ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К «АТЛАСУ ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ, СТРУКТУРНЫХ, ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИХ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРАЗИИ»

Задача по составлению "Атласа литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии" (в дальнейшем Атлас) была инициирована в 1996 г. геологическими службами Казахстана, Кыргызстана, России и Узбекистана. В 1997 - 1998 годах к этой работе присоединились геологические службы и научные институты Азербайджана, Китая, Таджикистана и Туркмении. В 1997 г. была организована редакционная коллегия, разработаны программа и методика работ, приняты легенды основных карт Атласа. Координатором проекта был избран научно-исследовательский институт природных ресурсов ЮГГЕО (в дальнейшем ЮГГЕО), он же основной исполнитель по Казахстану.

При составлении Атласа учтены материалы многочисленных опубликованных статей и книг по стратиграфии, тектонике, магматизму, палеогеографии, и геодинамике. Список наиболее важных публикаций приведен в конце записки (12, 14 -17, 18, 20).

Атлас занимает центральную часть Евразийской литосферной плиты площадью 7 500 000 кв. км. На этой территории расположены 15 нефтегазоносных бассейнов (Волго-Уральский, Прикаспийский, Южно-Прикаспийский, Северо-Устюртский, Аральский, Предкавказско-Кавказско-Мангышлакский, Амударьинский, Афгано-Таджикский, Южно-Тургайский, Чу-Сарысуйский, Ферганский, Таримский, Джунгарский, Турпанский и южная часть Западносибирского) и складчатые структуры Кавказа, Южного Урала, Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня, Алтая и Центрального Казахстана.

Атлас основан на современных геодинамических концепциях, огромном количестве геологических, геофизических, сейсмических материалов и результатах многих тысяч буровых скважин. Атлас состоит из 71 карты, отражающих геологическое строение, историю развития, полезные ископаемые и современное состояние окружающей среды Центральной Евразии. В качестве картографической основы были приняты Геологическая карта СССР м-ба 1:2500000 (1980г.), Геологическая карта Казахстана и Средней Азии м-ба 1:1500000 (1986 г.), Геологическая карта Синзянь-Уйгурского автономного района м-ба 1:2000000 (1993 г.) и другие.

Литолого-палеогеографические карты созданы для 43-х стратиграфических уровней от рифея до плиоцена (ответственный исполнитель ЮГГЕО). Эти карты являются базовыми для палинспастических реконструкций. Они содержат обширную информацию о современном положении геологических тел, их вещественном составе и мощностях, палеогеографических и палеотектонических условиях формирования и месторождениях полезных

ископаемых. На карты вынесены синхронные и более поздние тектонические швы, сутуры, аккреционные призмы, офиолитовые аллохтоны и т.п. В данном издании представлены карты по 18 наиболее характерным стратиграфическим интервалам.

Важным материалом для составления литолого-палеогеографических карт послужили многочисленные рабочие **историко-геологические колонки** (более 2000). Каждая колонка является синтезом фактического материала по отдельным районам. Колонки сгруппированы по возрастным системам и несут большую информацию о стратиграфической корреляции, вещественном составе осадочных и эффузивных образований, их мощностях, условиях формирования и месторождениях полезных ископаемых. Наиболее представительные колонки (около 600) приведены в электронном варианте Атласа. В данном издании представлено 280 колонок для части палеогеографических зон.

Структурные карты составлены по осадочному чехлу (ответственный исполнитель ЮГГЕО) и по кровле фундамента (ответственный исполнитель ГЕОН). Эти карты построены в основном по сейсмическим и буровым данным. В данном издании представлена структурная карта по поверхности фундамента.

Палинспастические карты (ответственный исполнитель ГНПП Аэрогеофизика) составлены по 23 временным уровням на основе литолого-палеогеографических карт, палеомагнитных данных, геодинамических и структурных построений. На них приведены палинспастические реконструкции пространств между Европейским, Сибирским и Таримским континентами. Показаны океаны; краевые и внутренние моря; островные вулканические дуги; активные, пассивные и трансформные окраины континентов; палеогеографические обстановки; магматизм, метаморфизм, активные тектонические структуры; палеоклиматические условия. В данном издании представлены карты для 17 временных уровней.

Две **Геоэкологические карты** (ответственный исполнитель ВСЕГИНГЕО) отображают современное состояние геологической среды, природные и техногенные процессы, оказывающие влияние на жизнедеятельность человека, среду его обитания и экосистему в целом. Здесь приводится только одна карта, отображающая техногенные воздействия на окружающую среду.

На карте **основных тектонических элементов** показаны террейны, шовные зоны, вулканические пояса, осадочные, в том числе нефтегазоносные бассейны, крупные рудные месторождения.

Литолого-палеогеографические, структурные и геоэкологические карты составлены и перенесены на машинные носители в масштабе 1:2500000. Палинспастические карты составлены в масштабах 1:10000000 и 1:20000000 (для рифея и раннего палеозоя).

В составлении Атласа принимали участие более 200 специалистов из 23 организаций стран-участниц проекта. Эти организации составляли карты и другие материалы по своим территориям, а затем предавали их ЮГГЕО для увязки,

редакции составления сводных макетов и переноса их на машинные носители. Часть этих сводных макетов предавалась в ГНПП Аэрогеофизика для составления палинспастических карт. Бумажные варианты сводных геоэкологических карт составлялись во ВСЕГИНГЕО и передавались в ЮГГЕО для составления электронных версий.

В процессе работ проведено девять конференций ответственных исполнителей: Шымкент 1996 г., Алматы 1997г., 2000 г., 2001 г., Урумчи 1998 г., Ташкент, Москва, Кокшетау 1999 г., Бишкек 2000 г. Они позволили обсудить и решить спорные вопросы, разработать и утвердить легенды и содержание Атласа.

Материалы Атласа были успешно представлены на 31 Международном Геологическом конгрессе (Рио-де-Жанейро, август 2000 г.), XXXIV Тектоническом совещании (Москва, МГУ, февраль 2001 г.) и в Музее Истории Природы (Лондон май 2002 г.)

Составление и издание Атласа стало возможным благодаря четкой организаторской и творческой работе крупных коллективов профессиональных геологов из научных и производственных организаций Казахстана, России, Китая, Узбекистана, Кыргызстана, Туркмении, Азербайджана и Таджикистана. Основные исполнители проекта - О.А.Федоренко, В.А.Быкадоров, А.В.Смирнов, Р.Т.Ахметов, С.Л.Брызгалов, В.М.Черняков, В.К.Краснобородкин, Н.В.Нестеркина, Т.О.Федоренко (Казахстан); Г.С.Вартанян, В.Н.Островский, И.М.Ципина, А.А.Шпак, В.А.Буш, И.Б.Филиппова, В.Г.Казмин, Ю.А.Волож, Т.Н.Хераскова, Л.В.Смирнов, В.Н.Пучков, С.П.Шокальский, Л.Ф.Волчегурский (Россия); Сун Джичи, Чен Шоуде (Китай); А.К.Бухарин, Р.И.Гольштейн, И.А.Масленникова, В.И.Троицкий, Б.И.Пинхасов, (Узбекистан); А.В.Дженчураева, Р.А.Максумова (Киргизия); Р.Г.Бабаев, М.И.Рустамов, А.В.Мамедов, А.Б.Алекперов (Азербайджан); А.К.Аланов, Х.Х.Худайкулиев (Туркмения); С.С.Карапетов (Таджикистан).

Перевод на английский язык выполнил В.Н.Арефьев (ЮГГЕО). Мы выражаем особую признательность Марку Дальримпл (Англия) за оперативную редакцию английского текста Атласа.

ГЛАВНЫЕ ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Диагностика обстановок осуществлялась на основе анализа литофаций и органических остатков в соответствии с основными положениями классической теории литогенеза, разработанными в научных трудах (9, 10, 11, 13, 18,).

Фактический материал, послуживший для диагностики палеогеографических обстановок, приведен на картах в виде точек наблюдения, где изучались литолого-стратиграфические разрезы по обнажениям и буровым скважинам. Около точек наблюдения условными знаками показаны литологический состав толщ, характерные группы фауны и флоры, мощность в метрах и полнота разреза данного стратиграфического интервала. Частота точек наблюдения на разных участках, а следовательно, и достоверность карт крайне

неоднородна по понятным причинам (эрозия орогенических поясов, либо перекрытие мощным чехлом более молодых осадочных образований). С целью отображения степени достоверности литологический крап показан там, где имеются изученные обнажения, или изображаемая толща вскрыта скважинами. Участки карт с отсутствием прямой информации составлены по геофизическим данным, интерполяции или экстраполяции удаленных наблюдений. На этих участках палеогеографические обстановки показаны цветом без литологического крапа.

На картах докембрийских и раннепалеозойских временных интервалов оставлены “белые пятна” в тех местах, где отсутствие данных об изображаемых толщах связано либо с глубокой переработкой их в нижних горизонтах земной коры, либо с более молодым возрастом земной коры, образованной в результате более позднего спрединга.

Литолого-палеогеографические карты составлены для значительных интервалов геологического времени, поэтому нередки случаи существенных изменений палеогеографической обстановки не только на границах этапов, но и внутри них. В таких случаях на карте показывается, в зависимости от значимости изменений, либо наиболее характерная обстановка, либо две (редко три) чередующиеся обстановки в виде горизонтальных цветных полос.

Морские и океанические палеогеографические обстановки показаны на картах разными оттенками голубого, синего и фиолетового цветов. В основу их подразделения положена классическая схема фациальных зон для океанических окраин (Microfaces Analysis, 1982). Обстановки океанического ложа выделяются по абиссальным, преимущественно глинисто-кремнистым фациям, континентальный склон по батиальным турбидитам, а шельф по терригенным и карбонатным фациям литорали и сублиторали. Шельф подразделяется на внутренний и внешний. Первый отличается мелководностью осадков, близостью суши и активным гидродинамическим режимом, что выражается в грубообломочном составе, хорошей сортировке и окатанности терригенного материала. При низменном рельефе прибрежной суши и отсутствии речного сноса внутренний шельф может быть сложен карбонатными фациями. В таких случаях мелководность осадков определяется по соответствующему составу остатков фауны. К внутреннему шельфу по признаку мелководности условно отнесены карбонатные платформы, образованные в обстановке мелководных изолированных отмелей. Внешний шельф отличается преобладанием среди терригенных осадков алевритового и глинистого материала, зачастую обогащенного органическим веществом.

В качестве самостоятельной обстановки выделены глубоководные впадины внутренних и окраинных морей с батиальными глубинами. Для них характерны мелкообломочные глинистые, карбонатные и кремнистые осадки или турбидиты, как правило, обогащенные органическим веществом. В глубоководных рифтовых впадинах встречаются сульфидные гидротермальные осадки.

Большую роль в разрезах орогенических поясов и платформ играют обстановки, переходные от континентальных к морским. Они показаны на картах разными оттенками зеленого и сиреневого цветов. В литолого-стратиграфических разрезах они представлены переслаиванием континентальных и морских осадочных слоев, отражающих периодическое наступление моря на прибрежную равнину. Сюда относятся и фации дельт. Важную роль в палеогеографии региона играют лагуны и полузамкнутые бассейны с повышенной соленостью, в которых накапливаются эвапориты и, в частности, каменная соль.

К переходным относятся и обстановки на вулканических островных дугах и их склонах. Они сложены меняющимися по разрезу и латерали наземными и подводными вулканическими и вулканогенно-осадочными отложениями.

Палеогеографические обстановки суши выделены на картах коричневым, желтым, светло-зеленым либо сиреневым цветами. Важное место здесь занимают внутриконтинентальные бассейны, заполненные в основном континентальными, аллювиальными и озерными образованиями. Особое место занимают континентальные вулканические толщи, характеризующие древние вулканические плато, нагорья и вулканические постройки. Кроме того, на картах показаны высокие, средние и низкие горы, пенепленизированные возвышенности, мелкосопочник и денудационные равнины. Для выделения гор служат прямые признаки орогенеза - коллизионные плутоны, надвигово-шарьяжные структуры и зоны смятия. Они отражаются появлением грубообломочных песчано-конгломератовых, флишево-олистостромовых фаций в сопредельных бассейнах. Терригенные мелкообломочные и карбонатные фации таких бассейнов указывают на слабовозвышенный или низменный характер сопредельной суши. Внутренние континентальные озера и моря также показаны специальными символами.

Геодинамическая направленность нашей работы потребовала определенных отклонений от чистой палеогеографии. Палеогеодинамические обстановки показаны цветным крапом, отражающим вещественный состав вулканических и плутонических комплексов. Интрузии вынесены на литолого-палеогеографические карты, соответствующие времени внедрения, несмотря на то, что интрузии не имели выходов на дневную поверхность. На карты также вынесены высокобарические и низкобарические проявления метаморфизма и деформационные структуры, возникшие в субдукционных, коллизионных и других геодинамических обстановках (аккреционные призмы, тектонические меланжи, зоны интенсивных шовных деформаций (shear zones), крупнейшие сдвиги, надвиги, тектонические аллохтоны).

Особое внимание при составлении карт уделялось выявлению и отображению сутур. Они подразделяются на коллизионные (образованные на месте конвергентных границ) и трансформные (образованные на месте трансформных границ плит). Выделяются сутуры первого и второго порядка. Первые представляют закрывшиеся океанические бассейны, вторые - окраинные

моря. Сутуры, формировавшиеся в течение данного временного интервала, изображены черным цветом, более поздние - красным.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ГЕОДИНАМИКИ

Ранний-средний рифей. Палеосибирь и континентальные массивы Южной Сибири, Казахстана и Тянь-Шаня в раннем-среднем рифее представляли собой фрагменты раздробленного в результате рифтогенеза и спрединга суперконтинента Пангея. Гренвилльская орогения проявилась коллизией и обдукцией на пассивные и активные окраины этих микроконтинентов офиолитовых комплексов и комплексов пассивных окраин. Этот процесс завершился внедрением гранитов и гранитизацией с возрастом 1100 - 1050 млн. лет. Таким образом был сформирован суперконтинент Родиния, объединивший все докембрийские континентальные массивы Земли.

Поздний рифей. После гренвилльской орогении на всех континентальных блоках Южной Сибири, Казахстана и Северного Тянь-Шаня проявился наземный кремнекислый вулканизм с участием игнимбритов возрастом 900-800 млн. лет. Похожий по составу и возрасту комплекс наземных вулканитов и комагматичных гранитов развит в Иберии, Иране, северо-восточной Африке и северо-западной Индии. Все названные регионы некогда слагали единый краевой вулканический пояс или континентальную окраину андийского типа. В конце рифея рассматриваемые континентальные блоки располагались в краевой части Родинии. Резко отличным было строение северной, западной и южной (в современных координатах) окраин Палеосибири. Большая их часть относилась к тихоокеанскому типу с системами островных дуг и окраинных морей. Вдоль восточной окраины Балтии (современные координаты) в это же время существовала пассивная окраина с мощным терригенным осадоконакоплением на шельфе и континентальном склоне.

Поздний рифей-венд. В это время произошли интенсивные процессы рифтогенеза и распад Родинии с отделением от нее ряда континентальных блоков. В рассматриваемой восточно-гондванской части Родинии возникла крупная рифтовая система, прослеживающаяся от Южного Китая через Тарим, Срединный Тянь-Шань в западную часть Центрального Казахстана. Отдельные фрагменты системы этих палеорифтов сохранились в современной структуре на краях континентальных блоков. Оживились движения по разломам, ограничивающим рифейские рифты (авлакогены) в пределах Балтии. Существование палеорифтов доказывается развитием во всех этих фрагментах грабеновых молассоподобных отложений вендского возраста, сочетающихся с субщелочными базальтоидами и контрастными вулканическими сериями. В ряде случаев снос обломочного материала происходил с обоих бортов рифтов. Ярким примером этого является Байконурско-Каратауский палеорифт. Вендские рифтовые системы отделили и обособили ряд террейнов на континентальной окраине Родинии: Таримский, Кокчетавский, Улутауский, Северо-Тяньшаньский,

Актау-Моинтинский и Тувино-Монгольский. В результате раскола и спрединга между Сибирью и Лаврентией началось формирование Палеоазиатского океана.

В венде на рассматриваемой территории наряду с деструктивными процессами проявились и коллизионные. Наибольшее распространение они получили по восточной (в современных координатах) периферии Балтии, где реконструировалась кадомская орогения, происходило наращивание площади Балтии и формирование Восточно-Европейского континента. На окраину Балтии поступал обломочный материал с островодужного поднятия и формировались конгломераты, состоящие из обломков андезитов. Существенное значение имели движения по крупным трансформным сдвигам.

Характерной особенностью вендского времени является развитие оледенения, фиксирующее расположение Восточной Палеогондваны в приполярных широтах южного полушария (Срединный Тянь-Шань). Имеется несколько уровней (чаще всего два) ледниковых отложений. Наиболее выражен уровень, приуроченный к рубежу венда и кембрия.

Кембрий-ранний ордовик. В начале кембрия произошло частичное разрушение вендских рифтовых систем, интенсивное новообразование океанической коры и полное отделение от восточно-гондванской части Родинии микроконтинентов и террейнов, упомянутых выше. Видимо, в это же время произошло полное отделение Сибири от Лаврентии; окончательно оформился Палеоазиатский океан.

Процессы спрединга развивались под влиянием продолжающейся субдукции под Сибирский континент и микроконтиненты - обломки Родинии. В кембрии, по сравнению с вендом, значительно усложнилась система островных дуг. Возникли новые островные дуги - Бощекульская, Чингизская, Сарыбулакская, Кузнецко-Алатауская, Западно-Саянская. В современной структуре в ряде случаев сохранились фрагменты аккреционных призм этих островодужных систем, представленные черносланцевыми или тефротурбидитовыми и граувакковыми толщами с включениями блоков докембрийских пород континентального происхождения, с горизонтами олистостром и пластинами офиолитов рифейско-вендско-раннекембрийского возраста. Характерным примером является Бощекульская островная дуга. С процессами субдукции в ее фронтальной части и с аккреционными процессами связано формирование среднекембрийских эклогитов. Четко оформилась система окраинных бассейнов с корой океанического типа, где господствовала черносланцевая и тефротурбидитовая седиментация. В приэкваториальной зоне на ряде внутриокеанических поднятий преобладало карбонатонакопление и формировались месторождения фосфоритов. В ряде мест на этих поднятиях отмечаются проявления субщелочного базальтового вулканизма внутриплитного типа.

Ранний-средний ордовик. В конце кембрия и начале ордовика в результате рифтинга и спрединга окраин Восточно-Европейского континента и Тарима возникли Уральский и Туркестанский океаны. Продолжали развиваться

островодужные системы, возникшие в кембрии. В Казахстане их протяженность увеличилась за счет возникновения Степнякской и Ерментауской островных дуг. Характерно развитие во фронтальных частях ордовикских островодужных систем мощных аккреционных призм, состоящих из турбидитов или тефротурбидитов, включающих горизонты олистостром и блоки разновозрастных офиолитов. Возникли более зрелые островные дуги с дифференцированными вулканитами несколько более высокой, по сравнению с кембрийскими вулканитами, щелочности и с мощными турбидитами. В окраинных бассейнах происходило новообразование океанической коры.

По периферии Сибири, начиная со среднего кембрия, происходило сближение, а затем коллизия островных дуг с этим континентом. Это привело к постепенному затуханию островодужного вулканизма и формированию в режиме пассивной окраины мощных турбидитовых толщ кварцево-граувакового состава (горно-алтайская и братолюбовская серии). В Тянь-Шане в раннем ордовике произошло столкновение островной дуги с Улутауским и Северо-Тяньшанским микроконтинентами, которое изменило полярность этой островодужной системы.

Поздний ордовик. К концу ордовика относятся первые крупные коллизионные события в Центральной Евразии. В Казахстане на рубеже среднего и позднего ордовика произошло изменение полярности островных дуг. Вероятно, это было связано с раскрытием Уральского и Туркестанского океанов. Эти процессы привели к коллизии казахстанских и тянь-шаньских островных дуг с рядом микроконтинентов. В результате, здесь в позднем ордовике сформировалось крупное энсиалическое островодужное поднятие с субдукцией океанической коры как у западной, так и у восточной окраин. В конце ордовика вдоль Ерментау-Бурунтауского трансформного разлома образовалась мощная коллизионная зона, с развитием которой связано внедрение гранитных плутонов.

Таким образом, в результате аккреционных и коллизионных процессов конца ордовика возник Казахстанский континент, представляющий собой коллаж микроконтинентов и островных дуг. Он был создан при встречном движении террейнов-фрагментов Гондваны, Сибири и Восточной Европы в процессе спрединга в Уральском, Туркестанском, Обь-Зайсанском и Джунгаро-Балхашском океанических бассейнов каждый из, которых, по масштабам, можно соотнести со Средиземным морем.

В конце ордовика Восточно-Европейский континент находился в низких широтах южного полушария. Уральский палеоокеан располагался вдоль экватора. Казахстанский, Таримский и Сибирский континенты находились в низких широтах северного полушария, а разделяющие их океаны простирались в меридиональном направлении. На юго-востоке располагался Палеотетис.

Силур - относительно спокойный тектонический этап со слабо проявленным локальным вулканизмом. В позднем силуре в Уральском, Туркестанском и Джунгаро-Балхашском океанах начались процессы субдукции океанической коры под Казахстанский континент и возникли Сакмарская,

Тагильская и Восточно-Уральская вулканические островные дуги. В Туркестанском океане происходила смена типа осадконакопления, начали отлагаться черные битуминозные граптолитовые сланцы, характеризующие батиальные (или абиссальные) котловины. На окраинах океана образовались вулканические островные дуги с падением зон субдукции на восток в сторону Тарима и на запад в сторону Казахстана. На восточной окраине Тарима в силуре произошло столкновение континента с островной дугой, что привело к формированию офиолитовых покровов и поднятию окраины Тарима.

Ранний-средний девон (эйфель). Движения плит и вулканические процессы резко активизировались. Восточно-Европейская плита двигалась на север, а Казахстанский и Таримский континенты на юг, с вращением по часовой стрелке. При этом раскрывались Обь-Зайсанский, Уральский и Джунгаро-Балхашский океаны. Раскрытие Уральского океана сопровождалось спредингом в Западно-Мугоджарском океаническом рифте. Началась субдукция под Восточно-Уральский микроконтинент и сформировалась Магнитогорская островная вулканическая дуга.

Окраина Сибирского континента была активной. Здесь возникла система островных дуг и окраинно-континентальные вулканические пояса Кузнецкого Алатау и Рудного Алтая. Окраины Алайского микроконтинента, Таримского и Восточно-Европейского континентов были пассивными. Казахстанский континент имел активные окраины практически со всех сторон. Вдоль его южной окраины протягивался Тургайский вулканический пояс. Южно-Тяньшанская вулканическая дуга отделялась от континента окраинным спрединговым морем. Джунгаро-Балхашский океанический залив окаймлялся Центрально-Казахстанским вулканическим поясом. Происходило встречное сближение берегов залива, приведшее впоследствии к закрытию бассейна и формированию Центрально-Казахстанского ороклина. На границе Обь-Зайсанского и Джунгаро-Балхашского бассейна возникла система островных дуг (Жарма-Саурская, Восточно-Джунгарская и др.) и междуговых бассейнов.

Средний-поздний девон (живет-фран). Во второй половине среднего девона спрединг во всех океанах прекратился и началось их активное закрытие. Во франское время закрылась юго-западная часть Джунгаро-Балхашского бассейна. В закрытии бассейна важную роль играли трансформные разломы. На место закрывшейся части бассейна сместился вулканический пояс. На остальной территории бассейна сохранилась глубоководная обстановка. К концу франского века активность геодинамических процессов снизилась. Повсеместно затухал вулканизм. Началось внедрение гранитов и орогенез, охвативший все активные окраины континентов. Таримский континент сохранил высокое стояние на протяжении всего девона.

Поздний девон (фамен). Это время относительного тектонического покоя, когда движения литосферных масс замедлилось. У юго-восточной окраины Казахстанского континента еще продолжался вулканизм (Южно-Тяньшанская

вулканическая дуга), связанный с субдукцией коры Туркестанского океана. В фамене началось закрытие океанического бассейна в зоне Главного Уральского разлома. Здесь возникло поднятие, поставлявшее обломочный материал в Предуральский прогиб и Прикаспийскую впадину (восточную часть). Внутренние области Казахстанского континента подверглись растяжению, с чем было связано возникновение рифтов (Жаильминский, Каратауский и др.), сопровождавшееся слабым вулканизмом. Одновременно в краевой части Восточно-Европейской плиты происходило начавшееся еще в среднем девоне раскрытие Донецко-Туаркырского рифта. На склонах шельфа Восточно-Европейской платформы, обращенных к Уральскому океану, и на бортах всех упомянутых рифтов начали формироваться рифовые массивы. В отгороженной ими Прикаспийской впадине накапливались глинисто-карбонатные битуминозные осадки. На северной окраине Джунгаро-Балхашского бассейна и на обеих окраинах Обь-Зайсанского бассейна продолжались процессы субдукции и островодужного вулканизма.

Ранний карбон. В начале раннего карбона сохранились тенденции развития фамена В конце раннего карбона движение на север с вращением по часовой стрелке возобновилось. На всех окраинах Казахстанского континента возобновилась субдукция океанической коры, с которой связаны возникновение Валериановского и Прибалхашско-Илийского вулкано-плутонических поясов, активная деятельность вулканических дуг и закрытие некоторых междуговых бассейнов. В Джунгаро-Балхашском океане возникла Богдошаньская вулканическая дуга.

На окраине Палеотетиса в Кавказском секторе произошло закрытие Северо-Кавказского океанического бассейна. В Тяньшанско-Памирском секторе возникли новые вулканические дуги (Северо-Памирская и др.) и окраинные бассейны (Южно-Гиссарский).

Для внутриконтинентальных областей характерны широкие карбонатные шельфы и низменый рельеф, . В тылу вулканического пояса на Казахстанском континенте существовали обширные озерно-болотные равнины с мощным угленакоплением (Чу-Сарысуйский, Карагандинский бассейны и др.).

Средний карбон. В среднем карбоне продолжались тенденции движений конца раннего карбона. Ось вращения континентов находилась в районе Тарима. Активно работали все окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса. Все океанические бассейны закрывались.

Поздний карбон. В позднем карбоне начался коллизионный этап, с которым связан гранитоидный плутонизм. На Урале, в Казахстане, Джунгарии, Тянь-Шане формируются орогенические пояса. Большая часть Таримского континента покрыта мелким морем, а в центре Казахстанского континента при аридном климате развиваются бессточные межгорные впадины. На месте Джунгаро-Балхашского и Обь-Зайсанского океанических бассейнов сохраняются остаточные внутриконтинентальные моря, связанные с океаном на востоке. В Прикаспии существует глубоководный бассейн.

Ранняя пермь. В ранней перми продолжалась коллизия Казахстанского континента с Таримом и Восточно-Европейским континентом. Коллизия сопровождалась гранитоидным магматизмом и горообразованием. При этом Тарим и Центральный Казахстан не испытали заметных горизонтальных перемещений. Кавказ и Восточно-Европейская плита сместились к северу. При этом произошло закрытие Донецко-Туаркырского рифта с развитием складчато-надвиговых деформаций на границе с Прикаспийским бассейном. Закрылся остаточный Обь-Зайсанский бассейн. Возникшие на его месте структуры развернулись по часовой стрелке и приобрели широтное простирание.

На тетической окраине Евразии активно проявились начавшиеся еще в позднем карбоне процессы субдукции океанической коры. С ними был связан окраинно-континентальный вулканизм на Кавказе, в Карабогазском и Каракумском блоках, в Южном Гиссаре, Памире и Куньлуне. В тылу вулканических поясов проявился рифтогенный вулканизм (Устюрт, Тарим).

С вращательным движением по часовой стрелке в перми связано начало активных движений по правосторонним сдвигам (Челябинский, Главный Каратауский, Джалаир-Найманский и др.). Наряду с поднятием горных хребтов, в ранней перми образовались остаточные полузамкнутые глубоководные бассейны. Примером служит Джунгарский бассейн, в котором накапливался мощный флиш с битуминозными сланцами. В большинстве районов осадконакопление развивалось в условиях межгорных и предгорных впадин с накоплением красноцветных моласс, местами с вулканитами. В Прикаспии и Донецко-Туаркырском рифте происходило мощное соленакопление.

Поздняя пермь. Это время завершения формирования Центрально-Азиатского орогенического пояса, отмеченное интенсивными сдвигами. Евразийский континент имел активную окраину с океаном Палеотетис. Континент продолжил движение на север, но вращение его в отличие от предыдущего времени стало обратным, против часовой стрелки. Это обусловило развитие левых сдвигов и формирование рифтов и грабенов на Тариме, Устюрте, Мангышлаке, Тянь-Шане. Отмечается надвигание Донецко-Туаркырского и Уральского складчатых поясов на Прикаспийскую впадину и Устюрт, где накапливались мощные терригенные и соленосные внутриконтинентальные толщи. Красноцветные терригенные отложения формировались также в ряде впадин Казахстана и Китая - Чу-Сарысуйской, Тенизской, Джунгарской, Таримской. Магматизм в это время имеет в основном мелкоочаговый щелочной характер и только на границе с Сибирским континентом в Томь-Колыванской и Алтае-Саянской зонах в конце перми внедряются коллизионные граниты и происходят процессы шарьирования этих зон на Кузнецкий бассейн.

Триас. Основная часть Центральной Евразии была сушей с преобладанием процессов денудации. По периферии располагались озерно-аллювиальные бассейны с накоплением терригенных красноцветных пород большой мощности (до 5-7 км) Прикаспийский, Устюртский, Аму-Дарьинский, Таримский и др. На

крайнем юге существовали шельфовые моря (Кавказ, Копет-Даг, Северный Памир, Куньлунь).

В раннем триасе в Западной Сибири и Северном Казахстане возникла меридиональная рифтовая система с базальтами (траппами), во многих районах формировались присдвиговые и приразломные грабены с озерно-аллювиальными, часто угленосными (поздний триас) отложениями. На границе с Палеотетисом сформировалась активная окраина с вулканическими поясами (Куньлунь, Северный Памир). В Предкавказье, на Карабогазском блоке отмечается кислый вулканизм.

В конце триаса блоки Ирана, Фарахруда, Центрального Памира и Северного Тибета (микроконтинент Киммерия) столкнулись с активной окраиной Евразии. На Кавказе с окраиной столкнулся Закавказский блок. Это обусловило интенсивную складчатость на Кавказе и в прилегающих районах (Предкавказье, Устюрт, Мангышлак, Аму-Дарьинская впадина). Морской бассейн сократился и охватывал Средний и Северный Каспий. В позднем триасе произошли интенсивные сдвиго-надвиговые движения на Урале, в кряже Карпинского, вдоль Центрально-Устюртюртского, Аму-Дарьинского, Главного Каратауского и других разломов. С этим этапом связано заложение Южно-Тургайских грабенов. К концу триаса Евразия продвинулась по сравнению с концом перми на 140-160 на север.

Юра. Как и в позднем триасе, в ранней юре почти вся Евразия являлась сушей с отдельными небольшими бассейнами континентального осадконакопления (Тургайский, Ферганский, Аму-Дарьинский, Устюртский, Таримский). Активно работали сбросо-сдвиги, вдоль которых формировались грабены (пул-апарты) с накоплением озерно-аллювиальных угленосных отложений. Морские условия осадконакопления существовали только на юго-западе (Каспийский регион) и юге (Памир, Южный Куньлунь). В конце триаса началось раскрытие Большекавказского задугового бассейна, продолжавшееся на протяжении всей юры.

В средней юре процессы аккумуляции осадков охватили огромные территории. С этого времени начинается формирование осадочного чехла Центральной Евразии. Морские трансгрессии шли с юго-запада; в келловее они достигли максимума, охватывая всю западную и юго-западную части Центральной Евразии. В шельфовых морях преобладала терригенная седиментация. Произошло прямое соединение морских бассейнов Тетиса между собой (Кавказского и Памирско-Кунлуньского) и вдоль Урала с бореальными морями. В Западно-Сибирскую впадину также проник с севера морской бассейн. Уменьшились высота и энергия рельефа на суше; в связи с этим в осадках келловея возросла роль карбонатов. В келловее практически завершилось осадконакопление в большинстве внутриконтинентальных бассейнов, за исключением Тургая и Джунгарии, где существовали пресноводные озера. Со среднеюрскими отложениями связаны крупнейшие месторождения нефти, газа и бурых углей.

В поздней юре на фоне аридизации климата происходит существенная палеогеографическая перестройка. На юге идет закрытие Рушано-Пшартского бассейна, происходят интенсивные процессы сжатия за счет субдукции Тетиса, осушаются Карабогазский и Центрально-Каракумский блоки. В результате юго-западные моря теряют прямые связи с океанами и превращаются в глубоководные полузамкнутые бассейны сначала с накоплением черных карбонатно-углеродистых пород и по периферии рифовых известняков, а затем, в титоне, солей. Прикаспийский морской бассейн сохраняет связи с бореальными морями и здесь идут процессы накопления карбонатно-терригенных пород и горючих сланцев. В Западной Сибири отмечается углубление морского бассейна с накоплением чернослацевых пород ("баженитов"), важнейшей нефтегазоматеринской толщи этой богатейшей углеводородной провинции мира. В пределах суши лишь местами накапливаются озерно-аллювиальные отложения.

Ранний мел. В неокоме палеогеография существенно не изменилась. Началось сокращение Большекавказского задугового бассейна, восстановилась связь юго-западных морей с океаном Тетис, прекратилось соленакопление; в область континентального осадконакопления были вовлечены Арало-Сырдарьинский, Тургайский, Таримский районы.

В апте-альбе с юга и юго-запада начинается трансгрессия моря, охватившая Афгано-Таджикскую, Амударьинскую, Прикаспийскую впадины, Устюрт и Предкавказье. В районе Среднего Каспия на шельфе возникла глубокая котловина с терригенным седиментационным уступом, в которой в течение апта-раннего альба накапливались черные глины. В позднем альбе эта котловина была заполнена песчано-глинистыми осадками клиноформенного строения. На Иранских блоках (микроконтинент Киммерия) в начале мела предполагается рифтогенез, приведший к концу альба к формированию вдоль южной периферии Эльбурса Сабзеварского океанического бассейна, достигающего на востоке Западного Памира. На Закавказском микроконтиненте продолжается вулканизм, связанный с субдукцией под него Тетиса.

Поздний мел. В сеномане прерывается связь юго-западных морей с бореальными. С турона развивается обширная трансгрессия со стороны Тетиса. В раннем туроне морской бассейн проник в Тургай, Чу-Сарысуйскую, Сырдарьинскую, Ферганскую впадины и на запад Тарима. Расширился на юг и Западно-Сибирский бассейн, отделенный от южных морей узким перешейком в районе Кустаная. В этом районе в карстах формировались бокситы.

В позднем туроне-коньяке понижение уровня океана привело к формированию обширной озерно-аллювиальной равнины в пределах юго-западного Казахстана и смежных районов Узбекистана. В неогене в этих отложениях были сформированы уникальные месторождения урана гидрогенного типа. В маастрихте Западно-Сибирский морской бассейн через Тургайский прогиб соединился с южными морями.

В Прикаспийской впадине, на Устюрте, в Предкавказье в позднем мелу в условиях глубокого шельфа накапливались в основном карбонатные породы (мел, мергели, известняки). На юго-востоке в позднем мелу морской бассейн в виде залива далеко вдавался в сушу Евразии, вплоть до запада Тарима. В позднем мелу (к маастрихту) произошло частичное закрытие Большекавказского окраинного бассейна, в остаточном бассейне еще сохранились значительные глубины. В конце мела (маастрихт) началась субдукция океанической коры Сабзеварского и Центрально-Иранского бассейнов под Эльбурс и Биналуд. Севернее Эльбурса в это время или в начале палеогена предполагается формирование задугового рифта, развитие которого в эоцене привело к образованию Южно-Каспийского бассейна с океанической корой.

Палеоген. В начале палеоцена произошла регрессия моря, связанная с сокращением океана Тетис и субдукцией его коры под юго-западную окраину Евразии. В результате прервалась связь юго-западных морей с Западно-Сибирским, а на юге возникли гипсо-доломитовые лагуны (Тарим, Фергана, Афгано-Таджикский и Сырдарьинский бассейны). В шельфовых морях накапливались маломощные карбонатно-глинистые породы и кварц-глауконитовые пески с фосфоритами.

В конце палеоцена с юго-запада развивается новая трансгрессия. В середине эоцена морские бассейны достигли размеров морей в маастрихте, а затем в позднем эоцене стали несколько шире за счет Центрального Казахстана, Тарима и Урала. В условиях внешнего шельфа накапливались глинисто-карбонатные отложения, на внутреннем шельфе пески и известняки-ракушечники. На склонах Южно-Каспийского и Восточно-Черноморского бассейнов формировался флиш. Большая часть суши в палеогене представляла пенепленизированные слабо возвышенные равнины с интенсивными процессами выветривания и отдельными озерно-аллювиальными пресноводными или слабо засолоненными бассейнами (Тарим, Джунгария, Прибалхашье). В палеогене начинают проявляться движения по ряду разломов, вдоль которых впоследствии возникли неотектонические структуры.

Олигоцен-миоцен. В олигоцене закрывается океан Тетис и начинается коллизия Аравии и Индостана с Евразией. Это привело в неогене к формированию Альпийско-Гималайского складчатого пояса, а в пределах основной части Евразии к обособлению внутриконтинентальных морских бассейнов, формированию постплатформенных орогенических поднятий, системы озерных и озерно-аллювиальных бассейнов. Олигоцен и ранний миоцен характеризуются значительной регрессией с отступанием моря на юго-запад. Море покинуло Западную Сибирь, Тургай, Чу-Сарысуйскую и Сырдарьинскую впадину, здесь возникли озерные бассейны. Крупные озерные бассейны существовали в Прибалхашье, Зайсане, Тариме, Джунгарии. В северных озерных бассейнах (Тургай, Западная Сибирь) накапливались сероцветные глинисто-песчаные породы с углями, в южных - красноцветные, карбонатные, иногда

загипсованные терригенные отложения. В Тянь-Шане, на Урале, Алтае, Памире, Куньлуне возникают низкие горы. На Памире началось формирование покровов и внедрение коллизионных гранитов и вулканизм. В межгорных впадинах Тянь-Шаня и Памира накапливались красноцветные глины и песчаники, часто с гипсами и солями. Иногда в эти впадины проникали морские воды.

Олигоцен-раннемиоценовое море было довольно глубоким, более половины его площади занимал внешний (глубокий) шельф с глубинами в сотни метров. В его пределах шло накопление мощной глинистой толщи (майкопская свита). В Предкавказье и на Мангышлаке по клиноформам картируется бровка седиментационного уступа и самая глубокая часть бассейна. В Малом Кавказе существовала суша.

В среднем-позднем миоцене под влиянием коллизионных процессов на тетической окраине Евразии продолжалось сокращение и обмеление морского бассейна, рост гор и развитие речной сети. По периферии межгорных молассовых впадин накапливаются пролювиальные отложения, а в центральных частях мергельно-глинистые, гипсоносные и соленосные. Большой Кавказ стал гористой сушей, поднялся Копет-Даг. Мелководный морской бассейн доходил только до меридиана (в сарматское время) западного берега Аральского моря. В течение среднего-позднего миоцена отмечаются 5-6 пульсаций уровня моря. При падениях уровня терригенно-карбонатные породы сменялись местами гипсами. По южной горной периферии Центральной Евразии повсеместно отмечаются надвиги и сдвиги, многие проникают далеко вглубь континента, на Южном Памире продолжается коллизионный магматизм.

В конце миоцена - раннем плиоцене происходит интенсивный процесс горообразования, резко падает уровень океана (мессинский кризис), Каспийский бассейн отделяется от Черноморского. В Каспии сохраняется только Южно-Каспийский глубокий водоем (опресненное озеро), куда сбрасывали свои воды Палеоволга и Палеоамударья, их дельты находились в районе Баку и Туркменбаши (Красноводск). В результате в Южном Каспии была сформирована мощная (до 5 км) толща дельтовых пестроцветных песчано-глинистых пород (продуктивная толща) с уникальными месторождениями нефти.

В позднем плиоцене палеогеография Центральной Евразии была близка к современной. По югу и востоку Центральной Евразии выросли горные хребты Кавказа, Копет-Дага, Тянь-Шаня, Алтая, Куньлуня, Памира. Мощные речные системы выносили с гор большое количество обломочного материала, формируя обширные аллювиальные равнины с отдельными озерными водоемами. Крупный озерный водоем с накоплением лигнитов существовал в Западной Сибири. В Каспийском регионе развивается необычная внутри-континентальная трансгрессия, которая по ранее выработанным глубоким речным долинам далеко проникла вглубь континента. Трансгрессия объясняется как увеличением речного стока за счет увлажнения климата, так и "выдавливанием" воды из глубокого Южно-Каспийского бассейна, быстро заполненного осадками в начале плиоцена.

Временами избыточные воды через Манычский пролив сбрасывались в бассейн Черного моря.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ.

На литолого-палеогеографические карты и карту основных тектонических элементов вынесены месторождения полезных ископаемых согласно положению их во вмещающей геологической среде. В результате выявлены важнейшие структурные и литологические факторы локализации золота, полиметаллов, энергетического сырья и геодинамические обстановки их формирования. Появились реальные перспективы прогноза минерального сырья.

В байкальский и каледонский этапы главную роль в зарождении и локализации крупных рудоносных систем играли процессы континентального рифтогенеза, в меньшей степени океанического спрединга и субдукции. Металлогению герцинского и киммерийского этапов определяли коллизионные, субдукционно-надсубдукционные и авлакогенные обстановки (табл.).

Для обстановки океанического спрединга характерны сложнодифференцированные интрузии дунит-гарцбургитовой формации (O_1), с которыми генетически сопряжены гигантские хромитовые месторождения Кемпирсайского района (Алмаз-Жемчужина и др.). Надсубдукционной обстановке (D_{2-3}, C_{1-2}) соответствуют медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Урала и Рудного Алтая (Гайское, Лениногорское, Тишинское), скарново-магнетитовые руды Тургая (Соколовско-Сарбайское), золото-сульфидно-кварцевые эпитермальные месторождения Китая и Узбекистана (Ащи, Кочбулак). В коллизионный этап (D_{2-3}, C_3-P_1) на территории Центральной Евразии сформировались крупные и гигантские месторождения золота (Мурунтау, Кумтор, Васильковское, Бакырчик), меди (Кальмакыр, Коунрад), урана (Косачиное), ртути и сурьмы (Хайдаркан), тантала (Белогорское). В наложенных впадинах, в Pz3 и Mz-Kz в связи с внутриконтинентальными суборогенными процессами, формировались месторождения медистых песчаников (Жезказган), урановые гидрогенные объекты (Инкай, Карамурун), крупные залежи бокситов (Аркалык, Краснооктябрьское).

Для циклично развивавшихся складчатых поясов Центральной Евразии характерно контрастное увеличение во времени литолого-петрохимической неоднородности рудовмещающих, рудоносных и рудогенерирующих комплексов и разнообразие типов ассоциирующих с ними полезных ископаемых. Выделяются 15 стратоуровней локализации крупных скоплений полезных ископаемых (PR_{1-2}, R-V, O_{1-2}, O_3-S_1, D_{1-2}, D_{2-3}, C_{1-2}, C_{2-3}, P_1, K_2, J_2 и др.), каждому из которых присущи свои геодинамические режимы, типы и ассоциации месторождений. Наиболее насыщенными различными полезными ископаемыми являются R-V, D_{2-3} и C_{1-2} стратоуровни.

Черные сланцы и углеродистые доломиты R-V уровня (шарыкская, джетымтауская, текелийская и другие свиты) вмещают разнообразные типы

минерального сырья, включая крупные и гигантские месторождения Au (Кумтор, Васильковское), U (Косачиное, Грачевское), Pb-Zn (Текели), Sn (Сарымбет) и Fe (Джетымское). По отношению к рудам углеродсодержащие толщи R-V выполняют различные функции (ресурсную, барьерную, структурообразующую). Оруденение моно- и полиэтапное, син- и эпигенетическое, связано с рифтогенной, субдукционной и коллизионной стадиями.

Рифтогенные кремнисто-карбонатные породы фамена вмещают крупные барит-свинцово-цинковые (Жайрем, Миргалимсай) и марганцевые (Каражал) месторождения.

В вулканогенно-терригенных, терригенно-карбонатных и черносланцевых породах нижнего-среднего карбона размещены золоторудные (Бакырчик, Ащи, Кочбулак) медно-порфировые (Коунрад, Айдарлы, Актогай), скарново-магнетитовые (Соколовское, Сарбайское и др.), медно-никелевые (Хуаншан), , сурьмяно-ртутные (Хайдаркан) и другие месторождения.

Возраст месторождений варьирует от PR_{1-2} до Mz-Kz. Максимально продуктивными металлогеническими эпохами, с которыми связаны уникальные месторождения цветных, редких и благородных металлов, являются: D_{2-3} (колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая, оловянное Сарымбет, золоторудное Васильковское, урановорудное Косачиное); C_{1-2} (скарново-магнетитовые месторождения Магнитогорское, Качарское, Соколовское, Сарбайское, колчеданно-полиметаллическое Учкулак); C_3-P (медные месторождения Джезказган, Айдарлы, Кальмакыр, золотые Мурунтау, Бакырчик, Кумтор).

Главные формационные типы полезных ископаемых и геодинамические обстановки Центральной Евразии.

Формационный тип полезных ископаемых	Вмещающая геологическая формация (возраст)	Геодинамическая обстановка эпохи рудообразования (возраст)
Хромитовый (Алмаз-Жемчужина)	Дунит-гарцбургитовая (O_1)	Океанический спрединг (O_1)
Колчеданно-полиметаллический (Текели)	Доломитовая (R_3)	Рифтовая (R_3, O_1, D_1)
То же (Жайрем)	Терригенно-карбонатная (D_3)	Рифтовая (D_3-C_1)
То же (Лениногорское)	Базальт-риолит-кремнисто-терригенная (D_{2-3})	Надсубдукционная (D_{2-3} -C_1)
Медно-колчеданный (Гайское)	Риолит-базальтовая (D_{2-3})	Надсубдукционная (D_{2-3})
Золото-колчеданно-полиметаллический (Майкаин)	Андезит-базальтовая (Pz_1)	Надсубдукционная (O_1-S_1)

Скарново-магнетитовый (Соколовско-Сарбайское)	Туфогенно-терригенно-карбонатная (C_1)	Надсубдукционная (C_1-C_2)
Золото-сульфидно-кварцевый жильно-штокверковый (Кочбулак, Ащи)	Андезит-дацит-трахиандезитовая (C_2)	Надсубдукционная (C_{2-3})
Медно-порфировый (Кальмакыр, Коунрад)	Андезит-дацитовая, андезит-базальтовая (D_3;C_{1-2})	Коллизионная (C_{1-2}, C_3-P_1)
Уран-эйситовый (Косачиное)	Углеродисто-терригенная (R-V)	Коллизионная (D_3)
Касситерит-кварцевый (Сарымбет)	То же	То же
Антимонит-киноварный джаспероидный (Хайдаркан)	Терригенно-карбонатная (C_{1-2})	Коллизионная (C_3-P_1)
Золото-сульфидный прожилково-вкрапленный (Бакырчик)	Углеродисто-терригенная (C_{1-2})	То же
Танталоносных пегматитов (Белогорское)	Углеродисто-терригенная (C_3)	То же
Золото-сульфидно-кварцевый штокверковый (Мурунтау, Васильковское, Кумтор)	Углеродисто-терригенная, углеродисто-терригенно-карбонатная (R-V,O_1-S)	Рифтовая (R-V, O_1-S) Коллизионная (D_{2-3}, C_3-P_1)
Медистых песчаников (Жезказган)	Терригенная (C_{2-3})	Внутриконтинентальная постколлизионная (C_3-P_1)
Урановый инфильтрационный (Инкай, Карамурун)	Терригенная (K_2-~~P~~)	Внутриконтинентальная (~~P~~-N)
Бокситовый (Аркалык, Краснооктябрьское)	Элювиально-осадочная (K_2-~~P~~$_1$)	Внутриконтинентальная (K_2-~~P~~$_1$)

По генезису месторождения полезных ископаемых региона подразделяются на: магматические, скарново-гидротермальные, гидротермальные, вулканогенно-гидротермально-осадочные, гидротермально-метаморфогенные, осадочные и экзогенные.

Рудные объекты-гиганты, такие как Мурунтау, Кумтор, Васильковское, Кальмакыр, формировались на протяжении сотен млн. лет, охватывая рифтогенную, субдукционную и коллизионную стадии, при многократной ремобилизации и перераспределении химических элементов, кооперативной деятельности нескольких источников рудного вещества. Полигенные и полихронные объекты локализуются в длительно функционировавших шовных

зонах (Ерментау-Бурунтауская, Зауральская, Мурунтау-Майлисуйская, Атбаши-Инылчекская) или в пределах средне-позднепалеозойских вулкано-плутонических поясов (Валериановский, Кураминский), сложенных (или подстилаемых) геохимически специализированными терригенными и вулканогенно-терригенными осадками ("пестрый" бесопан, джетымтауская и шарыкская свиты и др.).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В пределах Центральной Евразии расположен ряд осадочных нефтегазоносных бассейнов: Прикаспийский, Южно-Прикаспийский, Чу-Сарысуйский, Таримский, Джунгарский, южная часть Волго-Уральского, Предкавказско-Мангышлакский, Аму-Дарьинский, Южно-Тургайский.

Различные геотектонические и палеогеографические условия формирования осадочных бассейнов обусловили их разную насыщенность углеводородами. Прикаспийский и Волго-Уральский бассейны образуют единую нефтегазоносную провинцию, расположенную на пассивной окраине Восточно-Европейского континента на границе с Уральским палеоокеаном. Эта провинция характеризуется устойчивым прогибанием в палеозое и морскими условиями осадконакопления, широким развитием битуминозных пород, региональной соляной покрышкой. Около 80% углеводородов сосредоточено в верхнем девоне - нижней перми, главным образом, в рифогенных структурах. Вертикальная миграция углеводородов сформировала месторождения нефти в отложениях верхней перми-мезозоя.

Чу-Сарысуйский газоносный бассейн расположен в центральной части раннепалеозойского Казахстанского континента. Чехол сформирован в шельфовых и континентальных условиях в позднем девоне-перми и поэтому обладает небольшим нефтегазогенерационным потенциалом.

Юго-западная часть Восточно-Европейской плиты, известная как Скифско-Туранская молодая платформа, в позднем палеозое и триасе находилась вблизи активной окраины Палеотетиса. Это привело к разрушению основной части девонско-карбоновых углеводородов или миграции их в мезозойские и кайнозойские толщи.

Таримский бассейн расположен на досинийском микроконтиненте. По площади и объему осадочного выполнения он близок Прикаспийскому. В палеозое осадконакопление было неустойчивым, преимущественно мелководно-морским, с частыми перерывами и несогласиями. Современная структура бассейна сформирована, в основном, в процессе кайнозойской коллизии Индостана и Евразии. Многочисленные тектонические нарушения, несогласия и отсутствие региональных покрышек привели к рассеиванию палеозойских углеводородов по всему разрезу и частично к их потере.

В мезозое и кайнозое на северных окраинах задуговых морских бассейнов Тетиса (Большекавказского и Фарарудского) сформированы крупные нефтегазоносные бассейны: Предкавказско-Мангышлакский, Аму-Дарьинский и

Афгано-Таджикский. Высоким нефтегазоносным потенциалом обладают также специфические остаточные бассейны Южно-Каспийский (плиоцен) и Джунгарский (пермь).

Особый тип нефтегазоносных бассейнов связан с внутриконтинентальными присдвиговыми грабенами (пул-апарты). К ним относятся Южно-Тургайский, Ферганский и Турфанский бассейны. Здесь нефтепроизводящими являются юрские терригенные озерно-болотные отложения.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОГО ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Центральная Евразия охватывает территорию, располагающуюся в различных структурно-геологических и ландшафтно-гидрогеологических зонах. Регион подвержен неравномерному интенсивному воздействию хозяйственной деятельности.

На геоэкологических картах Атласа отражены параметры и показатели геологической среды, происходящие в ней природные и техногенные процессы, оказывающие влияние на жизнедеятельность человека. Геологическая среда (в дальнейшем ГС) включает в себя литосферу, гидросферу и атмосферу. Экологическое состояние ГС в естественных условиях в значительной степени определяет ее реакции на техногенные воздействия. Учитывая сложность геоэкологических условий, разнообразие и интенсивность техногенных воздействий на ГС, составлены две карты. На одной показаны естественные геоэкологические условия, а на второй приводится оценка экологического состояния ГС и ее техногенных изменений. В печатный вариант Атласа включена только вторая карта.

Экологическое состояние ГС в естественных условиях определяется рядом факторов, из которых наиболее важными являются ресурсы подземных вод, естественная защищенность их от загрязнений, концентрация в водах и почвах нормируемых компонентов и т.д. Территория Центральной Евразии по естественным геоэкологическим условиям разделена на четыре категории пригодности для проживания человека.

- Районы с весьма неблагоприятным экологическим состоянием ГС (пустыни, высокие горы);
- Районы с неблагоприятным экологическим состоянием ГС (полупустыни, горы, равнины без рек и подземных вод);
- Районы с относительно неблагоприятным экологическим состоянием ГС (районы с дефицитом природных вод);
- Районы с относительно благоприятным экологическим состоянием ГС (районы, обеспеченные водой, равнины или низкогорья, сравнительно благоприятные климатические условия).

Хозяйственная деятельность человека привела к негативным изменениям геоэкологической обстановки во многих районах Центральной Евразии. Наиболее

негативные изменения экологической среды произошли в результате развития ирригационного земледелия. Резкое увеличение отбора поверхностных вод для ирригационных нужд привело к катастрофическому снижению объемов стока основных рек региона, усыханию внутренних водоемов. Наиболее ярким примером является Аральское море и прилегающие к нему территории, где произошла экологическая катастрофа.

На большей части орошаемых массивов значительно активизировались процессы вторичного засоления почв и подземных вод. Увеличились площади подпора грунтовых и субнапорных вод. Образовались искусственные водоносные системы вдоль Каракумского канала в междуречье Аму-Дарья - Мургаб, где испарение грунтовых вод увеличилось в 15-17 раз с площади 7-8 тыс. кв.км.

Развитие ирригации привело также к загрязнению геологической среды нитратами и ядохимикатами. На ирригационно освоенных территориях кардинально нарушились естественные циклы геохимической миграции, образовались новые области аккумуляции экологически опасных веществ (Сарыкамышский, Арнасайский и другие водоемы). Техногенные изменения геологической среды зашли настолько далеко, что в ряде районов уже невозможно восстановление ранее существовавшей экологической обстановки.

Существенной проблемой для большинства стран региона является возрастающее техногенное загрязнение подземных вод. Загрязнению способствует преимущественно слабая защищенность подземных вод аридной части региона от проникновения поллютантов через зону аэрации. Особого внимания заслуживают вопросы рационального использования и охраны крупных линз пресных и слабосолоноватых подземных вод в пустыне Каракум, которые в основном сформировались в плейстоценовую плювиальную эпоху.

Проблема влияния добычи полезных ископаемых на окружающую, в том числе геологическую, среду не приобрела такого регионального масштаба, как проблема ирригации, но для ряда территорий она является весьма актуальной (Кузнецкий и Карагандинский угольные бассейны, Рудный Алтай и т.д.). В процессе добычи полезных ископаемых наблюдается активизация экзогенных геологических процессов, загрязнение почвы и подземных вод. В последние годы произошло закрытие ряда шахт и рудников. Защитные мероприятия на закрытых шахтах и рудниках обычно не проводятся. Закрытые предприятия располагаются, как правило, в горной области, где активно проявляются современные геологические процессы. Вследствие этого существует опасность выноса токсичных отходов производства в реки и даже на равнины.

Большую техногенную нагрузку испытывает окружающая среда на территориях нефтегазодобывающих комплексов. Происходит техногенное загрязнение практически всех компонентов природной среды: поверхностных и подземных вод, почвенно-растительного слоя, атмосферы и биосферы. Кроме того, при разработке месторождений нефти развиваются геодинамические

процессы, приводящие к усилению сейсмической активности. Особенно это актуально для Каспийского нефтегазоносного региона.

Региональный характер приняло техногенное загрязнение геологической среды тяжелыми металлами, нефтью и нефтепродуктами, органическими токсичными веществами. Особую опасность представляет радиоактивное загрязнение, которое наблюдается на Семипалатинском (бывшем) и Лобнорском ядерных полигонах, в районе Челябинского предприятия по переработке радиоактивных руд, на крупных нефтепромыслах и на некоторых других территориях.

Направленность негативных геоэкологических процессов сложна и неоднозначна. На большей части Центральной Евразии, находящейся в аридных и полуаридных условиях, происходят опустынивание территорий, разрушение и снижение продуктивности экосистем, деградация различных форм организмов, в итоге приводящие к снижению природно-экономического потенциала территорий.

Опыт составления геоэкологических карт Центральной Евразии показал продуктивность межгосударственного сотрудничества в области геоэкологии и охраны окружающей среды, ибо государственные границы не локализуют глобальные техногенно-антропогенные процессы.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.В.Авдеев 1994. Палеогеодинамическая карта Южного Казахстана. Геология и геофизика. N7, с. 111-115.
2. М.К.Аполлонов 2000. Геодинамическая эволюция Казахстана в раннем палеозое (с позиции классической тектоники плит). В кн.: Геодинамика и минерагения Казахстана. Ч.1. Наука. Алматы. с. 46-63.
3. Атлас карт Южного Казахстана. Масштаб 1:2500000. Южказгеология. Алматы. 1990.
4. Н.А.Берзин, Р.Г.Колман, Н.Л.Добрецов, Л.П.Зоненшайн, Сиао Сючанг, Чанг И.И., 1994. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана. Геология и геофизика. Т.35, с. 7-8.
5. А.К.Бухарин Основные этапы геодинамического развития Тянь-Шаня в домезозое. В кн: Актуальные проблемы эволюции Тянь-Шаня. М-лы международного научного симпозиума. Ташкент.1999, с. 15-18.
6. А.М.Диденко, А.А.Моссаковский, Д.М.Печерский, С.В.Руженцев, С.Г.Самыгин, Т.Н.Хераскова 1994. Геодинамика палеозойского океана Ценртальной Азии. Геология и геофизика, т.35, с. 7-8, сс. 59-76.
7. Л.П.Зоненшайн, М.И.Кузьмин Л.М.Натапов 1990. Тектоника литосферных плит территории СССР. Москва. Недра. Т.1. 328 с., Т.2, 334 с.
8. А.А.Ковалев 1985. Мобилизм и поисковые геологические критерии. Москва. Недра. 223 с.
9. А.П.Лисицын 1978. Процессы океанской седиментации. М. Наука. 391 с.
10. И.О. Мурдмаа 1987. Фации океанов. М. Наука. 304 с.

11. В.Д. Наливкин 1956. Учение о фациях. М.,Л. Изд-во АН СССР. 534 с.
12. Палеогеографический Атлас Северной Евразии (Отв. ред. В.Г.Казмин Л.М.Натапов) 1997. Москва: Институт тектоники литосферных плит. 26 л.
13. Н.М.Страхов 1960-62. Основы теории литогенеза. М. Изд-во АН СССР. Т.1. 211 с.
14. В.Е.Хаин К.В.Сеславинский 1991. Историческая геотектоника. Палеозой.Москва. Недра. 398 с.
15. Atlas of the Paleogeography of China. 1985. Cartographic publishing House. Beijing.
16. Atlas of the Paleotectonic and Paleogeographical landscape maps of hydrocarbon provinces of Siberia. 1995. (V.S.Surkov, V.P.Korobeinikov, L.V.Smirnov - eds.). Geneva. Petroconsultants.
17. Chengzao Jia. 1997. Tectonic Characteristics and Petroleum, Tarim basin, China. Petr. Ind. Press. Beijing. 295 p.
18. J.P.Kennett 1982. Marine Geology. Engelwood Cliffs: Prentice-Halh. 813 p.
19. Microfaces Analysis of limestone. 1982. Berlin, Heidelberg. New-York. 633 p.
20. Xu Xiaosong, Xu Qiang, Pan Quitang, Liu Qiaohong., 1997 Paleogeography of the South China continent and its contrast with Pangea.. Proc. 30th Int`l Geol. Congr., vol.8, pp.332-349.