального метаморфизма, близкое 1400 млн. лет; 3 - неметаморфизованные вулканогенные толщи верха разреза докембрия (кислые вулканиты белеутинской серии) - 950±60 млн. лет; 4 - "омоложение" возраста метаморфических пород происходит на рубежах 1400, 1000 и 650-700 млн. лет, соответственно при последнем региональном метаморфизме и позднее при существенных структурных перестройках в позднем протерозое. Илл. 1. Табл. 1. Библ. 15 назв.

УДК 551.72 + 551.240 (574)

Венд Центрального Казахстана и проблема байкальской складчатости, Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Рассмотрена проблема выделения венда. Охарактеризованы яшмово-диабазовая, вулканогенно-терригенная, терригенно-кремнистая фосфатоносная и спаргмитовая формации, распространенные в Ишимско-Байконурско-Кара-

тауской хемизвгеосинклинальной зоне, базальная терригенная, спармито-вая и кремнисто-карбонатная, слагающие венд Актауско-Джунгарской геосинклинальной зоны. Сделан вывод о заложении в венде каледонских геосинклинальных прогибов; формации венда характеризуют начальный этап развития геосинклиналей, сопровождаемый интенсивными тектоническими движениями. Илл. 3. Табл. 4. Библ. 44 назв.

УДК 551.72 + 551.732 (574)

Раннегеосинклинальные кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского этапа развития Центрального Казахстана. Бабичев Е.А., Борисенок В.И., Великовская Э.М., Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А., Зардиашвили Н.И., Кузнецов И.Е., Минервин О.В., Новикова М.З., Протасевич Л.Т., Розанов С.Б., Хераскова Т.Н. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Рассмотрены строение и возраст раннегеосинклинальных образований Атаусуйского, Тектурмасского, Ишкеольмесского антиклинория, Чингизского мегантиклинория. Предлагается рабочая корреляционная схема раннегеосинклинальных комплексов палеозой, образующих единый формационный ряд и соответствующих возрастному интервалу от венда до среднего ордовика. Верхняя граница раннегеосинклинальных комплексов испытывает смещение во времени. Обсуждается связь гипербазитов с раннегеосинклинальными вулканическими комплексами. Илл. 5. Табл. 1. Библ. 22 назв.

УДК 551.734 (574.3)

К региональной стратиграфической схеме девона Центрального Казахстана. Мазарович О.А., Малиновская С.П., Мартынова М.В., Мигдисов С.А., Пославская И.А., Ушатинская Г.Т., Четверикова Н.П., Юрина А.Л. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Сведен материал по биостратиграфии девона Сарысу-Тенизского водораздела, гор Улутау, южных и юго-восточных окраин Карагандинского бассейна, юго-западных предгорий хр. Чингиз. Основное внимание уделено установлению возрастных аналогов биостратиграфических горизонтов девона, сопоставлению с ними подразделений местных стратиграфических схем. Рассматриваются вопросы границы силура и девона, нижнего и среднего девона, сопоставление флористических комплексов из морских и континентальных отложений. Приведена таблица корреляции. Табл. 2. Библ. 39 назв.

УДК 551.734 (574.3)

Девонские молассы Центрального Казахстана. Мазарович О.А. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Обосновано выделение формаций среди континентальных отложений девона на примере Сарысу-Тенизского водораздела и Джекказган-Улутауского района. Естественно обособляются две молассы, замещающиеся вулканогенными формациями. Рассматривается происхождение и историко-геологическое положение моласс всего Центрального Казахстана. Девонские молассы возникли за счет размыва пород вулканического пояса; меньшая часть моласс образовалась при разрушении пород фундамента. Девонские молассы представляют собой постгеосинклинальные молассы активизации. Илл. 2. Табл. 2. Библ. 32 назв.

УДК 551.735.+736 (754.3)

Основные итоги изучения каменноугольных и пермских отложений Центрального Казахстана. Литвинович Н.В., Голубовская Т.Н., Голубовский В.А., Чумакова Н.Ф. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Изложены основные данные по стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Төнізской, Джебжазганской впадины, Карагандинского бассейна и Прибалхашья. Рассматривается вопрос о границах девона-карбона, нижнего-среднего карбона, объем намюрского яруса. Впервые публикуются списки остракод среднего карбона – перми. Дана характеристика палеогеографии каменноугольного и пермского периодов. Дана схема сопоставления отложений указанных регионов. Илл. 2. Табл. 1. Библ. 19 назв.

УДК 551.21 + 551.734 (574.3)

Казахстанский девонский краевой вулканический пояс. Журавлев Б.Я., Урываева А.П., Федоров Т.О., Четверикова Н.П., Беляев О.Е., Завражнов В.Н., Зардиашвили Н.И., Кошелева И.А., Чечик Н.Л. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Рассматривается строение краевого вулканического пояса по его сегментам, зонам, вулканическим массивам. Различные части вулканического пояса имеют близкое, трехчленное строение разреза. Вулканиты представлены рядом от базальтовых до липаритовых пород. Выделяются дифференцированные и контрастные серии вулканитов. Анализируется поведение петрогенных и малых элементов. Илл. 2. Библ. 13 назв.

УДК 551.8 + 552.323 (574)

Верхний палеозой западных и северных частей Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Шербакова М.Н., Бахтеев М.К., Курчавов А.М., Михайлов А.Е., Положихина А.И., Шарпенко Л.Н., Шеголева Л.А. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Дано описание верхнего палеозоя Токрауской впадины, западных окраин Северо-Балхашской впадины и их северного обрамления. Рассмотрены различные типы разрезов континентальных вулканогенных образований, а также морских отложений, их корреляция. Намечена эволюция химизма продуктов вулканической деятельности во времени. Рассматривается история геологического развития Токрауской впадины. Делается вывод о гетерогенном строении фундамента региона. Илл. 5. Библ. 29 назв.

УДК 552.311 (574)

Гранитоидные комплексы каледонид Центрального Казахстана. Зардиашвили Н.И., Спиридонов Э.М., Соболев Р.Н., Филиппович И.З. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Рассмотрены докаледонские (Улутуа), раннекаледонские (Селеты-Степнякская область, Улутуа) и позднекаледонские (девонский краевой вулканический пояс) гранитоидные комплексы. Ряд гранитоидных формаций каледонид от древних к молодым в пределах одного цикла: плагiogранитная, тоналит-гранодиоритовая, монзонит-граносиенит-лейкогранитная, нормальных

биотитовых гранитов, лейкогранит-аляскитовая (высокоалюминиевых или литий-фтористых гранитов). Рассмотрена рудоносность комплексов. Интрузивы монзонит-граносиенит-лейкогранитных комплексов одновозрастны, близки к раннеорогенным наземным вулканитам, являются членом вулcano-плутонической ассоциации кремнекислого состава. Илл. 1. Табл. 3. Библ. 23 назв.

УДК 551.732/.733+551.24+552.311+522.313 (574)

Геологическое строение и история развития Степнякского синклиория. Бабичев Е.А., Борисенок В.И., Великовская Э.М., Минервин О.В., Новикова М.З., Спиридонов Э.М., Филиппович И.З. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Рассмотрены стратиграфия, тектоническая структура и история геологического развития Степнякского синклиория. Выделен ряд разновозрастных вулканогенных формаций, в которых преобладают производные базальтовой магмы, разновозрастные интрузивные комплексы. Степнякский синклиорий заложен на сформировавшейся к концу протерозоя коре континентального типа. Илл. 4. Табл. 3. Библ. 18 назв.

УДК 551.73 (574.3)

Геологическое строение и особенности развития широтной части краевой системы варисцид Центрального Казахстана. Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Сигачева Н.Н., Шеголева Л.А. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

В широтной зоне сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана выделяется краевая система. Она разделена на две зоны. Внешняя зона характеризуется пологим моноклиальным погружением толщ в южном направлении, внутренняя совпадает со Спасской зоной смятия, характеризуется сложной покровно-складчатой структурой. Главная фаза складчатости, приведшая к формированию Спасского надвигового пояса, приходится на поздний карбон. Илл. 2. Табл. 3. Библ. 22 назв.

УДК 553.2+553.43 (574)

Металлогенические особенности зоны сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана (широтная часть). Бурштейн Е.Ф., Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Кошелев Г.П., Кошелева И.А. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

В широтной части краевой системы варисцид выделяются Семизбугинская и Спасская близширотные металлогенические зоны, секущая их Кызылсор-Баянаульская редкометалльная зона, связанная с процессами посторогенной активизации. Семизбугинская зона соответствует крылу девонского краевого вулканического пояса, где оруденение связано в основном с ниже-средне-девонской вулcano-плутонической ассоциацией. Спасская зона охватывает переработанную внутреннюю часть вулканического пояса. Ее металлогения многоэтапна, характеризуется халькофильной минерализацией. Илл. 1. Библ. 26 назв.

УДК 553. 31/32 (574)

Металлогения железа и марганца Центрального Казахстана. Веймарн А.Б., Максимов А.А., Петренко А.З., Розанов С.Б. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Выделено 9 основных железо- и марганцеворудных формаций: 1) джеспилитовая архея – раннего протерозоя; 2) джеспилитовая среднего – позднего протерозоя; 3) вулканогенно-осадочная железомарганцевая венда – раннего палеозоя; 4) джеспилитовых руд среднего – позднего протерозоя, претерпевших метасоматическую переработку в позднем ордовике; 5) железо-марганцевых руд венда – раннего палеозоя, претерпевших метасоматическую переработку; 6) позднеордовикская скарново-магнетитовая; 7) вулканогенно-осадочная железо-марганцевая фаменского яруса; 8) раннекаменноугольная магнетитовых и титаномагнетитовых песчаников; 9) позднепалеозойская скарново-магнетитовая. Основные эпохи рудообразования – раннепротерозойская, позднеордовикская, фаменская, позднепалеозойская. Илл. 2. Библ. 27 назв.

УДК 551.243:254 (574.3)

Структурные исследования при крупномасштабном геологическом картировании и результаты изучения некоторых сложноподстилаемых комплексов. Милеев В.С. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Рассмотрены структурные наблюдения при геологическом картировании, разделенные на описательные, кинематические и динамо-кинематические. Анализ линейности и трещиноватости протерозойских и варисийских структур Карсакпасского поднятия позволил выявить этапы их формирования, выделить разновидности складчатости продольного расплющивания. Проведен анализ линейности и исследования структурным ультразвуковым импульсным методом Новалинской зоны смятия в Северо-Западном Прибалхашье. Илл. 5. Табл. 1. Библ. 12 назв.

УДК 550,8:528,94 (574)

Некоторые принципы составления глубинных карт-срезов при объемном геологическом картировании. Милеев В.С., Кошелева И.А., Тевелев А.В., Веймарн А.Б., Дорохов И.Л. Сб. "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана". М., "Наука", 1977 г.

Рассмотрены основные принципы составления глубинных карт-срезов, выполненные в процессе объемного геологического картирования в Северо-Западном Прибалхашье. Дана краткая характеристика геологического строения района. Анализируется степень изменчивости геологического строения на глубину. Предлагается вероятностный показ геологического строения на картах-срезах. Табл. 1. Илл. 4. Библ. 3 назв.

**ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

*Утверждено к печати
Московским обществом испытателей природы*

Редактор Т.Б. Гришина
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор Н.М. Бурова

Подписано к печати 28/VI-77 г. Т - 09978
Усл.печл. 22,25 + вкл. 1,4. Уч.-изд.л. 27,7
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 217. Цена 3руб.

Книга издана офсетным способом

**Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12**