



**SATBAYEV UNIVERSITY**

УДК 55 (1/9), 553.041

На правах рукописи

**ТУЛЕМИСОВА ЖАМАЛ СЕРИКОВНА**

**Специфика геодинамического и структурного развития осадочных бассейнов Южного Казахстана и критерии их нефтегазоносности на основе комплексного геолого-геофизического анализа**

6D070600– Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

**Диссертация**

на соискание ученой степени доктора философии (PhD)

Научный консультант:  
PhD, ассоциированный профессор,  
Satbayev University  
Бекмухаметова З.А.  
Республика Казахстан

Зарубежный научный консультант:  
д.г.-м.н. наук, профессор,  
Буслов М.М.  
Институт Геологии и минералогии  
СОРАН, Российская Федерация

Республика Казахстан

Алматы, 2020 г

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ</b>	4
<b>ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ</b>	5
<b>ВВЕДЕНИЕ</b>	9
<b>1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА</b>	18
1.1 Современное состояние исследований и краткий очерк по истории проводимых работ	18
1.2 Шу-Сарысуйский бассейн	21
1.2.1 Районирование и особенности строения	21
1.2.2 Литолого-стратиграфическая характеристика разреза	25
1.2.3 Главные структурные единицы чехла Шу-Сарысуйской впадины	27
1.2.4 Нефтегазоносные комплексы	28
1.2.5 Характеристика газовых месторождений	39
1.3 Прибалхашский бассейн	43
1.3.1 Районирование и особенности строения	43
1.3.2 Литолого-стратиграфическая характеристика разреза	44
1.3.3 Нефтегазоносные комплексы	46
1.4 Илийский бассейн	47
1.4.1 Районирование и особенности строения	47
1.4.2 Литолого-стратиграфическая характеристика разреза	51
1.4.3 Нефтегазоносные комплексы	54
<b>2 АНАЛИЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (МАГНИТО-, ГРАВИ-, ЭЛЕКТРО- И СЕЙСМОРАЗВЕДКИ) ФУНДАМЕНТА И ЧЕХЛА</b>	57
2.1 Современное состояние геофизической изученности	57
2.2 Физические свойства горных пород фундамента и чехла	57

	осадочных бассейнов и их палеозойского обрамления	
2.3	Характеристика и ориентировка геофизических полей	61
2.4	Дополнительные методические приемы к проведению высокоточной магниторазведки при поисках залежей углеводородов	63
2.4.1	Способ поисков залежей углеводородов путем наблюдений за суточными вариациями геомагнитного поля	63
2.4.2	Способ оконтуривания в плане границ залежи углеводородов путем наблюдений за суточными вариациями геомагнитного поля	67
<b>3</b>	<b>РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМИЧЕСКОГО И РЕНТГЕНОДИФРАКТОМЕТРИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ПОРОД</b>	<b>72</b>
3.1	Шу-Сарысуйский бассейн	72
3.2	Прибалхашско-Илийский бассейн	87
<b>4</b>	<b>ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ПОРОД И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ОСНОВАНИИ ТРЕКОВОГО И РАДИОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ</b>	<b>94</b>
<b>5</b>	<b>УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА</b>	<b>99</b>
5.1	Комплексы фундамента	99
5.2	Комплексы чехла	113
<b>6</b>	<b>ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ И МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ</b>	<b>116</b>
6.1	Палеогеографические и геодинамические реконструкции	116
6.2	Модель глубинного строения региона	146
<b>7</b>	<b>ОЦЕНКА И РАСЧЕТ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ</b>	<b>154</b>
	<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b>	<b>161</b>
	<b>СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ</b>	<b>166</b>

## НОРМАТИВНЫЕ ССЫЛКИ

В настоящей диссертации использованы ссылки на следующие документы и стандарты:

Правила присуждения ученых степеней, утвержденных приказом МОН РК от 31 марта 2011 года № 127.

Государственный общеобязательный стандарт образования Республики Казахстан послевузовское образование. Докторантура. ГОСО РК 5.04.034 – 2011.

ГОСТ 8.417-81 Государственная система обеспечения единства измерений. Единицы физических величин.

ГОСТ 7.9-95 (ИСО 214-74) Система стандартов по информации, библиотечному и издательскому делу. Реферат и аннотация. Общие требования.

Положение о государственной комиссии по запасам полезных ископаемых Республики Казахстан, утверждено Приказом Министра по инвестициям и развитию Республики Казахстан от 15 мая 2018 года № 330.

Правила проведения государственной экспертизы недр и Положения о государственной комиссии по экспертизе недр, утверждённые приказом Министра по инвестициям и развитию Республики Казахстан от 16 мая 2018 года № 335.

Формы отчетов по геологическому изучению недр, утверждённые приказом и.о. Министра по инвестициям и развитию Республики Казахстан от 31 мая 2018 года № 419.

Программа геологоразведочных работ в Республике Казахстан на 2015 - 2019 годы Постановление Правительства Республики Казахстан от 21 мая 2014 года № 526.

ГОСТ 2.321 – 84 ЕСКД. Обозначения буквенные.

ГОСТ 8.417 – 81 ГСИ. Единицы физических величин.

ГОСТ 2.304 – 81 ЕСКД. Шрифты чертежные.

ГОСТ 12.1.007 – 76 Система стандартов безопасности труда. Вредные вещества. Классификация и общие требования безопасности.

ГОСТ 2.109 – 73 ЕСКД. Основные требования к чертежам.

ГОСТ 2.104 – 68 ЕСКД. Основные надписи.

ГОСТ 2.301 – 68 ЕСКД. Форматы.

ГОСТ 2.316 – 68 ЕСКД. Правила нанесения на чертежах надписей, технических требований и таблиц.

Закон Республики Казахстан «О науке» от 18.02.2011 г. № 407-IV З РК.

Закон Республики Казахстан «О недрах и недропользовании» от 24 июня 2010 года №121-IV.

ГОСТ 7.1-2003. Библиографическая запись. Библиографическое описание. Общие требования и правила составления.

## ОПРЕДЕЛЕНИЯ

В настоящей диссертации применяются следующие термины с соответствующими определениями:

**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА** – элемент тектоносферы: зона, обладающая специфическим от смежных зон глубинным строением, ансамблем тектонических структур, осадочных, магматических и метаморфических комплексов, возникших в строго определенных геодинамических (тектонических) условиях и связанных с ними полезных ископаемых.

**ГЛУБИННОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ** – метод регионального изучения строения земной коры и верхней мантии, основанный на регистрации искусственно возбуждаемых сейсмических волн на поверхности Земли.

**ГРАНИЦА МОХОРОВИЧИЧА (Мохо, М)** – геофизическая граница раздела между земной корой и мантией.

**ДЕПРЕССИЯ** – область прогибания земной коры или впадины.

**ЗАЛЕГАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД** – пространственное положение геологических тел в земной коре.

**ЗЕМНАЯ КОРА** – внешняя сиалическая геосфера Земли, верхняя часть литосферы толщиной до 40-75 км, слагающая наружную твердую оболочку и перекрывающая мантию выше раздела Мохоровичича. Консолидированная земная кора – слои континентальной земной коры, подстилающие осадочный слой.

**ЗЕМНАЯ КОРА КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ** – внешняя оболочка континентов, состоящая из осадочного (мощностью до 10 и даже 20 км), «гранитного» (мощностью 15-20 на платформах, 25-30 км в горных областях) и «базальтового» слоев. По реологии подразделяется на верхнюю (хрупкую) и нижнюю (более пластичную). Суммарная мощность может достигать 75 км.

**ЗЕМНАЯ КОРА ОКЕАНИЧЕСКАЯ** – слагает дно океанов и обладающая небольшой мощностью (5-6 км), увеличивающейся к подножию континентов. Состоит из трех слоев: 1-й (осадочный); 2-й слой представлен базальтами и подстилающими их параллельными дайками диабазов; в 3-м слое преобладают магматические породы ультраосновного и основного составов – в верхней части габброиды, ниже – их чередование с ультрамафитами.

**ЛИТОСФЕРА** – силикатная оболочка Земли мощностью около 100 км, включающая мантию и кору и объединяющая жесткие слои, лежащие над пластичной астеносферой.

**МАНТИЙНАЯ СТРУЯ (ПЛЮМ)** – восходящая ветвь столбообразного потока горячего мантийного вещества, движущегося из глубин мантии к поверхности Земли.

**МЕТОД ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН (МОВ)** – метод сейсморазведки, основанный на изучении упругих волн, отразившихся от границы раздела двух сред, обладающих различными волновыми сопротивлениями.

**МОЛАССА** – комплекс преимущественно грубообломочных пород, выполняющий краевые и предгорные прогибы, формирующиеся в орогенную стадию развития складчатых поясов в обстановке сжатия между литосферными плитами.

**МОЩНОСТЬ (ТОЛЩИНА) СЛОЯ** – это расстояние между его кровлей и подошвой. Различают: а) истинную мощность ( $M_{ист.}$ ), измеряемую по кратчайшему расстоянию; б) вертикальную мощность ( $M_{верт.}$ ), фиксируемую в вертикальной плоскости; в) видимую мощность, наблюдаемую в обнажениях.

**ОРОГЕНЕЗ** – горообразование как следствие столкновения литосферных плит. Ороген – горноскладчатое сооружение.

**ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН** – замкнутая область непрерывного или почти непрерывного распространения пород определенной формации, для различных частей которой характерна общность геолого-исторического процесса накопления осадков в единой крупной тектонической структуре (прогибе, грабене, синеклизе).

**ОФИОЛИТЫ** (синоним – офиолитовая ассоциация) – трехчленная ассоциация, представленная: 1) базитами (основными) и ультрабазитами (ультраосновными) глубинными породами (дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро, тоналиты); 2) комплексом параллельных даек диабазов и излившихся базальтов; 3) глубоководными осадками (ленточные глины, радиоляриты). Эта ассоциация сопоставляется с земной корой океанического типа.

**ПЛАСТ** – элемент слоистой толщи, равный одному или нескольким слоям, образовавшийся в результате смены условий седиментации.

**РАЗЛОМ (РАЗРЫВ)** – структура, возникающая в результате нарушения сплошности слоев со смещениями любого характера. Основными параметрами разлома является амплитуда вертикального смещения, амплитуда горизонтального смещения по плоскости сместителя, а также угол падения плоскости сместителя.

**РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ** – метод исследования кристаллической структуры вещества по распределению в пространстве и интенсивностям рассеянного на анализируемом объекте рентгеновского излучения.

**СКЛАДЧАТЫЙ (ПОДВИЖНЫЙ) ПОЯС** – глобальная тектоническая единица, характеризующаяся в течение всей ее эволюции высокой тектонической активностью, формированием магматических и осадочных комплексов.

**СУТУРА (ГЕОСУТУРА)** – шов, маркирующий зону столкновения сегментов континентальной коры, ранее разъединявшихся полосой с корой океанического типа. Признак сутуры – распространение в ее пределах офиолитов.

**ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ** – тектоническая парадигма, которая объясняет тектоническую и сейсмическую активность в верхней оболочке Земли взаимодействием литосферных плит, ограниченных сейсмическими поясами Земли, раздвигающихся вследствие спрединга в

стороны от срединно-океанических хребтов и подвигающихся одна под другую в результате субдукции или сталкивающихся при коллизии.

**ТЕКТОНОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ** – это структурно-парагенетический метод изучения деформационных структур на количественной (вероятностной) кинематической основе с учетом РТ-условий дислокационного процесса и типа складчатости.

**ТЕРМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ** – метод исследования физико-химических и химических превращений, происходящих в минералах и горных породах в условиях заданного изменения температуры.

**ТРЕКОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ** – метод определения времени остывания минералов, основанный на подсчете плотности и длины треков осколков спонтанного деления ядер урана ( $^{238}\text{U}$ ), накапливающихся в природных минералах в ходе геологической истории.

**ФОРМАЦИЯ (ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ)** – естественное сочетание или парагенез горных пород, образовавшихся в определенных тектонических условиях. Среди формаций различают осадочные, магматические и метаморфические.

**ЦИКЛ УИЛСОНА** – схема развития океанических бассейнов, включающая стадии: 1) континентального рифтогенеза (эмбриональную – континентальная кора раскалывается над мантийной струей); 2) раннюю (юности – два континента уже разделены морем); 3) зрелую (зрелости – дальнейшее раздвижение и образование океана); 4) угасания (упадка – начало сокращения океана); 5) заключительную (конечную – сближение континентов и образование горных цепей); 6) реликтовую (соединение континентов, образование реликтового рубца – геосутуры).

**ЧЕХОЛ ПЛАТФОРМЕННЫЙ** – СВК слабонарушенных осадочных, осадочно-вулканогенных пород, перекрывающих кристаллический фундамент платформы.

## ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

СВК	–	структурно-вещественный комплекс
ГСЗ	–	глубинное сейсмическое зондирование
ВЭЗ	–	вертикальное электрическое зондирование
КМПВ	–	корреляционный метод преломленных волн
ОВ	–	органическое вещество
РОВ	–	рассеянное органическое вещество
ССМ	–	смешанно-слоистый глинистый минерал
ПШ	–	полевой шпат
КМПВ	–	корреляционный метод преломленных волн
КПШ	–	калиевый полевой шпат
МОВЗ	–	метод обменных волн землетрясений –
ГСЗ	–	глубинного сейсмического зондирования
МВС	–	магнитовариационная станция
граница М	–	граница раздела Мохоровичича
НПР	–	начальные потенциальные ресурсы
УВ	–	углеводороды
ТИМ	–	термически инертные минералы
ППП	–	потери (веса) при прокаливании
СО <sub>орг</sub>	–	оксид углерода органического происхождения
ЦАОП	–	Центрально-Азиатский орогенический пояс
ГОК	–	горно-обогатительный комбинат
обр.	–	образец
хр.	–	хребет
оз.	–	озеро
р.	–	река
г.	–	город
ж/д ст.	–	железнодорожная станция
млн.	–	миллион
млрд.	–	миллиард
трлн.	–	триллион
М	–	метр
Км	–	километр
г/см <sup>3</sup>	–	грамм/сантиметр в кубе
Мд	–	миллидарси
Омхм	–	ом-метр
мкр/ч	–	микрорентген/час
кВ	–	киловольт
мА	–	миллиампер
нТл	–	наноТесла
скв	–	скважина



## ВВЕДЕНИЕ

### **Оценка современного состояния решаемой научной или научно-технологической проблемы (задачи)**

Вопросы нефтегазоносности Казахстана рассматривались главным образом западными районами Казахстана (Прикаспий, Мангышлак, Устюрт). Нефтегазоносность этих регионов изучалась в осадочных комплексах палеозойского и мезозой-кайнозойского чехла.

В данной работе на основе обобщения и анализа обширного геолого-геофизического материала рассмотрены перспективы нефтегазоносности ряда осадочных бассейнов Южного Казахстана.

Впервые вопросы нефтегазоносности впадин Южного Казахстана, еще в 1925 году отметил А.Д.Архангельский [1], которого несколько позже энергично поддержали Н.Г. Кассин [2], К.И. Сатпаев [3, 5], Н.С. Шатский [4], отметив это в ряде печатных работ. В годы Второй мировой войны вопросы поисков углеводородного сырья приобрели особое значение, и в этой связи была организована поисково-разведочная экспедиция для оценки осадочных бассейнов Южного Казахстана на поиски нефти и газа. Большое внимание было обращено на Илийский бассейн, перспективы нефтегазоносности связывались с мезозой-кайнозойским чехлом. Научная полемика по данному вопросу завершилась бурением первой в Восточном Казахстане опорной скважины и проведением региональных геофизических работ (1954 г.). В период 1954-1958 гг. здесь было пробурено еще 8 глубоких разведочных скважин. В дальнейшие годы поисково-разведочные работы были проведены в Шу-Сарысуйской и Сырдарьинской впадинах. В последующие десятилетия были выполнены региональные, детальные, сейсморазведочные работы, пробурено ряд параметрических, поисковых и разведочных скважин, позволивших сделать ряд практических выводов о перспективах нефтегазоносности осадочных бассейнов Южного Казахстана. Практические результаты были получены в Шу-Сарысуйской впадине, в которой были открыты два месторождения азотно-гелиевого газа и установлены прямые признаки нефти и газа в виде включений капельножидкой нефти в трещинах известняков нижнего карбона [6-11].

В начале 70-х годов в Мойынкумском прогибе Шу-Сарысуйской впадины (структура Айрақты) были получены промышленные фонтаны углеводородного газа. В 1972 году на структуре Придорожное из отложений верхнего девона был получен мощный фонтан углеводородного газа.

В дальнейшем геологическими производственными и научно-исследовательскими организациями была осуществлена программа комплексного изучения нефтегазоносных осадочных бассейнов Казахстана [12, 13]. Была проделана колоссальная работа по сбору, систематике и описанию геологического строения и параметров месторождений нефти и газа Казахстана. На базе этих разработок в 2000 г. были подготовлены и изданы «Карта прогноза нефтегазоносности Казахстана» [14] и «Карта размещения нефтегазоперспективных структур Казахстана» [15].

Результаты этих исследований были изданы в серии капитальных

справочников [16, 17], монографий [8] и многочисленных производственных и тематических отчетах [18, 19 и многих других]. Результаты современных представлений о нефтегазгеологическом районировании, геолого-геофизических и геохимических данных, специфике строения и формирования месторождений нефти и газа, а также перспективные оценки главных нефтегазоносных комплексов даны в работе [8].

Группой ведущих нефтяников Казахстана в 2003 году (Акчулаков У., Жолтаев Г., Жылкайдаров С., Парагульгов Х.Х. и др.) была проведена оценка прогнозных ресурсов углеводородного сырья Республики Казахстан [18].

Итоги «Комплексного изучения осадочных бассейнов Республики Казахстан» по переоценке перспективности ее территории и ресурсной базы по нефти и газу, были обобщены по результатам региональных и площадных сейсмических и геолого-геофизических работ, поисково-разведочного бурения, комплексирования различных видов исследований по всем 15 бассейнам, в период 1990-2013 г.г. в специальном труде [19].

В этой связи на повестке дня сохраняет свою значимость вопрос по оценке нефтегазового потенциала осадочных бассейнов Южного Казахстана, что инициирует в свою очередь продолжение планомерных геолого-геофизических работ в данном регионе.

#### **Основание и исходные данные для разработки темы**

При выполнении работ по данной теме были использованы многочисленные фондовые и литературные источники, а также материалы многолетних полевых и камеральных исследований ведущих геологов и геофизиков, занимающихся в разные годы вопросами нефтегазоносности осадочных бассейнов Южного Казахстана. Помимо этого были привлечены материалы и данные научных руководителей, соруководителей диссертанта, такие как, картографические (разнообразные геологические, структурные, литолого-палеогеографические, тектонические, карты, схемы, разрезы), результаты аналитических работ по изучению вещественного состава нефтегазоносных комплексов, данные по анализу послонных разрезов и керну скважин.

В полной мере использованы результаты последних опубликованных геолого-геофизических и геохимических исследований по теме данной работы.

Основанием для разработки темы диссертационной работы являются обоснование на проведение геолого-геофизических работ по выявлению перспективных нефтегазоносных комплексов осадочных бассейнов Южного Казахстана.

#### **Обоснование необходимости исследований**

Данная работа является логическим продолжением более ранних исследований, направленных на изучение перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Южного Казахстана. Для этого необходим следующий спектр исследований:

1. Составление корреляционных геолого-исторических разрезов Шу-Сарысуйского, Илийского и Прибалхашского осадочных бассейнов.

2. Выделение и обоснование мощностей нефтегазоносных и перспективно нефтегазоносных комплексов.

3. Палеогеодинамическая и литолого-палеогеографическая реконструкция площадей рассматриваемых осадочных бассейнов для оценки их нефтегазоносного потенциала.

4. Изучение вещественного состава и количественное определение в них органического вещества.

5. Необходимость разработки геолого-геофизической модели глубинного строения нефтегазоносных областей региона

**Обоснованность и достоверность научных положений, выводов и рекомендаций подтверждается:**

- современными геологическими, геофизическими, структурными, литолого-стратиграфическими данными;

- изучением отобранных в процессе полевых работ каменным материалом по опорным литолого-стратиграфическим разрезам нефтегазоносных и перспективно нефтегазоносным комплексам с последующим лабораторным изучением, методами минералогического, петрографического, термического, рентгеноструктурного, трекового и радиологического анализов;

- научно-обоснованными методами интерпретации структурных и сейсмических данных по разработке модели глубинного строения осадочных бассейнов Южного Казахстана;

- построением и детализацией литолого-стратиграфических реконструкций формирования осадочных бассейнов;

- проведением оценки углеводородного потенциала рассматриваемых осадочных бассейнов.

**Сведения о планируемом научно-техническом уровне разработки**

В результате проведенных работ будет оценен нефтегазоносный потенциал осадочных бассейнов Южного Казахстана и определены прогнозные ресурсы главных нефтегазоносных и перспективных комплексов. Для решения поставленных задач будет составлен комплект литолого-палеогеографических карт и разрезов, важнейших историко-геологических событий. Предполагается, что эти карты позволят оценить площадные изменения, происходившие в седиментационных бассейнах в течение времени их становления. Площадные вариации и мощности перспективных нефтегазоносных комплексов будут учтены при определении площадей седиментации и распределения в них органического вещества нефтематеринских комплексов, что в итоге позволит оценить прогнозные запасы углеводородов региона. По отобранным пробам с опорных разрезов будет осуществлен термический, рентгенодифрактометрический и трековый анализы нефтематеринских комплексов и определены содержания в них органических веществ [26, с. 11]. Все эти полученные параметры явились основой оценки прогнозных ресурсов УВ [26, 50, 117].

### **О патентных исследованиях и выводы из них**

Анализ патентных исследований показывает, что на текущий момент преобладают геофизические работы, направленные на решение конкретных задач относящихся к диагностике нефтегазоносных залежей методами сейсморазведки и магнитометрии.

### **Сведения о метрологическом обеспечении диссертации**

Достижение высокого качества результатов исследований и изучения вещественного состава структурно-вещественных комплексов обеспечивается метрологической и вспомогательными техническими службами в соответствии с утвержденными стандартами.

### **Актуальность темы**

Определяется потребностями современной мировой экономики в углеводородном сырье. Имеющиеся к настоящему времени данные по геолого-геофизической характеристике нефтегазоносных площадей Южного Казахстана (Шу-Сарысуйского, Илийского, Прибалхашского), нуждаются в серьезной корректировке и в дополнении результатами новейших геологических, литолого-стратиграфических, аналитических, геодинамических, геофизических, буровых и геохимических исследований с целью выявления критериев нефтегазоносности.

Теория тектоники литосферных плит с ее разработанной физической и теоретической базой служит достаточно надежной основой для разработки и обоснования моделей формирования нефтегазоносных бассейнов. В этой связи можно с уверенностью говорить об определенной специализации и конкретных механизмах формирования местоскоплений углеводородов в различных геодинамических обстановках, промышленная разработка которых представляет экономический интерес. На основе комплексной интерпретации геолого-геофизических и геохимических данных предусматривается разработка геодинамических моделей, отражающих заложение, развитие и строение нефтегазоносных и перспективных осадочных бассейнов, расположенных на территории Южного Казахстана (Шу-Сарысуйского, Прибалхашского и Илийского бассейнов), а также проведение оценки перспектив их нефтегазоносности.

### **Новизна темы**

Данная работа будет определенным вкладом в изучение геологии, глубинного строения и оценке углеводородного потенциала территории Южного Казахстана, что непосредственно связано с расширением перспектив минерально-сырьевой базы Республики с учетом современных требований рыночных отношений. В данном исследовании использованы и реализованы современные достижения в области геодинамики, глубинной геофизики, изучение вещественного состава нефтегазоносных комплексов с целью оценки перспектив Южного Казахстана. Предлагаются новые разработки к методу магниторазведки по обнаружению и диагностике залежей углеводородов. Установлены и обоснованы геологические параметры (литолого-стратиграфические, литолого-палеогеографические, структурные,

геофизические и др.) для подсчета прогнозных ресурсов углеводородного сырья осадочных бассейнов Южного Казахстана.

**Связь данной работы с другими научно-исследовательскими работами**

Автор принимал участие в выполнении следующих научных проектов[12, с.20]:

1. «Целевое развитие университетской науки ориентированной на инновационный результат», тема 5: «Разработка эффективной технологии современного геолого-геофизического и петрофизического анализа для поисков, разведки и добычи в седиментационных (стратиграфических) ловушках нефти и газа в осадочных бассейнах Казахстана», период 2011-2014 гг.; [12, с.21]

2. Программа 120 «Грантовое финансирование научных исследований» по теме: №0112РК00470 «Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Южного Казахстана», период 2012-2014 гг. [12, с.22];

3. Грантовое финансирование научных исследований, Информационные и телекоммуникационные технологии[12, с.23] . 1.1 Создание и развитие космических систем и технологий. «Разработка и внедрение национального программного комплекса для решения технологических проблем нефтегазовой отрасли Казахстана» Разработать инновационные технологии обработки и анализа данных космических съемок для прогнозирования нефтегазоносности и проведения поисково-оценочных работ в осадочных бассейнах Казахстана, период 2015-2017 гг.;

1. Целевая программа: № BR05236800 «Решение стратегических и прикладных задач в нефтегазовой отрасли Казахстана» по разделу 1. Формирование геодинамических моделей нефтегазоносных бассейнов Казахстана с целью выделения крупных нефтегазоперспективных зон на основе анализа данных современных геолого-геофизических исследований, период 2018-2020 гг.

**Цель исследования** – геолого-геофизический анализ строения осадочных бассейнов Южного Казахстана с оценкой перспектив углеводородного потенциала. По отдельным разделам работы цели исследования:

1. исследование особенностей строения, литолого-стратиграфической корреляции и вещественного состава структурно-вещественных комплексов чехла осадочных бассейнов и их нефтегазоносность;

2. термическое, рентгеноструктурное и трековое изучение образцов горных пород и отложений верхнего палеозоя и мезозой-кайнозоя;

3. изучение глубинного строения чехла и фундамента осадочных бассейнов Южного Казахстана по геофизическим данным.

4. составление глубинного геолого-геофизического профиля «Туркестанский»;

5. разработка

6. создание геолого-геофизической модели глубинного строения нефтегазоносных областей региона с выделением факторов локализации месторождений углеводородов.

**Объект исследования:** осадочные бассейны Южного Казахстана (Шу-Сарысуйский, Прибалхашский, Илийский) с прогнозной оценкой их перспектив на поиски и разведку месторождений углеводородов.

**Основные задачи исследования:**

- 1) выяснение специфики строения, стратиграфической корреляции и вещественного состава СВК чехла осадочных бассейнов;
- 2) исследование палеозойской тектоники и литолого-палеогеографических условий формирования осадочных бассейнов Южного Казахстана. Карта чехла осадочных бассейнов;
- 3) изучение мезозой-кайнозойской тектоники и литолого-палеогеографических условий формирования осадочных бассейнов Южного Казахстана;
- 4) геодинамический анализ и условия формирования осадочных бассейнов;
- 5) изучение глубинного строения чехла и фундамента осадочных бассейнов Южного Казахстана по геофизическим данным. Интерпретация глубинного геолого-геофизического по геолого-геофизическому профилю «Туркестанский»;
- 6) выделение и обоснование факторов и критериев нефтегазоносности осадочных бассейнов.

**Научные положения и результаты, выносимые на защиту:**

- 1) обоснование выделяемых структурно-вещественных единиц чехла и фундамента и на основании этого уточнение объемов и толщины перспективных нефтегазоносных и комплексов, а также изучение вещественного состава нефтегазоносных комплексов современными аналитическими методами;
- 2) построение модели глубинного строения осадочных бассейнов на основании комплексного анализа геолого-геофизических данных и реконструкция геодинамических условий развития региона;
- 3) оценка прогнозных ресурсов УВ сырья по осадочным бассейнам.

**Научно-практическая ценность**

Предлагаемая тематика по своему значению является научно-прикладной. В этой связи, исследовательское обобщение является вкладом в изучение геологии и прогноза углеводородов Казахстана, имеющее большое научное и практическое значение для дальнейших исследований перспектив расширения минерально-сырьевой базы Страны с учетом новых требований рыночных отношений [26, 114].

**Реализация работы** изложена в многочисленных публикациях автора, иллюстрирующих различные аспекты геологии, литолого-палеогеографических, палеогеодинамических и аналитических исследований, направленных на обоснование перспектив углеводородного потенциала осадочных бассейнов Южного Казахстана [26, 56, 61,62, 72 114].

**Апробация**

Основные положения диссертационной работы доложены и обсуждены на международных конференциях:

- 1) VII Международный Симпозиум «Проблемы геодинамики и

геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» – 19-24 июня 2017 г. г. Бишкек – «О роли современных высокоточных геофизических методов при поисках залежей углеводородного сырья» и «Геодинамические условия формирования главных нефтегазоносных бассейнов Казахстана в палеозое»;

2) Четвертая международная научная конференция «Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения» – 02-06 апреля 2018 г., г. Новосибирск – «Данные изучения вещественного состава перспективного нефтематеринского комплекса пород мезозой-кайнозойского чехла Илийского бассейна» и «Сравнительная характеристика стратиграфического разреза чехла Шу-Сарысуйского бассейна и его специализация на поиски углеводородов»;

3) Международная Юбилейная научная конференция, посвященная 40-летию ИС РАН. – 2018 г., г. Бишкек – «Изучение вещественного состава пород каменноугольно-пермского разреза юго-западной части Шу-Сарысуйского нефтегазоносного бассейна»;

4) Всероссийская конференция с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов» – 27-30 ноября 2018 г., г. Томск – «Данные изучения содержания органического вещества в отложениях каменноугольно-пермского возраста юго-западной части Шу-Сарысуйского бассейна» и «Геодинамические условия формирования осадочных бассейнов Южного Казахстана (Шу-Сарысуйского, Прибалхашского, Илийского)»;

5) Международная конференция молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях» – 24-26 апреля 2019 г., г. Бишкек – «Вещественный состав и характер распределения органического вещества в чехле осадочных бассейнов Южного Казахстана»;

6) Международная научно-практическая конференция «Состояние и перспективы эксплуатации зрелых месторождений» – 16-17 мая 2019 г., г. Актау – «Оценка прогнозных ресурсов углеводородного потенциала Шу-Сарысуйского, Илийского, Прибалхашского осадочных бассейнов Южного Казахстана».

### **Публикации**

По теме диссертации опубликовано 19 научных трудов, в том числе 4 в научных изданиях, рекомендуемых Комитетом по контролю в сфере образования и науки, 4 в международном научном журнале, входящих в информационную базу компании Scopus, 11 в материалах международных конференций.

Основные положения диссертации опубликованы в работах:

1) Тулемисова Ж.С. Сравнительная характеристика и условия формирования седиментационных ловушек углеводородов в Западно-Сибирском, Прикаспийском и Шу-Сарысуйском бассейнах // – Известия НАН РК. Серия геол.-тех. – Алматы, 2017. – №2 (422). – С.56-61.

2) Тулемисова Ж.С., Трипольский В.П., Коробкин В.В. О роли современных высокоточных геофизических методов при поисках залежей углеводородного сырья // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: тез. докл. VII Международного симпозиума.

– Бишкек, 2017. – С.154-160.

3) Тулемисова Ж.С., Коробкин В.В. Геодинамические условия формирования главных нефтегазоносных бассейнов Казахстана в палеозое//Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: тез.докл. VII Международного симпозиума. – Бишкек, 2017. – С.76-80.

4) Тулемисова Ж.С., Коробкин В.В. Особенности геодинамической эволюции главных нефтегазоносных бассейнов Казахстана в палеозое// – Вестник КБТУ. Серия нефтегаз. инженерия.–Алматы, 2017. –№4 (43).– С.52-61.

5) Тулемисова Ж.С., Коробкин В.В., Саматов И.Б. Данные изучения вещественного состава перспективного нефтематеринского комплекса пород мезозой-кайнозойского чехла Илийского бассейна // CORRELATION OF THE ALTAIDES AND URALIDES deep structure of lithosphere, stratigraphy, magmatism, metamorphism, geodynamics and metallogeny. Materials of the 4rd International scientific conference. –Novosibirsk, 2018. – PP. 156-159.

6) Тулемисова Ж.С., Коробкин В.В. Сравнительная характеристика стратиграфического разреза чехла Шу-Сарысуйского бассейна и его специализация на поиски углеводородов // CORRELATION OF THE ALTAIDES AND URALIDES deep structure of lithosphere, stratigraphy, magmatism, metamorphism, geodynamics and metallogeny. Materials of the 4rd International scientific conference. –Novosibirsk, 2018. – PP. 153-156.

7) Коробкин В.В., Саматов И.Б., Тулемисова Ж.С. Данные изучения минерального состава и рассеянного органического вещества в породах каменноугольно-пермского разреза юго-западной части Шу-Сарысуйского бассейна // Геология и охрана недр. КазГЕО. – 2018. –№ 2 (67). – С. 16-30.

8) Коробкин В.В., Тулемисова Ж.С. Специфика геологического строения и геодинамические условия формирования Шу-Сарысуйского осадочного бассейна в позднем палеозое // «Воздействие внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений» посв. 40-летию ИС РАН: тез.докл. междунар. юбил. науч. конф. – Бишкек, 2018. – С. 190-193.

9) Тулемисова Ж.С., Коробкин В.В. Глубинное строение и геодинамические условия формирования осадочных бассейнов Южного Казахстана (Шу-Сарысуйского, Прибалхашского, Илийского) // Геология и охрана недр. КазГЕО. – 2018. – № 3 (68) .– С. 24-34.

10) Коробкин В.В., Саматов И.Б., Тулемисова Ж.С. Изучение вещественного состава пород каменноугольно-пермского разреза юго-западной части Шу-Сарысуйского нефтегазоносного бассейна // «Воздействие внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений» посв. 40-летию ИС РАН: тез.докл. междунар. юбил. науч. конф. – Бишкек, 2018. – С. 194-197.

11) Коробкин В.В., Саматов И.Б., Тулемисова Ж.С. Данные изучения содержания органического вещества в отложениях каменноугольно-пермского возраста юго-западной части Шу-Сарысуйского бассейна // Матер. X Всерос. петрограф.конф. с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов». – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. Вып. 10, 2018. – С. 447- 457.



12) Коробкин В.В., Тулемисова Ж.С. Геодинамические условия формирования осадочных бассейнов Южного Казахстана (Шу-Сарысуйского, Прибалхашского, Илийского) // Матер. X Всерос. петрограф.конф. с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов». – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. Вып. 10, 2018. – С.457-467.

13) Тулемисова Ж.С., Буслов М.М. Вещественный состав и характер распределения органического вещества в чехлах осадочных бассейнов // Матер. XI междунар. конф. молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях». – Бишкек, НС РАН, 2019. – С. 392-399.

14) Tulemissova Zh. S., Buslov M.M. Geodynamic conditions of formation of sedimentary basins of South Kazakhstan (Shu-Sarysu, Pre-balkhash, Ili) – IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2019. V.319. Iss.1. – Article number 012021.

15) Tulemissova Zh. S., Buslov M.M., Bekmukhametova Z.A. Data of studying the content of organic matter in deposits of the stone-perm separation of the southwestern part of the Shu-Sarysu basin. – IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2019. V.319. Iss.1. – Article number 012020.

16) Тулемисова Ж.С., Коробкин В.В., Буслов М.М. Корреляция стратиграфического разреза с оценкой прогнозных ресурсов углеводородного сырья осадочных бассейнов Южного Казахстана (Шу-Сарысуйского, Илийского и Прибалхашского) // Вестник КБТУ. – Алматы, 2019. – № 4(51). – С. 177-185.

17) Тулемисова Ж.С., Бекмухаметова З.А. Возможности по использованию высокоточной магниторазведки, гравиразведки и электроразведки при поисках углеводородного сырья // Вестник КБТУ. Алматы, 2019. – № 4(51). – С. 185-193.

18) Коробкин В.В., Тулемисова Ж.С. Оценка прогнозных ресурсов углеводородного потенциала Шу-Сарысуйского, Илийского и Прибалхашского осадочных бассейнов Южного Казахстана. // Материалы Международной научно-практической конференции «Состояние и перспективы эксплуатации зрелых месторождений» 16-17 май 2019 года. 1-том. Актау. С. 77- 90.

19) Tulemissova Zh.S., Korobkin V.V. Features of the Material Composition of the Main Oil and Gas Complex of the Shu-Sarysu Basin – International Journal of Engineering Research and Technology. ISSN 0974-3154, Volume 13, Number 5 (2020), PP. 1045-1056 © International Research Publication House.

# 1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

## 1.1 Современное состояние исследования и краткий очерк по истории проводимых работ

Территория Казахстана изучена геолого-съёмочными работами, бурением параметрических, поисковых и разведочных скважин, что позволило подробно представить литолого-стратиграфическую характеристику отложений, слагающих стратиграфические разрезы 15 осадочных бассейнов Казахстана [6-26]. На основе комплексной интерпретации геолого-геофизических и геохимических данных, были созданы геологические модели, отражающие заложение, развитие и современное строение осадочных бассейнов [8, 10-19], в соответствии с рисунками 1,2

Планомерные региональные геофизические работы на углеводородное сырьё в Казахстане проводятся, начиная с середины 1950-х годов. К настоящему времени около 900 тыс. км<sup>2</sup> площади Республики покрыто сетью региональных, поисковых и детальных сейсмических профилей по методу общей глубинной точки (МОГТ–2D), отработанных различными организациями Казахстана и России в 1958–1965 и 1975–1995 годы. Сейчас вся территория республики охвачена гравиметрической и магнитной съёмками, на основе которых составлены гравиметрические и магнитные карты Республики Казахстан [8, 13-19].

В настоящее время, на территории Казахстана в соответствии с рисунком 1, в составе пяти крупнейших нефтегазоносных провинций: 1) Прикаспийской, 2) Северо-Кавказско-Мангышлакской, 3) Арало-Тургайской, 4) Тениз-Шуйской, 5) Западно-Сибирской было выделено 15 нефтегазоперспективных осадочных бассейнов: Прикаспийский, Устюрт-Бузашинский, Южно-Мангышлакский, Аральский, Сырдарьинский, Южно-Тургайский, Северо-Тургайский, Северо-Казахстанский, Тенизский, Шу-Сарысуйский, Илийский, Балхашский, Алакольский, Зайсанский, Прииртышский [8, 19].

Общие прогнозные извлекаемые ресурсы углеводородного сырья в пределах этих бассейнов оцениваются в пределах 12-17 млрд. тонн. Геологоразведочные работы на нефть и газ были проведены на площадях известных нефтегазоносных бассейнов: Прикаспийском, Южно-Мангышлакском, Устюрт-Бузашинском, Южно-Тургайском и Шу-Сарысуйском. К настоящему времени на балансе находится порядка 216 месторождений углеводородного сырья [18, 26, 111]. Их утвержденные извлекаемые запасы составляют: около 5 млрд. тонн нефти, примерно 3 трлн. м<sup>3</sup> газа и более 300 млн. тонн конденсата [18, 19].

Планомерные исследования по нефтегазоносности осадочных бассейнов Южного Казахстана в послевоенное время были осуществлены многочисленными геологическими организациями. За многолетний период в Шу-Сарысуйском и Илийском осадочных бассейнах выполнен значительный объём региональных и поисково-разведочных геолого-геофизических работ,

детальных сейсморазведочных работ, пробурено ряд параметрических, разведочных и структурно-поисковых скважин. Обобщение полученного материала уже на том этапе исследований позволяло сделать ряд важных в практическом отношении выводов о перспективах нефтегазоносности осадочных бассейнов Казахстана.

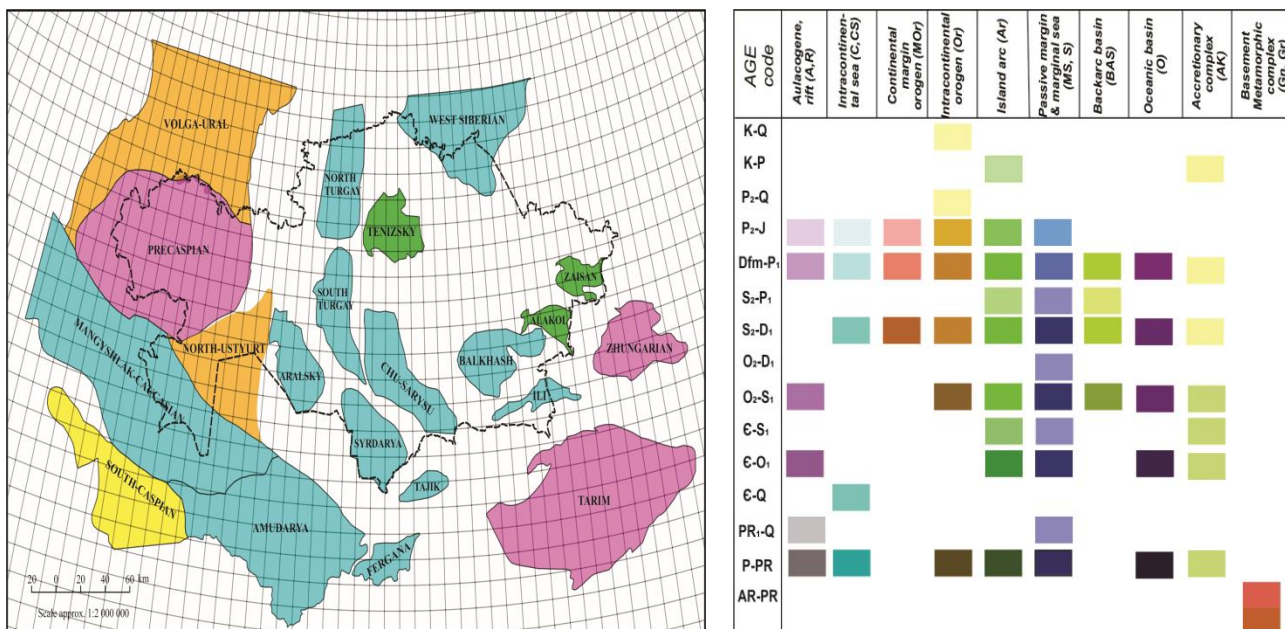
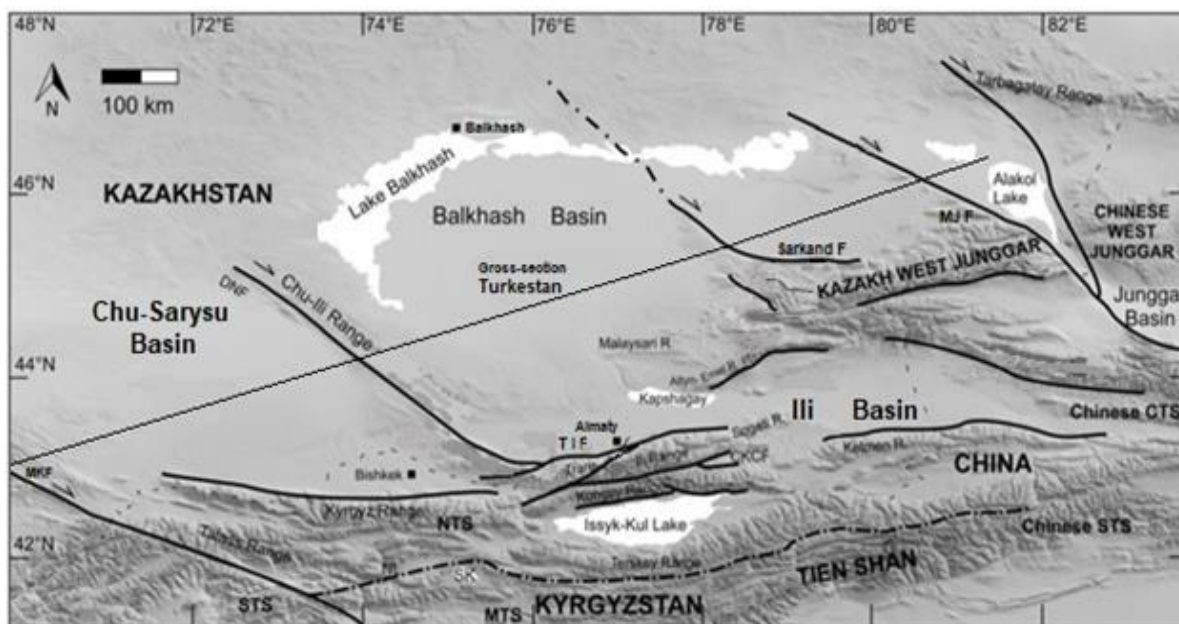


Рисунок 1 – Позиция осадочных бассейнов Казахстана и прилегающих территорий Центральной Евразии. Цветом обозначен геологический возраст осадочных бассейнов

Примерно за 50-летний период (начиная с середины 70-х годов прошлого века) проведенных региональных и поисковых работ, степень геолого-геофизической изученности территории Шу-Сарысуского бассейна остается не удовлетворительной [8, 19]. Изучены лишь два его района. Это южная окраина Кокпансорского прогиба, где выявлены месторождения Придорожное, Тамгалытар, Орталык и Западный Опак, и северная половина Мойынкумского прогиба – с месторождениями Амангельды, Айрақты, Жаркум, Малдыбай и ряда других. К настоящему времени почти 70% площади исследуемого бассейна изучено слабо, что не позволяет дать обоснованную оценку его генерационных возможностей. В результате проведенных работ были построены карты областей осадконакопления по ключевым горизонтам палеозойского периода, региональные структурные карты и проведено тектоническое и газогеологическое районирование [14, 15].



Отрезком прямой линии обозначена ориентировка геолого-геофизического профиля Туркестанский. Тектонические единицы Тянь-Шаня (TS): CTS – Центральный, MTS-Срединный, NTS – Северный; STS – Южный. Главные разломы: TIF– Заилийский, СКCF – Чон-Кеминский, DNFЖалаир-Найманский, MKF Главный Каратауский, NL – Линия Николаева. F– разлом, Mts – горы, R – хребет

Рисунок 2 – Главные тектонические единицы и положение осадочных бассейнов Южного Казахстана

За период последних десятилетий по Илийскому бассейну в результате обобщения и анализа литературных и фондовых работ, результатов проведенных геолого-геофизических исследований, ограниченного количества поискового бурения были охарактеризованы особенности геологического строения и тектоники региона, существенно уточнена геологическая модель строения бассейна, которая состоит из четырех неравнозначных по размерам тектонических элементов Восточно-Илийский (Жаркентский) прогиб, Богутинская седловина, Западно-Илийский (Алматинский) прогиб и Копинский грабен. Ряд авторитетных исследователей [7-12, 18, 19] Илийского нефтегазоносного бассейна, пришли к выводу о несомненной продуктивности недр этого региона, на что указывают следующие особенности его строения. Илийская впадина, перспективная нефтегазоносная область, приурочена к межгорной впадине и по рангу близка к соседним межгорным бассейнам – Ферганскому и Жонгарскому, в пределах которых открыты месторождения нефти и газа. Согласно имеющейся геолого-геофизической и буровой информации, уточнены границы распространения и глубины залегания осадочного чехла пермских, юрских и меловых отложений, которые могут быть нефтегазогенерирующими.

В последние десятилетия вследствие обобщения проведенных геолого-геофизических исследований и структурно-поискового профильного бурения было охарактеризовано геологическое строение Прибалхашского осадочного

бассейна, установлен состав слагающих ее отложений в верхах разреза центральной и прибортовых частей, произведено стратиграфическое расчленение мезозой-кайнозойских отложений. Была составлена схематическая модель строения Балхашского бассейна, которая состоит из трех неравнозначных по размерам тектонических сегментов – Прибалхашского и Северо-Жонгарского прогибов, разделяющий эти прогибы Ушккольское поднятие, которые в свою очередь расчленены на более мелкие структурные единицы. Предполагается значительная мощность квазиплатформенного фамен-каменноугольного комплекса при незначительных толщинах осадочного чехла, в особенности юрских и меловых отложений. Анализ имеющейся геолого-геофизической информации указывает, что глубинное строение территории Балхашского осадочного бассейна изучено недостаточно.

Следует отметить, что в исследованиях на нефть и газ активно применяются геологические, геохимические, геофизические и другие методы. Они позволяют изучать и картировать целые регионы, и выделять в них перспективные площади. На этих площадях для выявления залежей нефти и газа бурятся поисковые и разведочные скважины [8, 14-18, 20].

## 1.2 Шу-Сарысуйский бассейн

### 1.2.1 Районирование и особенности строения

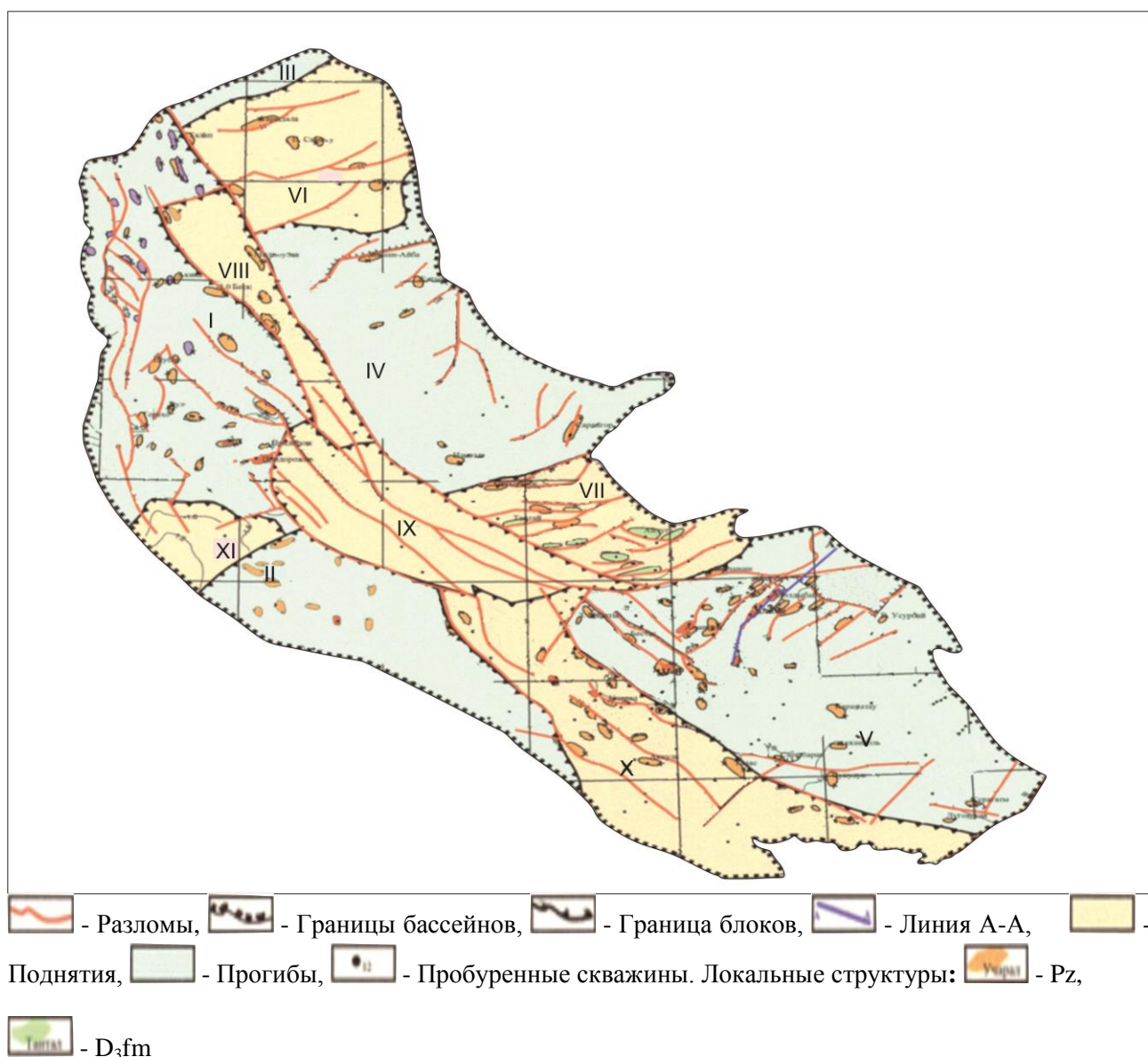
Шу-Сарысуйский бассейн (впадина) простирается в северо-западном направлении почти на 900 км, при ширине в поперечнике порядка 300 км. На севере и западе впадина ограничена Сарысу-Тенизским поднятием и горно-складчатыми сооружениями Улытау; на северо-востоке Шу-Илийскими горами; на юге и юго-западе хребтами Малый и Большой Каратау; на востоке и юго-востоке хр.[8, с. 67] Кендыктас и Киргизским Алатау [8, 18, 24, 26]. Впадина сложена комплексом девонско-пермских и мезозой-кайнозойских осадков мощностью до 6000 м [21-26], в соответствии рисунком 3.

Фундамент слагают метаморфические породы протерозоя, а в пределах отдельных блоков центральной части впадины в верхних секциях фундамента присутствуют интенсивно дислоцированные толщи пород нижнего палеозоя [8-11, 24-31].

С начала 60-х годов на площади впадины пробурено более 100 параметрических, поисковых и разведочных скважин и выполнен большой объем геофизических исследований.

Чехол Шу-Сарысуйской впадины сложен верхнепалеозойскими и мезозой-кайнозойскими слабодислоцированными осадочными толщами пород. Выделяется два структурных яруса: мел-эоценовый и олигоцен-четвертичный [8, 24-27] в соответствии с рисунками 9-10. Оligоцен-четвертичный структурный ярус сложен континентальными терригенными породами [8, 24, 26]. Наибольшие мощности яруса 400-600 м характерны для Сузакского прогиба, расположенного у подножия хр. Каратау. С юга, к Шу-Сарысуйской впадине примыкает Восточно-Шуйский предгорный прогиб, расположенный у

подножия Киргизского хребта, и выполненный неоген-четвертичной молассой мощностью около 3000 м [6, 26, 49].



Структурные единицы: I – Кокпансорский прогиб; II – Сузак-Байкадамский прогиб; III – Жезказганский прогиб; IV – Тасбулакский прогиб; V – Моинкумский прогиб; VI – Сарыуское поднятие; VII – Нижне-Шуское поднятие; VIII – Бетпакдалинское поднятие; IX – Тастинское поднятие; X – Таласское поднятие; XI – Бугуджилское поднятие.

Рисунок 3 – Схема главных структурных единиц Шу-Сарыуской впадины, составленная по кровле палеозоя [19]

Наличие наиболее глубоких Сузакского и Восточно-Шуйского прогибов вдоль юго-западной окраины Шу-Сарыуской впадины, и плавное поднятие ее северо-восточного борта в сторону обнаженных палеозойских структур Шу-Илийских гор, сделало современную структуру мезозой-кайнозойских отложений Шу-Сарыуской впадины резко асимметричной, в соответствии с рисунками 7-10.

Впадина делится на северо-восточную Тесбулакско-Берликскую и юго-западную Сузакско-Восточно-Шуйскую зоны прогибов и, разделяющих их поднятий. Граница между этими зонами на большей части впадины проходит по Жезказган-Кокшетаускому разлому. Амплитуда разлома по поверхности палеозоя составляет десятки метров, а в районе Тесбулакского прогиба до 100 м. Разлом местами выражен уступом в рельефе дневной поверхности и отчетливо прослеживается на космических фотоснимках [26, 51, 52]. В северо-восточную зону структур входят Тесбулакский прогиб, Нижне-Шуйское поднятие, Уланбельская и Берликская ступени. Для всех структур характерно неглубокое залегание палеозойских отложений (0-300 м), небольшие (до 300 м) мощности и субгоризонтальное залегание платформенного чехла, нечеткость структурных контуров, незначительная роль малоамплитудных разрывных нарушений. Эти особенности показывают, что Тесбулакско-Берликская зона структур в мезозой-кайнозойское время развивалась относительно пассивно [6-8, 24-28].

Наиболее крупная структура – Тесбулакский прогиб. В плане он в основном совпадает с одноименным средне-позднепалеозойским прогибом, наследуя его структуру. Его амплитуда по поверхности палеозоя составляет 300 м, а по кровле среднего эоцена около 100 м. Максимально прогнута его южная часть, тяготеющая к сопряжению Жезказган-Кокшетауского и Каракия-Кокшетауского разломов. Каракия-Кокшетауский разлом расположен на границе прогиба с Нижне-Шуйским поднятием [25, 26, 49]. Прогиб сформировался в основном в сенон-туронское время, когда накопилось до 200 м осадков. В дальнейшем развитие его резко замедлилось, что проявилось в выдержанных и небольших мощностях (50-100 м) палеогеновых и олигоцен-четвертичных отложений [25, 26].

Основными структурными элементами Сузакско-Восточношуйской зоны структур являются Сузакский, Южно-Мойынкумский и Восточно-Шуйский прогибы, Итмурунско-Таласская ступень, Тастинский вал [26, 31].

Сузакский (Предкаратауский) прогиб вытянут вдоль хр. Большой Каратау на 350 км при ширине до 150 км. Он отвечает средне-верхнепалеозойским прогибам: Байкадамскому, Сузакскому, Кокпансорскому и, разделяющим их, поднятиям. Унаследованность развития здесь проявилась только в некоторой общности простираний осей прогибания в среднем – верхнем палеозое и мезозое – кайнозое. Борта прогиба, за исключением юго-западного и южного, пологие (до  $1-1,5^\circ$ ) [6, 24, 26]. Юго-западное и южное крылья ограничены Главным Каратауским и Сузакским разломами, амплитуда которых по поверхности палеозоя составляет от первых сотен м до 2000 м, и убывает к северо-западу и юго-востоку до десятков м. В зоне разломов мел-кайнозойские отложения залегают субвертикально, а иногда и запрокинуты. Прогиб выполнен в основном неоген-четвертичными (до 450 м) и палеогеновыми (350 м) отложениями [26]. Мощность верхнемеловых отложений изменяется от 100 (на востоке) до 400 м (на северо-западе). Ось прогиба смещена к хр. Каратау и в целом прогиб наклонен к хребту. Формирование Сузакского прогиба полностью связано с движениями по Главному Каратаускому и Сузакскому

разломам. Тастинский вал разделяет Сузакский и Тесбулакский прогибы. Ширина его 40-60 км при амплитуде 150-200 м по поверхности палеозоя и при амплитуде 50-70 метров по кровле среднего эоцена [24-26]. С северо-востока вал ограничен Жезказган-Кокшетауским разломом с амплитудой по поверхности палеозоя около 100 м. Юго-западное крыло вала имеет углы падения не более 1°. В течение позднего мела и кайнозоя вал развивался как погребенная положительная структура, что отразилось в сокращении мощностей этих отложений. Итмурунско-Таласская ступень охватывает хр. Малый Каратау, являясь его погруженным продолжением [24-26]. Ступень слабо наклонена в сторону впадины, имея амплитуду до 300 м при размерах 30-90 x 250 км, и ограничена с северо-запада Сузакским разломом. Почти вся ступень и юго-восточная часть впадины в мел-палеогеновое время представляли пенеплен. Ступень сформировалась в олигоцен-четвертичное время, когда она под воздействием активных прогибаний в Сузакском и Восточно-Шуйском прогибах была вовлечена в медленные опускания [26, 31].

Между Уланбельской и Таласской ступенями расположен слабо изученный Фурмановский прогиб, имеющий общее северо-западное простирание, пологие крылья и сравнительно небольшие амплитуды (100-200 м). Размер прогиба 80x40 км. Он сформировался в основном в олигоцен-четвертичный этап, оставаясь до олигоцена относительно приподнятым. Южно-Моюнкумский прогиб расположен между Фурмановским и Восточно-Шуйским прогибами и отделяется от последних узкими малоамплитудными поднятиями: Моюнкумским валом на севере и Курагатинской седловиной на юге [26]. Вдоль южной границы прогиба, возможно, проходит разлом. Прогиб вытянут на 250 км в восток-северо-восточном направлении от Малого Каратау до Кендыктаса. Ширина его 30-60 км, амплитуда около 400 м. Прогиб выполнен олигоцен-четвертичными отложениями мощностью до 600 м в осевой части. Южно-Моюнкумский прогиб по отношению к средне-верхнепалеозойским структурам является наложенным, так как простирание палеозойских структур здесь преимущественно северо-западное [24-26].

Восточно-Шуйский прогиб, юго-восточная, наиболее погруженная, окраина впадины. По форме это типичная односторонняя грабен-синклинальная структура с крутым (до 10°) наклоном в сторону Киргизского хребта, палеозойские породы которого местами надвинуты, на кайнозойские. Прогиб сформирован в неоген-четвертичное время в связи с движениями по Предкиргизскому разлому, ограничивающему с севера воздымавшуюся область эпиплатформенного орогенеза [26]. Поверхность палеозоя в зоне разлома ступенчато погружается до 2000-3000 м. В кайнозойских отложениях отдельные разломы выражены обычно крутыми флексурами с углами падения до 70°.

Главный Каратауский разлом определяет юго-западную границу бассейна. Он заложен в девоне и активно работал в конце перми и ранней юре. Амплитуда сдвига (правого) достигает 200-50 км, на неоген приходится 10-15 км. На северо-западе он разделяется на несколько ветвей [26]. Одна из ветвей четко проявлена на северо-западе у подножья гор Улытау, где докембрий



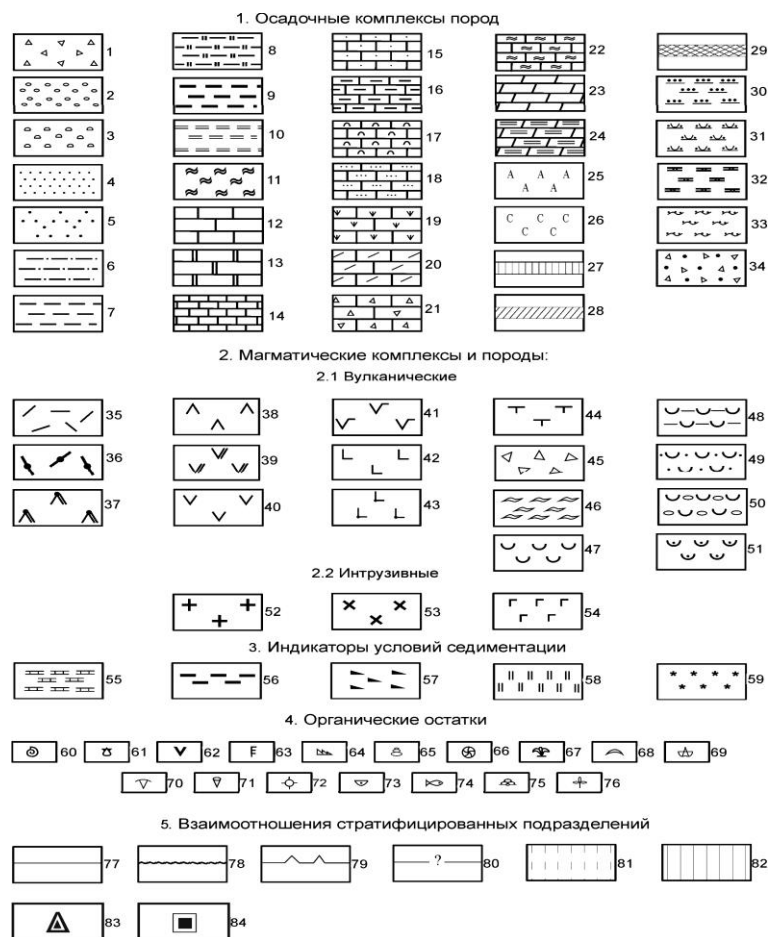
надвинут на карбон, а последний на соленосную пермь, которую здесь из-за этого, до последнего времени относили к карбону или девону. Остальные ветви образуют в Южном Тургае систему нефтеносных юрских грабен. В осевой части впадины проходит Жезказган-Кокшетауский правосторонний сдвиг с амплитудой 100-150 км. С этим разломом связано позднепермское Тастинское поднятие [25, 26, 49]. Сдвигово-складчатые деформации образованы в результате вращательных движений Казахстанского континента при коллизии. Эти движения сформировали основную часть локальных структур, с которыми связаны несколько небольших газовых месторождений.

В палеозойском разрезе Шу-Сарысуйского бассейна выделяется три толщи: лагунная терригенно-соленосная толща фамена – низов турне (до 500-800 метров), терригенно-карбонатная морская мелководная, местами угленосная нижнего карбона (500-2000 метров), аллювиально-озерная, преимущественно, красноватая среднего карбона-перми (до 2,5 км) [6, 7, 33]. В самом основании перми развита соленосная толща до 500 м [3, 6, 34-39]. Перекрываются палеозойские отложения континентальными и морскими породами верхнего мела – кайнозоя. Вдоль Каратауского и других сдвигов мощность кайнозойских красноватых моласс возрастает до 3 км [40-45]. Магматические породы включают щелочные базальты фамена – раннего турне, которые ассоциируются с разломами в середине впадины и которые свидетельствуют о расширении впадины. В Шу-Сарысуйском бассейне установлены небольшие месторождения газа с разведанными запасами около 30 млрд. м<sup>3</sup> [16, 17]. Залежи приурочены к песчаникам визе и нижней (подсоленосной) перми. Основным источником газов является нижневизейская угленосная толща, развитая в основном на юго-востоке, где разведаны промышленные месторождения. Пермская соль служит региональной крышкой [8, 24, 25, 46].

### 1.2.2 Литолого-стратиграфическая характеристика разреза

С учетом дифференциации геологического строения в Шу-Сарысуйской впадине можно выделить пять типов разрезов чехла [9-12, 24, 25, 33, 47]: Моинкумский, Кокпансорский, Тесбулакский, Сузак-Байкадамский и Жезказганский в соответствии с рисунками 3, 4-10.

Моинкумский тип разреза развит в одноименном прогибе и изучен глубоким бурением достаточно детально. Максимальная мощность осадочного комплекса достигает здесь 4,5 км. Разрез начинается с красноватой толщи фамен-турнейского возраста, литологически представленной конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Морские отложения в виде каменной соли и аргиллитов выделяются здесь только в пределах узкого желоба со стороны Шуйского массива [26]. Максимальная мощность фамен-турнейской секции не превышает 600 м [7, 24, 33, 48].



Осадочные комплексы (1 – 34): 1 – осадочные брекчии, 2 – конгломераты, 3 – тиллиты, 4 – песчаники полимиктовые, 5 – песчаники кварцевые и аркозовые, 6 – алевролиты, 7 – аргиллиты, 8 – аргиллиты кремнистые, 9 – алевролиты и аргиллиты углеродистые и кремнисто-углеродистые (черные сланцы), 10 – фтаниты, 11 – яшмы, 12 – известняки, 13 – известняки грубослоистые и массивные, 14 – известняки тонкослоистые, 15 – известняки песчанистые, 16 – мергели, 17 – известняки ракушняковые, 18 – калькарениты, 19 – известняки органогенные, 20 – известняки доломитизированные, 21 – карбонатные брекчии, 22 – известняки кремнистые, 23 – доломиты, 24 – доломиты кремнистые, 25 – гипсы и ангидриты, 26 – соли каменные, 27 – бокситы, 28 – фосфориты, 29 – стратиформные полиметаллические и железо-марганцевые руды, 30 – турбидиты и флиш терригенный, 31 – турбидиты и флиш вулканокластический, 32– турбидиты и флиш карбонатный, 33 – флиш терригенный с подводно-оползневой складчатостью, 34 – олистостромы;

2. Магматические комплексы и породы (35–54), вулканические (35– 51): 35 – риолиты, 36 – трахириолиты и трахиты, 37 – риодациты, 38 – дациты, 39 – андезидациты, 40 – андезиты, 41 – андезибазальты, 42 – базальты, 43 – трахибазальты и щелочные базальты, 44 – толеиты, 45 – вулканические брекчии, 46 – игнимбриты, 47 – туфы, 48 – туфоалевролиты, 49 – туфопесчаники, 50 – туфоконгломераты, 51 – туффиты; интрузивные (52–54): 52 – граниты, 53– гранитоиды, 54 – габбро-тоналиты [23, 26];

3. Индикаторы условий седиментации (55–59): 55 – карбонатность, 56 – углистая, 57 – битуминозность, 58 – кремнистость, 59 – первичная красноцветность пород;

4. Органические остатки (60-76): 60 – морская фауна без уточнения, 61 – пеллециподы, 62 – мшанки, 63 – граптолиты, 64 – конодонты, 65 – фораминиферы, 66 – криноидеи, 67 –

Рисунок 4 – Условные обозначения к литолого-стратиграфическим корреляционным разрезам и картам осадочных бассейнов Южного Казахстана и, обрамляющих его структур, лист 1 [23, 26]

кораллы, 68 – пресноводные моллюски, 69 – брахиоподы, 70 – трилобиты, 71 – хиолиты, 72 – радиолярии, 73 – остракоды, 74 – рыбы, 75 – водоросли, 76 – наземная флора (без уточнения) [23, 26];

5. Взаимоотношения стратифицированных подразделений (77–82): 77 – согласные, 78 – несогласие и размыв, 79 – тектонический контакт, 80 – неясные взаимоотношения, 81 – осадки неизвестны, 82 – перерывы в осадконакоплении.

Прочие обозначения: 83 – стратиграфический диапазон нефтегазоносности и месторождения углеводородов, 84 – месторождения углей [23, 26].

## Рисунок 4, лист 2

### 1.2.3 Главные структурные единицы чехла Шу-Сарысуйской впадины

Главными структурными единицами фундамента Шу-Сарысуйской впадины являются Центрально-Бетпакдалинское и Тастинско-Таласское поднятия. Эти поднятия делят чехольную часть впадины на юго-западный и северо-восточный прогибы [7, 24, 25, 27]. Ориентированные в северо-западном направлении линейные прогибы внутри осадочного бассейна отделены друг от друга субширотными выступами – Бугуджильским для Кокпансорского и Сузак-Байкадамского прогибов, Шуйским – для Тасбулакского и Мойынкумского. Выделяемое в северной его части Сарысуйское поднятие фактически является южной границей Жезказганского прогиба.

Складчатое основание фундамента в пределах Тастинско-Таласского и Центрально-Бетпакдалинского поднятий погружено соответственно на глубины от 400 до 1200 м, в Тасбулакском прогибе на глубины до 6000 м, в Кокпансорском и Мойынкумском прогибе на глубины 3500-4500 м, Сузак-Байкадамском – до 3500 м, в соответствии с рисунками 4-6 [27, 24, 19].

Практически, все выделяемые прогибы имеют асимметричную в плане конфигурацию и изолированы относительно друг от друга, образуя относительно замкнутые гидродинамические системы. Для них типичны относительно небольшие по площади погруженные участки и более значительные пологие крылья мульд. Такие погруженные участки характерны для Мойынкумского и Тасбулакского прогибов пространственно приуроченные к внешним зонам Шуйского выступа и Таласско-Тастинской системы поднятий. Погруженные участки Кокпансорского прогиба расположены в его осевой зоне. Внутри прогибов широко проявлена пересекающаяся складчатость, характеризующаяся наложением и пересечением складок различного простирания [26]. В пределах Шу-Сарысуйского бассейна довольно широко развиты приразломные антиклинали, формирующие вблизи разломов локальные поднятия и полусводы [8, 28, 49].

В пределах Шу-Сарысуйской газоносной области выделяются Кокпансорский газоносный район с Опак-Придорожной газоносной зоной, а также Мойынкумский газоносный район с Амангельды-Айрактинской и Ушаралской газоносными зонами. Последняя зона отнесена к Мойынкумскому газоносному району с определенной долей условности, так как структурно она может быть выведена за пределы Мойынкумского прогиба [25, 49].

#### 1.2.4 Нефтегазоносные комплексы (покрышки и резервуары)

Поисковые работы на нефть и газ, проводимые в Шу-Сарысуйском бассейне, привели к открытию девяти газовых месторождений [16, 17]. Все эти объекты расположены в его центральной части, концентрируясь в пределах южной окраины Кокпансорского и северной половине Мойынкумского прогибов. Наиболее крупными и с большей детальностью разведанными месторождениями Шу-Сарысуйского бассейна являются Придорожное в Кокпансорском прогибе и Амангельдинское в Мойынкумском. Газовые залежи Придорожного, Амангельдинского, Тамгалытарского, Орталыкского, Западно-Оппакского, Айрактинского, Молдыбайского, Анабайского, Саякпайского, Северного Ушарала и Ушарал-Кемпиртобинского месторождений имеют многокомпонентное содержание УВ и сложны для эксплуатации. Промышленные залежи данных месторождений имеют широкий стратиграфический диапазон. В бассейне выделяется ряд нефтегазоносных комплексов [8, 14-17].

Изучение особенностей строения и состава литолого-стратиграфического разреза Шу-Сарысуйского бассейна (Мойынкумский, Сузак-Байкадамский, Кокпансорский, Тасбулакский и Жезказганский прогибы) позволяет выделить разнообразные по генезису и вещественному составу породы-коллекторы и покрышки-флюидоупоры [8, 50, 51] в соответствии с рисунками 11-13.

К покрышкам отнесены следующие стратоны: 1) галогенно-терригенная толща фаменского яруса верхнего девона; 2) толща хемогенных известняков нижнего-среднего визейского яруса; 3) аргиллитовые толщи среднего-верхнего визейского яруса; 4) сульфатные и сульфатно-галогенные толщи серпуховского яруса нижнего карбона; 5) соленосная толща кунгурского яруса нижней перми и мергелистая пачка Жезказганского прогиба.

В Шу-Сарысуйском осадочном бассейне близкую позицию площадного развития занимают породы-коллекторы и в большинстве, они отнесены к зональному типу. Толщи пород-коллекторов по сравнению с флюидоупорами имеют более широкое развитие. Они также связаны с отложениями тех же стратиграфических уровней – ниже-верхнепермским, нижнекаменноугольным, верхнедевонским и средне-верхнедевонским в соответствии с рисунками 5-13 [26, 27].

Емкостно-фильтрационные свойства коллекторов верхнепалеозойских толщ Шу-Сарысуйского бассейна высоки и их пористость меняется от 13% до 22%, проницаемость – от десятка до 100 мД и более [8, 14-17].

Совокупность всех коллекторов и покрышек-флюидоупоров позволяет выделить в осадочной толще данного бассейна следующие газоносные комплексы:

1) фаменский терригенный газоносный комплекс, развитый в пределах Кокпансорского прогиба и отчасти в Мойынкумском прогибе и контролируемый площадью распространения фаменской соленосной толщи;

2) нижнекаменноугольный, турнейско-нижневизейский терригенный, развитый преимущественно в пределах Мойынкумского прогиба;

3) нижнекаменноугольный, верхневизейско-нижнесерпуховский, карбонатный, газоносный, развитый в пределах Кокпансорского и Мойынкумского прогибов;

4) нижнепермский, терригенный и сульфатно-терригенный, продуктивность которого ограничена развитием пермской эвапоритовой толщи.

Позиция газоносных комплексов, с учетом их строения и состава, указывает на автономность геологического развития прогибов и специфичность этапов девонско-пермского периода развития, которая связана с активностью девонских окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов и с цикличностью коллизионных событий в это время. Дальнейшее развитие и сохранность залежей в этом этапе зависело от наличия локальных и зональных флюидоупоров (покрышек) и их положения относительно потенциального резервуара УВ [26]. В этой связи представляется целесообразным выделение двух главных этапов формирования залежей – допермского и мезозойского [6, 23, 26].

Большая часть осадочного чехла Шу-Сарысуйского бассейна сложена пестроцветными континентальными толщами среднего-верхнего карбона (жезказганская свита, ее аналоги) и перми в соответствии с рисунками 5-13. Континентальными терригенными отложениями сложены толщи среднего и верхнего девона [8, 26, 27, 49]. Этот комплекс не обладает большим потенциалом органического вещества. Вызвано это тем, что в их породных ассоциациях содержания ОВ изначально были ниже кларковых, а их остаточные количества редко превышают 0,1% всего объема породы. В терригенно-карбонатной толще фамена-нижнего карбона концентрации остаточной органики колеблются от 0,5 до 2,5%. Содержание битумоидов в них по сравнению с красноцветами выше на порядок, составляя соответственно до 0,4% [8, 26, 27]. Объемы осадочного материала, накапливающиеся в бассейне в позднем палеозое, способствовали вхождению нефтегазоматеринских толщ в термобарические условия главной зоны газообразования [8, 18, 26].



Рисунок 5 – Литолого-стратиграфические корреляционные разрезы девонских отложений Южного Казахстана и прилегающих территорий  
 Примечание – Условные обозначения на рисунке 3. Цветовая окраска магматических комплексов отражает их геодинамическую обстановку формирования: оранжевый – рифтовая, зеленый – островодужная энсиматическая, красный – коллизионная [26, 50, 51].

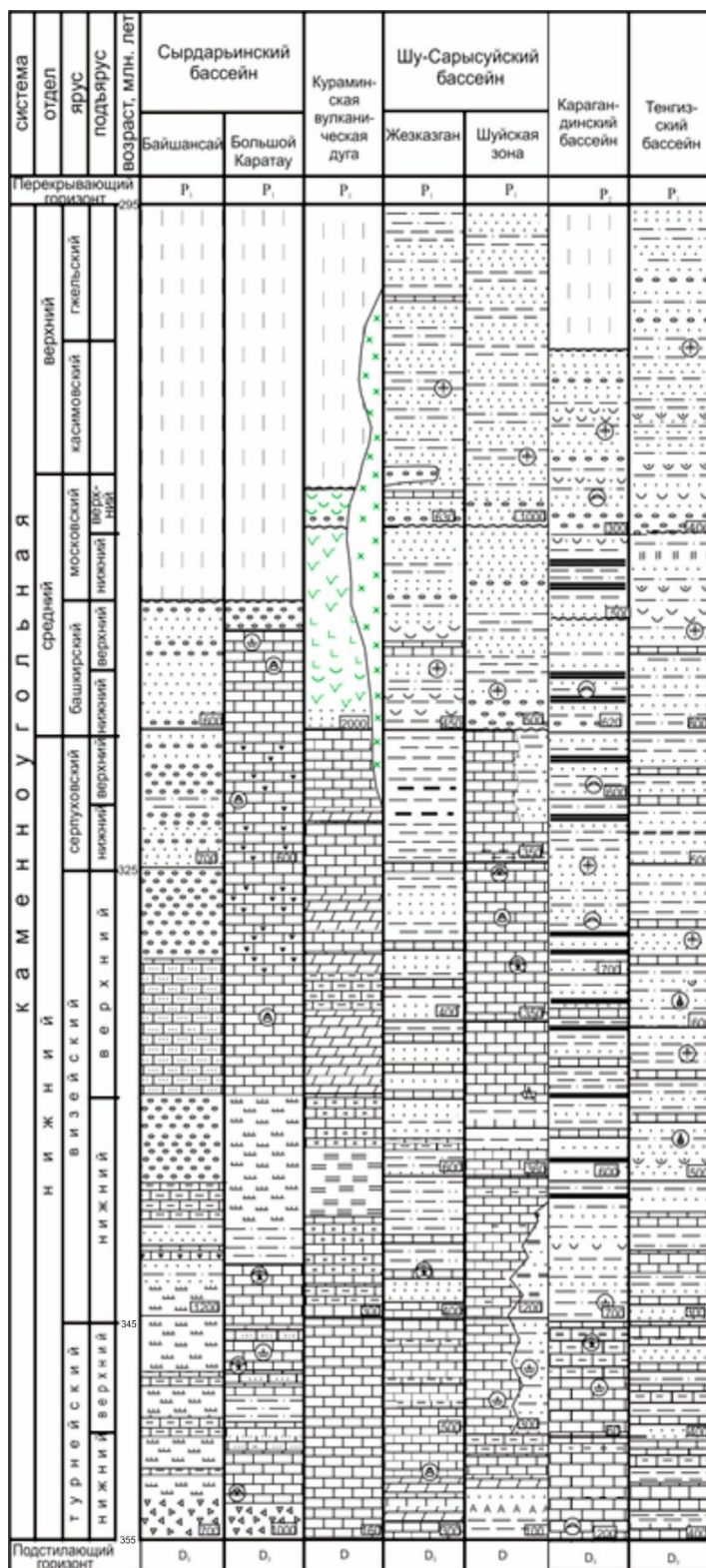


Рисунок 6 – Литолого-стратиграфические корреляционные разрезы каменноугольных отложений Южного Казахстана и прилегающих территорий [26, 50]

Примечание – Условные обозначения на рисунке 3.

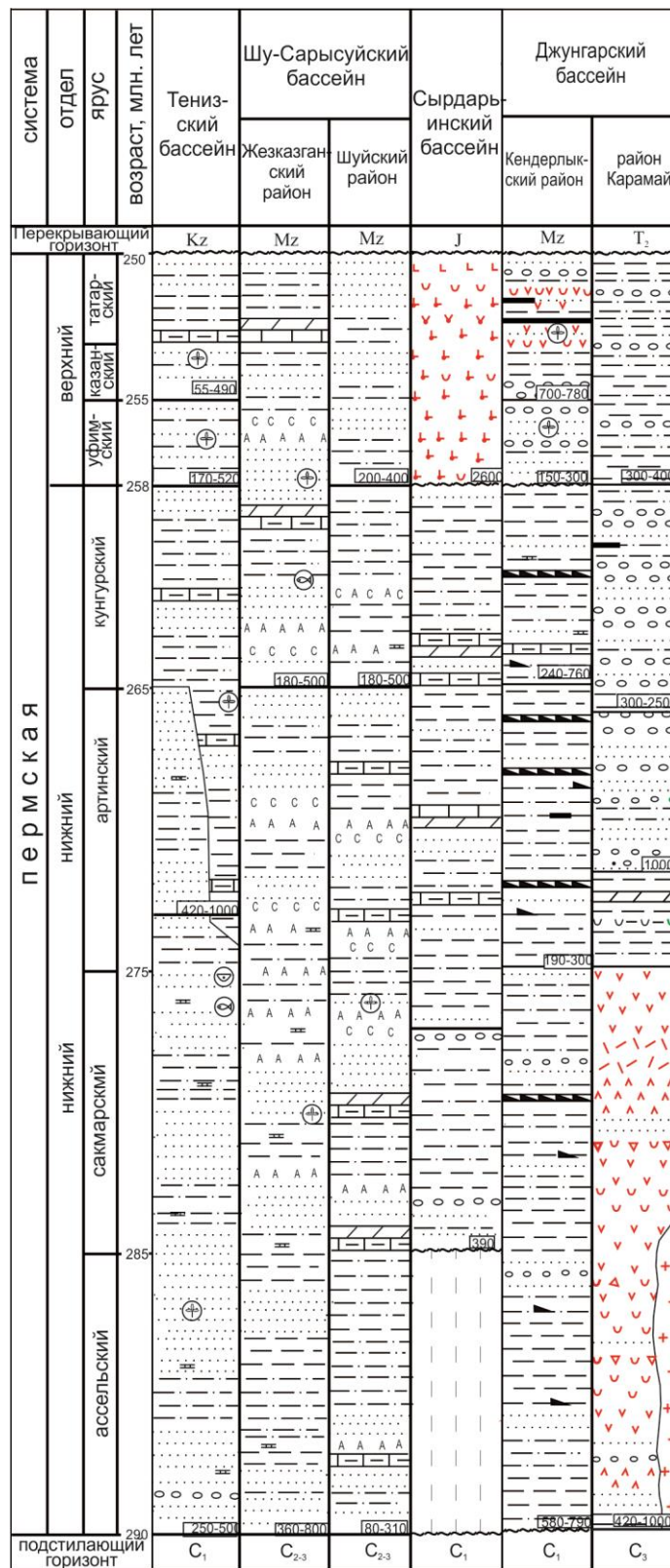


Рисунок 7 – Литолого-стратиграфические корреляционные разрезы пермских отложений Южного Казахстана и прилегающих территорий  
Примечание – Условные обозначения на рисунке 3.



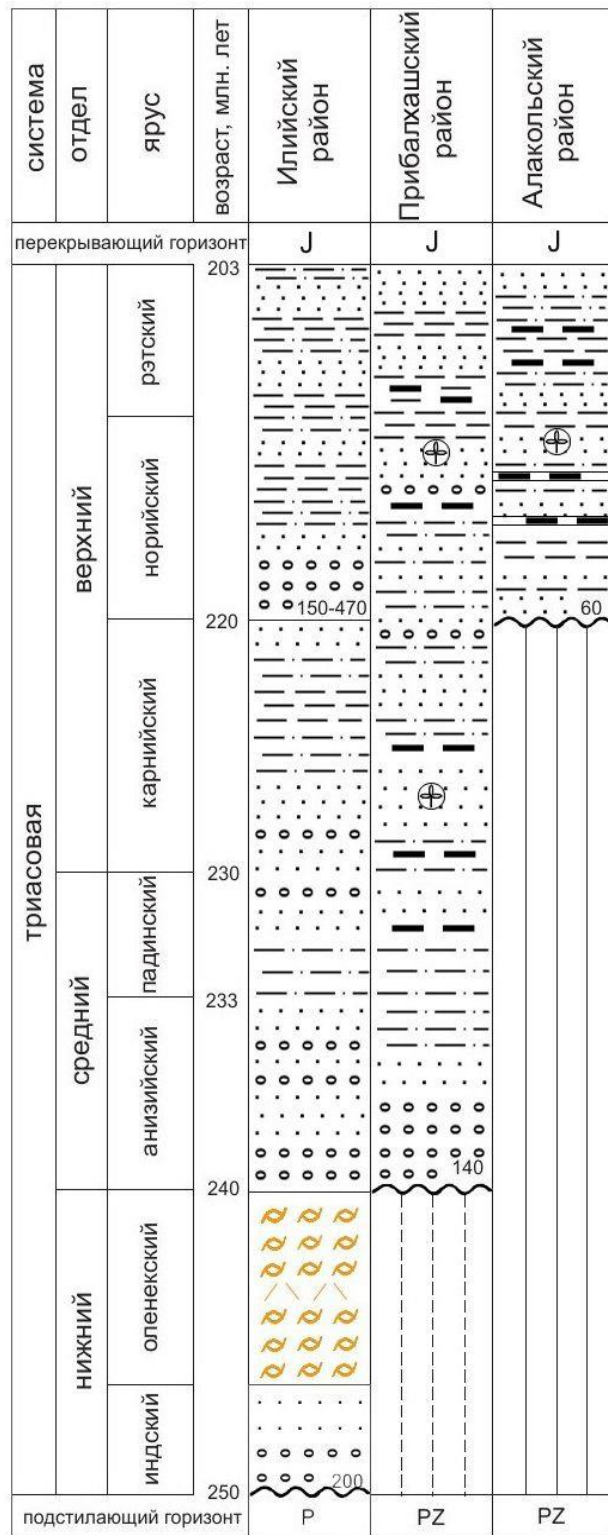


Рисунок 8 – Литолого-стратиграфические корреляционные разрезы триасовых отложений Южного Казахстана и прилегающих территорий  
Примечание – Условные обозначения на рисунке 3.

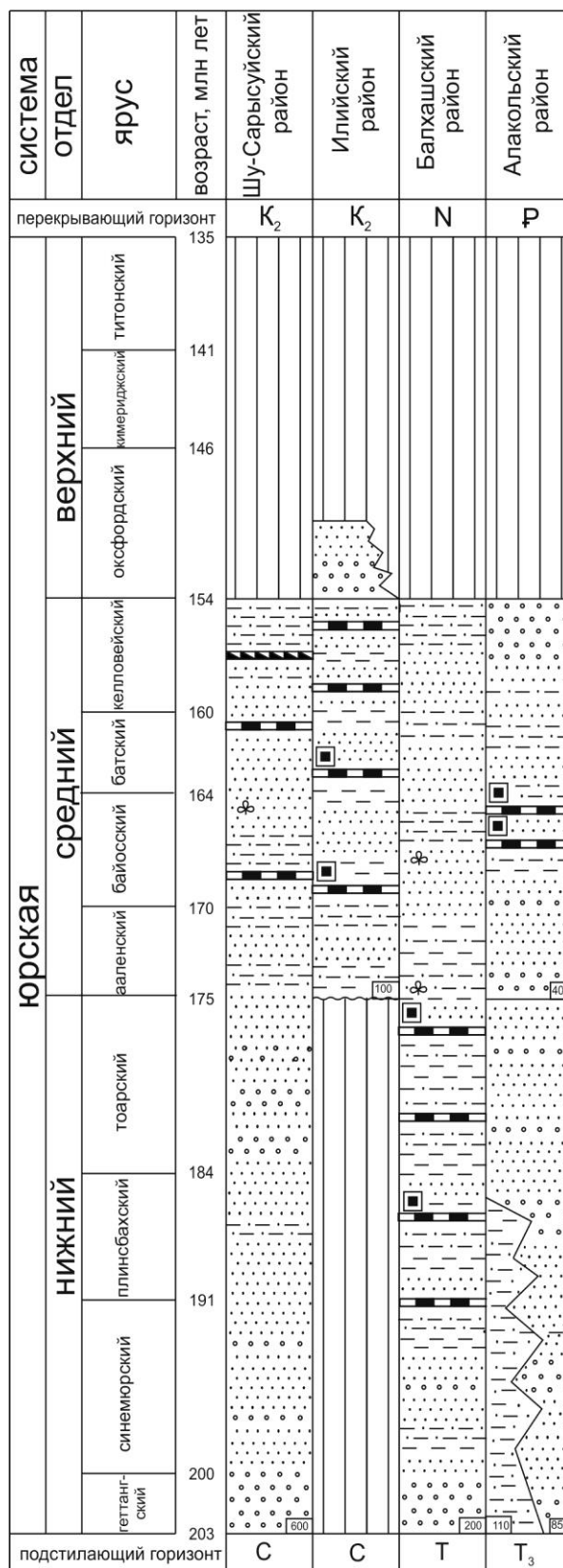


Рисунок 9 – Литолого-стратиграфические корреляционные разрезы юрских отложений Южного Казахстана и прилегающих территорий [26, 50]

Примечание – Условные обозначения на рисунке 3.

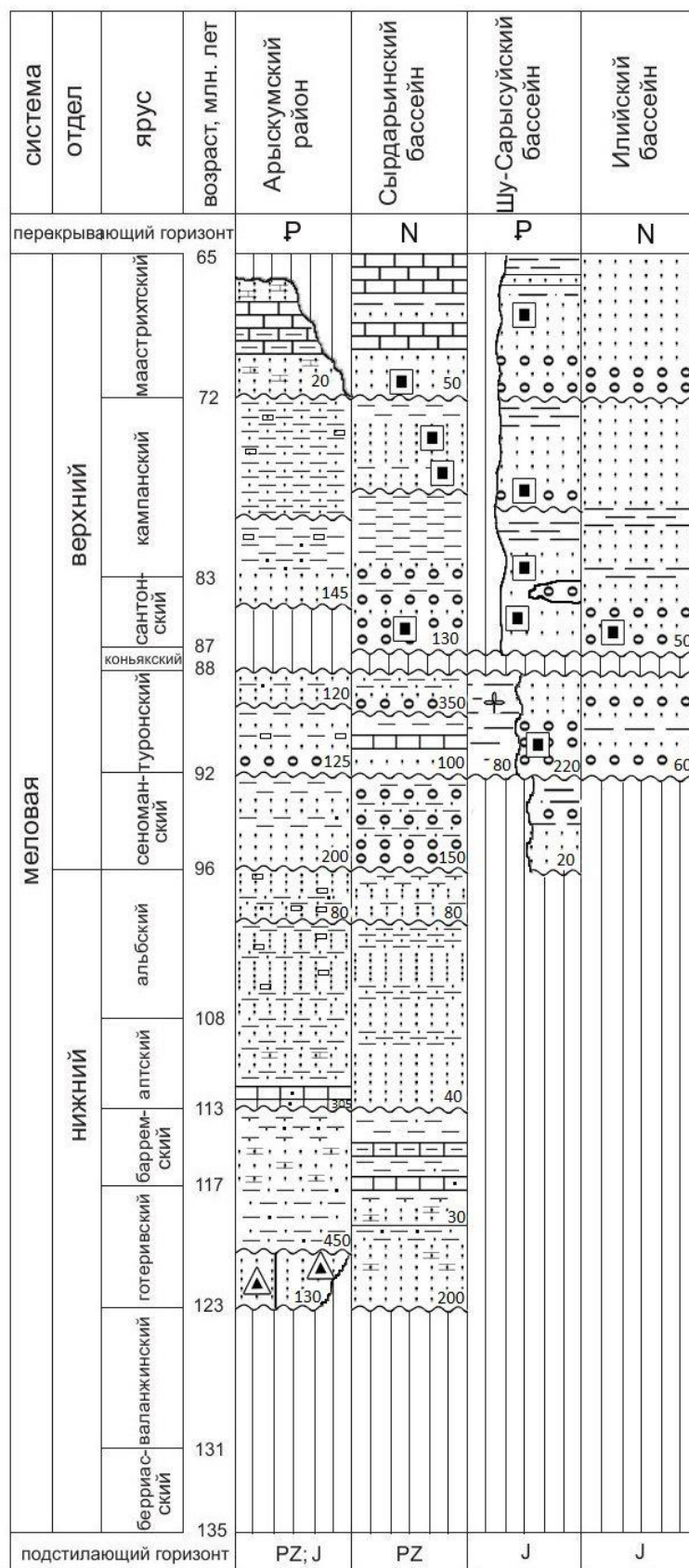


Рисунок 10 – Литолого-стратиграфические корреляционные разрезы меловых отложений Южного Казахстана и прилегающих территорий [26, 50]

Примечание – Условные обозначения на рисунке 3.

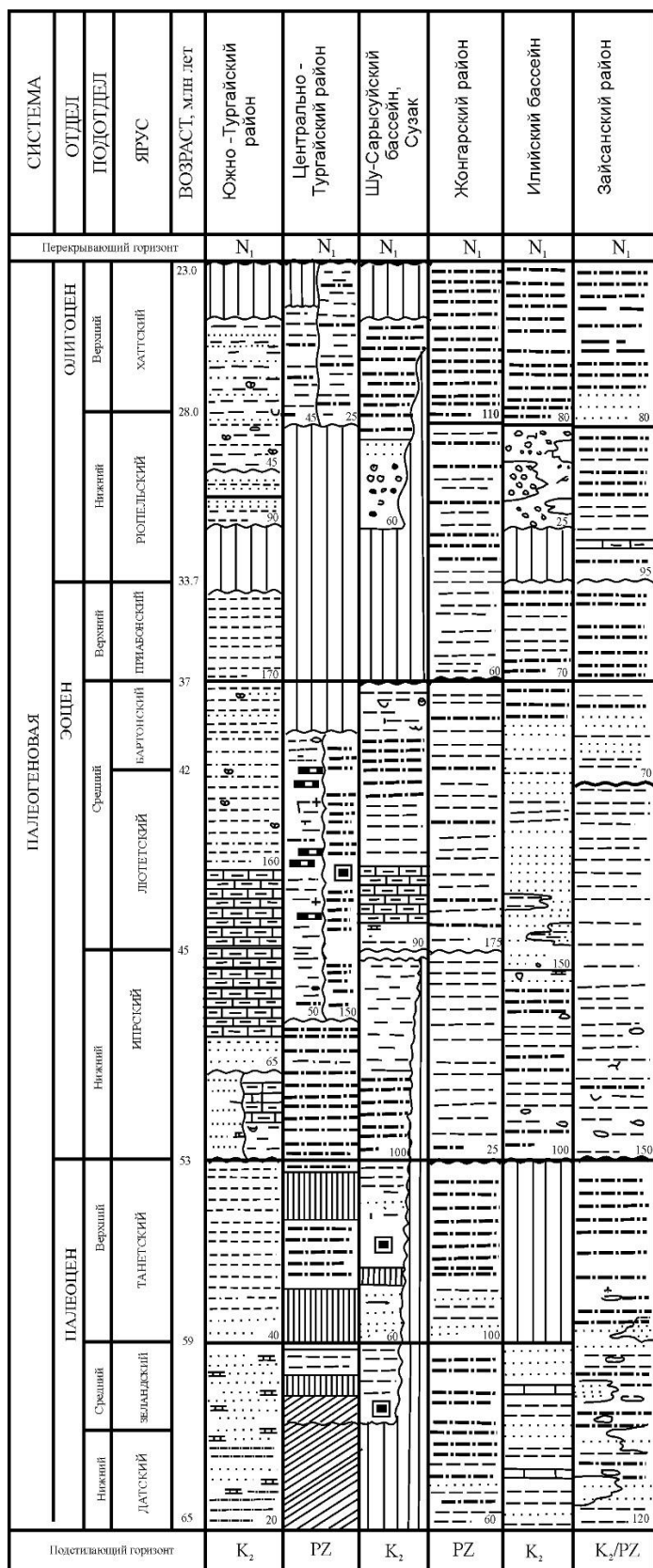


Рисунок 11 – Литолого-стратиграфические корреляционные разрезы отложений палеогена Южного Казахстана и прилегающих территорий [26, 50]  
 Примечание – Условные обозначения на рисунке 3.

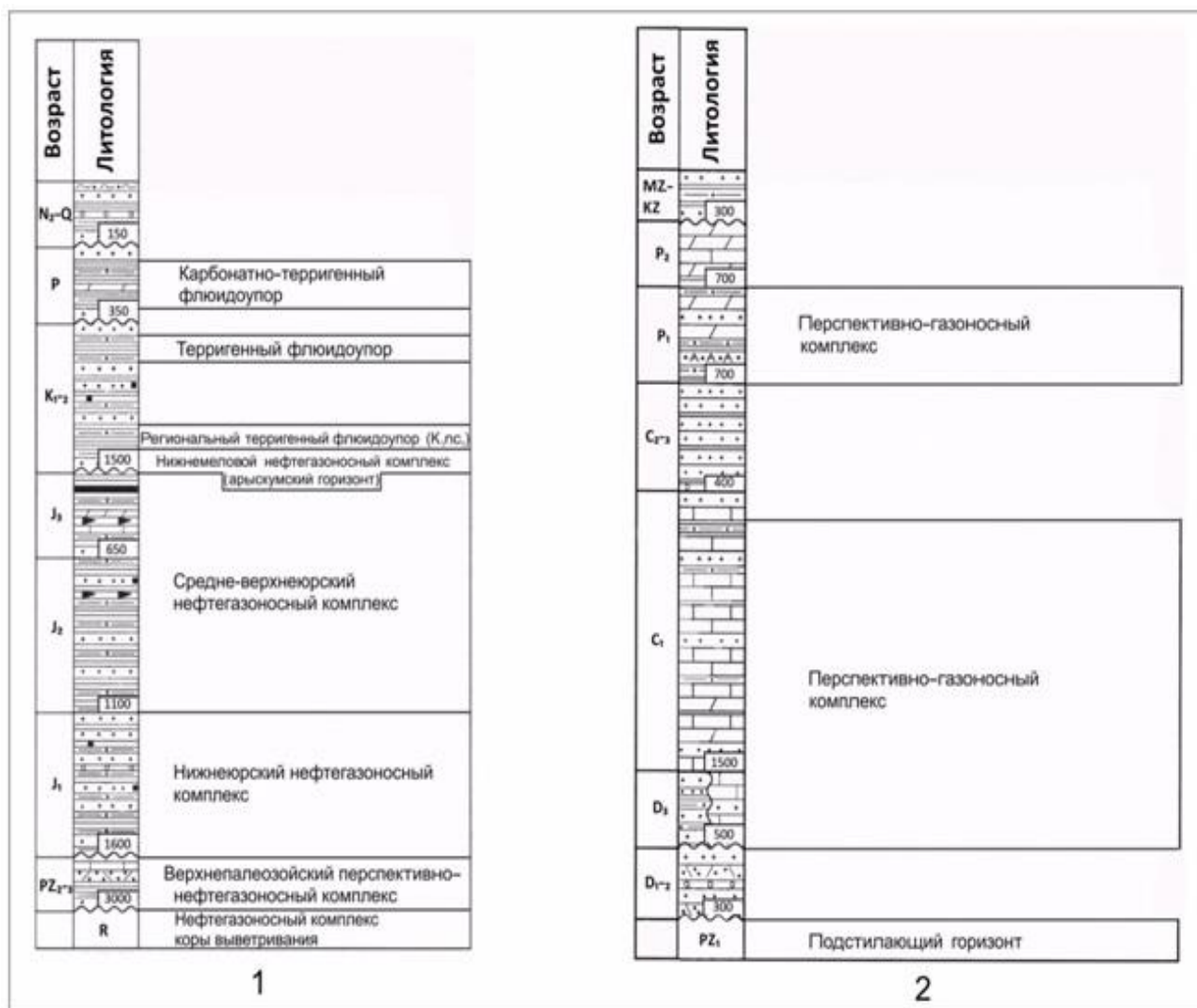


Рисунок 12 – Литолого-стратиграфические разрезы нефтегазоносных и перспективных нефтегазоносных комплексов северного обрамления Шу-Сарысуйской впадины [8] с дополнениями автора работы: 1 – Арыскупского авлакогена, 2 – Жезказганского района (северный борт Сарысуйской впадины)  
Примечание – Условные обозначения на рисунке 3

Шу-Сарысуйский бассейн традиционно выделяется как газоносный [8]. Его аномальный тепловой режим predetermined высокую катагенетическую преобразованность ОВ. Анализ палеогеографических и палеотектонических условий накопления осадков данного бассейна показывает, что седиментация нефтегазоматеринских толщ его литолого-стратиграфических комплексов происходила при различных скоростях [23, 27]. Высокие условия прогибания (80-110 м/млн. лет) связаны с раннекаменноугольным этапом и, уменьшаясь в среднекаменноугольно-раннепермское время, с резким увеличением величины прогибания до середины ранней перми. Палеогеотермические условия в Шу-Сарысуйской впадине в позднем палеозое характеризовались повышенными значениями геотермического градиента  $4,5^{\circ}\text{C}/100\text{м}$ , способствуя быстрому наступлению главной фазы нефтеобразования в глубоких частях прогибов, в конце позднекарбово-раннепермской эпохи. С поздней перми скорость

прогибания при геотермическом существующем градиенте способствовала достижению ОВ условиям катагенеза за сравнительно короткое время и быстрому прохождению нефтегазоматеринскими толщами главной зоны нефтеобразования (60-130°C) и их вступлению в главную зону газообразования (125-225°C) [8, 23, 52].

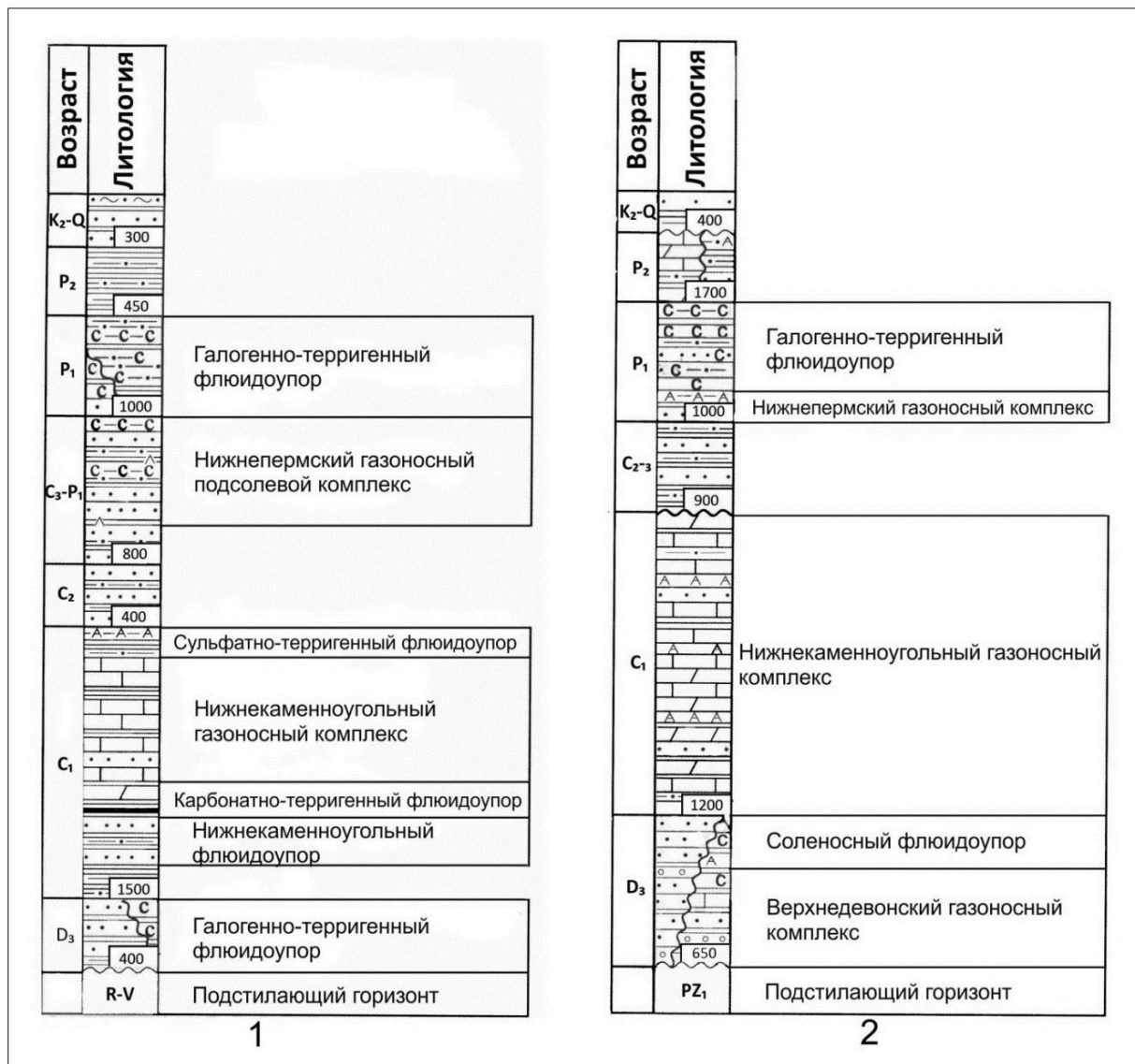


Рисунок 13 – Литолого-стратиграфические разрезы нефтегазоносных и перспективных нефтегазоносных комплексов центральной части Шу-Сарысувской впадины [8] с дополнениями автора работы: 1 – Мойынкумский, 2 – Кокпансорский газоносные районы

Примечание – Условные обозначения на рисунке 3

В Шу-Сарысувского бассейне в результате проведения комплекса геолого-геофизических работ были открыты газовые месторождения и были выявлены многочисленные нефтепроявления, но не было открыто, ни одного промышленного скопления жидких УВ.

В пределах Шу-Сарысуйского бассейна нефтегазоматеринская толща позднего девона – раннего карбона находится в состоянии активного катагенеза, тогда как в Мойынкумском прогибе эта толща располагается в термобарических условиях, соответствующих главной зоне нефтеобразования (60-130°С) [16-18].

Сформировавшаяся эллизионная гидродинамическая система обеспечила сохранность в отложениях фамена и нижнего карбона высокого метаморфизма и минерализации (220-260 г/л) подземных вод, когда отдельные прогибы Шу-Сарысуйского бассейна выступали в качестве автономных очагов генерации УВ, а бортовые их обрамления – зон аккумуляции [8].

Большинство исследователей [8, 22, 25, 26] связывают генерацию углеводородных газов, и частично – нефти, с морскими и лагунными терригенно-карбонатными отложениями фамена-нижнего карбона, обогащенными органическим веществом гумусового, реже – сапропелевого типа, а также с угленосными породами визейского возраста, развитыми в северных районах Мойынкумской впадины. К потенциально нефтегазогенерационным толщам относится также сероцветная карбонатно-терригенная толща перми, распространенная в северо-западной части территории в соответствии с рисунками 11-12.

Анализ вероятных условий генерации УВ показывает, что к концу каменноугольного, началу раннепермского времени девонско-нижнекаменноугольные толщи могли генерировать УВ. Рассмотренные специфические особенности вещественного состава осадочного чехла верхнего палеозоя Шу-Сарысуйского бассейна указывают, что в пределах этого региона отсутствует региональная покрывка (флюидоупор). В девон-каменноугольной части разреза резко ограничена площадь развития отложений, которые могут рассматриваться в качестве нефтематеринских толщ, что в конечном итоге сказывается на количественном выражении углеводородного потенциала бассейна [8, 18, 26]. Толщи пород, относимые к нефтематеринскому типу, характеризуются умеренными концентрациями органического вещества в фамен-нижнекаменноугольной части разреза. Ареал развития соленосных и локальных покрывок указывает на ограниченные условия формирования зон нефтегазоаккумуляции.

#### 1.2.5 Характеристика типовых газовых месторождений

К настоящему времени в пределах Шу-Сарысуйской газоносной области разведано более 11 газовых месторождений: Амангельды, Молдыбай, Анабай, Саякпай, Айрақты, Ушарал Северный, Ушарал-Кемпиртүбе в Мойынкумском газоносном районе и Орталык, Тамгалытар, Западный Опак, Придорожное в пределах Кокпансорского газоносного района [8, 16, 17, 19].

Месторождение Амангельды, было открыто в 1975 году, расположено в 165 км к северо-западу от г. Тараз. Данное месторождение приурочено к субмеридионально ориентированной антиклинали. По кровле нижнепермской продуктивной толщи месторождение оконтурено изогипсой – 900 м и имеет размеры 13,5x7 км при амплитуде около 400 м. Газоносные толщи

представлены верхнетурнейскими, нижневизейскими, нижнесерпуховскими и нижнепермскими отложениями с газовыми залежами пластово-сводового типа с элементами литологического экранирования [16, 17].

В каменноугольной части разреза коллекторы представлены песчаниками, алевролитами, известняками с пористостью 13,6-21,6% и проницаемостью до 12 мД. В нижнепермской толще коллекторы представлены поровыми, порово-трещинными и трещинно-поровыми песчаниками и алевролитами, с пористостью до 15% и проницаемостью до 14 мД. Пластовые давления варьируют в пределах от 13,2 МПа до 24,8 МПа, при температуре пласта 65°C [24-26].

Максимальная высота газовой залежи около 300 м отмечена в нижнепермской толще, перекрытой кунгурской терригенно-соленосной покрывкой [26].

Максимальные дебиты газа в разведочных скважинах составляют 360 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Газы залежей в каменноугольных отложениях содержат от 76% до 95% углеводородных фракций и до 3% азота с гелием. Газ нижнепермской залежи относится к азотно-гелиевому с углеводородной фракцией на уровне 30% [24, 26]. В газе содержится до 12,8 г/см<sup>3</sup> конденсата. В настоящее время проводится доразведка месторождения с целью его последующей разработки.

*Месторождение Айрақты*, открыто в 1971 году и расположено в 135 км к северо-западу от г. Тараз. По нижнекаменноугольной толще ловушка имеет форму купола с размерами 9x9 км и амплитудой 120 м. По изогипсе подошвы нижнепермской толщи она образует асимметричную антиклиналь размерами 21x10 км и амплитудой 160 м [16, 17].

Месторождение содержит три газовых залежи пластово-сводового и литологически экранированного типа в турнейских, нижневизейских и нижнепермских отложениях. Коллекторы представлены песчаниками и алевролитами с пористостью 11,3-18,6% и проницаемостью до 3 мД. Пластовое давление меняется от 10 до 28,2 МПа, температура от 42°C до 72°C, дебиты газа максимально достигали 128 тыс. м<sup>3</sup>/сут при шайбе 19,1 мм [17, 26]. Газы тяжелые, преимущественно углеводородные в каменноугольной толще (свыше 90% углеводородной фракции). В нижней перми преобладают азотно-углеводородные газы, концентрация метана по латерали меняется от 24 до 75%. Содержание конденсата в газоносной залежи достигает 31 г/см<sup>3</sup> [16, 17, 26].

*Месторождение Ушарал-Кемпиртобе* расположено в 125 км к северо-западу от г. Тараз и было открыто в 1965 году. Первые фонтаны газа из нижнепермской толщи получены в структурно-картировочных скважинах в 1962 году [26]. Газоносная структура представляет собой брахиантиклиналь, содержащую три изолированные залежи азотно-гелиевого газа. Начальное пластовое давление 9,3-10,6 МПа, температура 39°C-41°C. Коллектор преимущественно трещинного типа. Максимальный дебит газа до 228 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Газ состоит из азота 98- 99% и гелия 0,68% [16, 7, 26].

*Месторождение Придорожное* расположено в 260 км южнее города Жезказган и было открыто в 1972 году [16,17, 26]. Месторождение



локализовано в приразломной антиклинали субширотного простирания размерами 9x2,5 км и амплитудой 210 м.

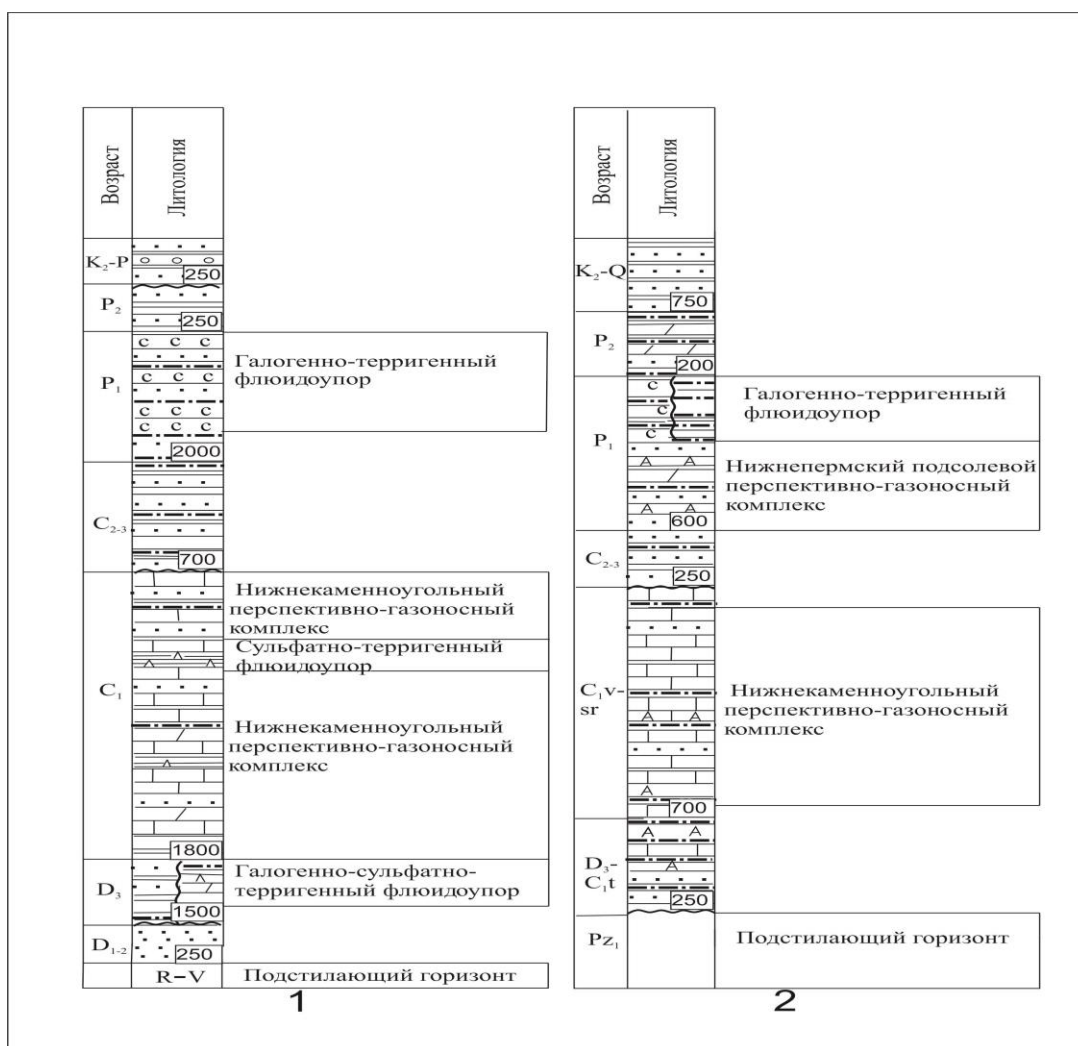


Рисунок 14 – Схема нефтегазоносных и перспективных нефтегазоносных комплексов центральной части Шу-Сарысуйской впадины [8] с дополнениями автора работы: 1 – Тесбулакского, 2 – Сузак-Байкадамского перспективно газоносных районов

Примечание – Условные обозначения на рисунке 3

Месторождение содержит две газовые залежи тектонически экранированного типа, приуроченных к песчаникам и алевролитам фаменского возраста и трещиноватым известнякам серпуховского яруса. Высота фаменской залежи 140 м, серпуховской 107 м. Коллекторы трещинно-порового типа фаменской залежи характеризуются пористостью от 3 до 18%, и проницаемостью 38 мД, с пластовым давлением 25,8 МПа, температурой 86°С и дебитами газа до 75 тыс.м<sup>3</sup>/сут на шайбе 4,9 мм. Серпуховская залежь связана с трещинными известняками с пористостью до 3,8%. Пластовое давление 15,1 МПа, температура 59°С, дебиты до 96 тыс. м<sup>3</sup>/сут на шайбе 22,6 мм [26]. Газы содержат метан до 90%, этан до 2%, азот до 22%, сероводород до 2,57%.

В пределах центральных частей Шу-Сарысуйского бассейна выявлено несколько газовых месторождений многокомпонентного состава [8, 16, 17]:

1. Придорожное, Опак, Тамгалытар и другие на юге Кокпансорского прогиба;

2. Амангельды, Айрақты, Анабай и ряд других в северной половине Мынбулакского прогиба.

Согласно современной классификации месторождений по извлекаемым запасам большая часть данных газовых месторождений за исключением Придорожного и Амангельдинского может быть отнесена к классу мелких.

Вместе с тем, комплекс благоприятных геологических, гидрогеологических, геохимических и других факторов [19] позволяет предполагать достаточно высокие прогнозные ресурсы УВ Шу-Сарысуйского бассейна. Для количественной оценки их вероятных запасов существует достаточно большое количество методических приемов, базирующихся главным образом на степени изученности исследуемых территорий. В этой связи к перспективно-газоносным районам отнесены площади Жезказганского, Тасбулакского и Сузак-Байкадамского прогибов [22, 25, 27], из которых последний характеризуется наименьшей вероятностью выявления газовых залежей. Количественная оценка нефтегазоносности будет рассчитана в следующем году после получения необходимых для этого аналитических данных по количественной оценке органического вещества.

Отложения визейско-серпуховского ярусов представлены битуминизированными известняками с прослоями аргиллитов, мергелей, углистых сланцев, а также алевролитов и песчаников. Данный комплекс отложений в большинстве случаев приурочен к низам разреза. Максимальная мощность разреза достигает 1200 м, при этом в ней выделяются удовлетворительные по емкостно-фильтрационным параметрам песчано-алевролитовые и карбонатные резервуары с толщами-покрышками зонального характера в соответствии с рисунком 14.

Отложения средне-верхнекаменноугольного возраста максимальной толщиной до 700 м представлены континентальными красноцветными и пестроцветными породами – песчаниками, конгломератами, алевролитами с редкими прослоями аргиллитов и кремнистых известняков. В пределах западного борта прогиба песчаники и алевролиты в разрезе преобладают. Отложения пермского возраста четко подразделяются на три толщи – подсоленосную, соленосную и надсоленосную. Первая из них, мощностью до 200 м, представлена чередованием красноцветных алевролитов и аргиллитов с песчаниками и редкими прослоями известняков и доломитов [33, 53, 54] в соответствии с рисунком 14.

Соленосная толща, мощность которой колеблется от 0 до 950 м, сложена чередованием пачек и прослоев галита с красноцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками [13, 46]. Толща представляет собой достаточно надежную зональную покрышку, однако свойства ее в качестве флюидоупора снижаются в краевых частях прогиба.

Надсоленосная толща, максимальной мощностью до 450 м, в литологическом отношении представлена красноцветными аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников.

Мезозойско-кайнозойский комплекс [9-11], достигающий мощности до 300 м, представлен верхнемеловыми и неоген-четвертичными отложениями. Первые из них сложены зеленовато-серыми глинами и алевролитами с редкими пластами песчаников, которые вверх по разрезу сменяются на красноцветные и сероцветные разности. Кайнозойская группа – это чередование красных, зеленых и серых карбонатных глин, мергелей с редкими прослоями ангидритов и песчаников.

### 1.3 Прибалхашский бассейн

#### 1.3.1 Районирование и особенности строения

Прибалхашский бассейн (впадина) является одной из крупных мезозойско-кайнозойских межгорных впадин Южного Казахстана в соответствии с рисунком 15. Южным обрамлением ее, являются хр. Кендыктас, Заилийский Алатау и хр. Кетмень; северным – южные и западные отроги Жонгарского Алатау и восточное окончание Шу-Илийских гор. От Кендыктаса на западе, уходя в Китай на востоке, впадина вытянута почти на 400 км при ширине от 60 до 120 км. Границы впадины проходят по разрывным нарушениям, имеющим амплитуды во многие сотни метров, а на юге (Заилийский разлом) до нескольких километров [8, 14, 19, 24, 26]. Впадина неоднородна как по современному строению, так и по истории тектонического развития. Западная часть впадины – Алматинский прогиб (впадина), имеет общее асимметричное синклинальное строение с пологим северным крылом и крутым, оборванным южным. Прогиб выполнен мощной толщей олигоцен-четвертичных континентальных отложений (до 2,5-3 км). Поверхность фундамента системой разломов субширотного и северо-восточного простираний расчленена на серию блоков, ступенчато погружающихся с севера на юг в сторону Заилийского глубинного разлома [8, 24, 26]. Вблизи этого разлома, в районе г. Алматы, максимальная глубина залегания фундамента достигает 3,5 км [18, 24, 26]. Развитие прогиба и ограничивающих его разломов продолжается и в настоящее время, что проявляется в высокой сейсмичности в соответствии с рисунками 8-11.

По гипсометрическому положению палеозойский фундамент Балхашской впадины делится на два крупных сегмента – Баканасский и Приозерный. В Баканасской части на продуктивных угленосных отложениях юрского отдела налегает разрез отложений кайнозоя. В западной части породы палеозоя расположены на гипсометрической отметке около «0» с локальными депрессиями -200 метров, а в юго-восточной части по меридиану урочища Капчагайского они погружаются до отметок 900 метров. В Приозерной части чехол в виде полосы протяженностью 60 км при ширине 20 км формирует Талдыкорганский прогиб [26, 28]. Он расположен на высотных отметках + 400 метров с повышением к востоку до 640 метров [8, 24, 26].

Восточная часть Балхашской впадины от западной отделяется Ушкольской горст-антиклиналью (горы Ушколь), а от Алакольской впадины – поднятиями фундамента Арганаты и Сайканами в соответствии с рисунком 15 [26].



Рисунок 15 – Структурная схема Балхашского бассейна по поверхности фундамента [18]

### 1.3.2 Литолого-стратиграфическая характеристика разреза

Балхашская впадина расположена в южной части Казахстана. Она ограничена на севере озером Балхаш, на юге по плато Бозой и Карой, где граничит с Илийской впадиной, на юго-востоке границей являются отроги Жонгарского Алатау, а на востоке – Алакольская впадина. В плане Балхашская впадина оконтурена ареалом покровного комплекса кайнозоя, северной границей которого является южный берег оз. Балхаш, а южная граница условно проводится по выклиниванию отложений кайнозоя вблизи горной системы Жонгарского Алатау [8, 23, 26]. Кайнозойские отложения во впадине представлены тремя системами: палеогеновой, неогеновой и четвертичной [10-12, 24].

*Палеогеновые отложения* залегают на палеозойском фундаменте с угловым несогласием и представлены всеми отделами: палеоценом, эоценом и олигоценом в соответствии с рисунком 10. Наиболее полный разрез палеоцена сложен двукратно повторяющимися ритмами гравийно-песчаных либо

песчаных горизонтов с включениями гравия в основании, перекрытых глинами в раннем палеоцене и кирпично-красными глинами – в позднем.

*Нижний палеоцен (кызылтагойская свита)* разделяется на две пачки. Нижняя представлена мелкогалечными конгломератами, кварц-полевошпатовыми песками и песчаниками. Верхняя пачка сложена монтмориллонитовыми глинами. Толщина свиты в Южном Прибалхашье достигает 41 м, в восточном направлении отмечается увеличение ее толщины до 100 м. Здесь появляются переслаивающиеся горизонты алевролитов и песков. В Лепсинском районе в основании свиты залегает мощная пачка глин и алевролитов (49 м) [24, 26, 27].

*Верхний палеоцен – жамантинская свита* обнажается вблизи гор Ушколь, сложена глинами с прослоями песков, мощностью 45-54 м [24, 26].

*Нижний эоцен – тункурузская свита*, представлена глинами, жирными на ощупь, с конкрециями различного состава. Толщина свиты меняется от 23 метров на востоке до 95 м в центральной части впадины [26, 28].

*Средний эоцен – колпаковская свита* согласно залегает на отложениях нижнего эоцена, представлена глинами с гравийно-галечным материалом [26]. Они меняют окраску от красноцветной на западе до сероцветной на востоке, в этом же направлении отмечается, и увеличение мощности свиты от 30 до 175 м.

*Верхний эоцен – куркульдекская свита*, сложена переслаивающимися горизонтами глин с прослоями кварцевых песков. Глины сероцветные, монтмориллонит-гидролюдистые с прослоями (2-6 м) загипсованных алевролитистых глин, глинистых песков и песчаников. Отмечается увеличение ее толщины на востоке от 54 до 125 м [24-26].

*К олигоцену* отнесены отложения, залегающие согласно на пестроцветных глинах верхнего эоцена. В Южном Прибалхашье отложения олигоцена вскрыты скв. 37 на глубине свыше 601 м, где эти отложения представлены плотными переслаивающимися глинами толщиной до 55 м. Ниже залегают песчаники, сначала глинистые, затем – карбонатные. Толщина отложений меняется от 37 м на западе до 110 м на востоке [25, 26].

На отложения палеогена согласно налегает *неогеновая толща* [26]. Эта толща развита на всей территории впадины и в ней выделены все стратоны, но на востоке отложения неогена расчленены более условно, из разреза выпадают некоторые подразделения [24, 26].

*Нижнемиоценовые отложения – аральская свита* широко развита в юго-западной части впадины, погружаясь к северу в сторону оз. Балхаш. Толщина отложений достигает 110 м. В основании разреза залегают разнозернистые гравелитистые кварц-полевошпатовые песчаники, переслаивающиеся с песками (30 м) с прослоями песчаных глин [24, 26, 49]. Ближе к центральной части впадины они представлены светлыми песчаниками с примесью глинистого материала, в основании разреза залегает горизонт известняков. На востоке эти отложения выклиниваются, встречаясь в восточной части предгорий Ушколь, где они сложены глинами. Толщина их здесь 85 м [24, 26].

Породы аральской свиты согласно перекрыты отложениями *средне-верхнего миоцена павлодарской свиты*, которые представлены пестроцветными

глинами, обогащенными в нижней части гипсом, имеют толщину от 37 м до 100 м [26]. По составу глины гидрослюдистые, с примесью хлорита, карбонатов и гидроокислов железа. В южной части впадины в разрезе появляются примеси в виде линз песка, гравийного и галечного материала. На севере и востоке впадины глины песчанистые красноцветные с маломощными прослоями серых песков и значительным количеством пестроцветных глин с рассеянными кристаллами гипса. Делювиально-пролювиальный характер красноцветных толщ в южной части свидетельствует о существовании в миоцене возвышенностей, отделяющих ее от Илийской впадины [24-26].

Среди неогеновых отложений *плиоценовые породы* имеют наиболее широкое распространение [24, 26].

*Средний-верхний плиоцен – илийская свита* сложена коричневатыми глинами с прослоями галечников и песков. Местами глины плотные, в нижней части с прослоями мергелистых глин и мергелей. Толщина всей толщи меняется от первых десятков метров по периферии впадины и возрастает к центру до 243-288 м, на севере достигая 296 м [24-26]. К бортам впадины в разрезе количество песчаных прослоев увеличивается, для отложений центральной части впадины отмечается преобладание озерных тонкослоистых пород (глин и алевроитов) [8, 26].

*Верхний плиоцен – хоргосская свита.* В ее составе в юго-восточной части впадины выделено две пачки. Нижняя пачка – сложена рыхлыми серыми галечниками, гравийниками, песками. Верхняя пачка представлена буроватыми глинами с прослоями песков и серых глин [26]. Толщина свиты 98 метров. В районе поселка Сарканд скв. 26 вскрыта 218 метровая толща хоргосской свиты, сложенная переслаиванием глин с прослоями песчаников, гравелитов и галечников. В северной части хоргосская свита, представлена песками, сменяющимися вверх по разрезу глинистыми осадками, на крайнем востоке отложения свиты выклиниваются [24].

*Четвертичные отложения* развиты повсеместно и согласно залегают на отложениях хоргосской свиты, толщина их меняется от десятков метров на возвышенных местах до 600 метров в прогнутых частях впадины. По составу выделяются многочисленные типы отложений от простых (аллювиальные, озерные, эоловые) до сложно-генетических – элювиально-делювиальные, аллювиально-пролювиальные [10, 26].

*В нижнечетвертичных отложениях* преобладают озерные, аллювиальные и пролювиальные осадки, развитые во впадине на различных глубинах, выше они перекрываются среднечетвертичными отложениями, также представленными различными типами [10, 26]. *В средне- и верхнечетвертичных образованиях* преобладают аллювиально-пролювиальные песчано-глинистые осадки.

### 1.3.3 Нефтегазоносные комплексы

До недавнего времени целевых нефтегазопромысловых работ в Прибалхашском бассейне не проводилось. Сведения о характере разреза были получены в процессе геологоразведочных работ на бурый уголь. Изученность

литолого-стратиграфических перспективных нефтегазоносных комплексов явно недостаточная. Поверхность верхнепалеозойских комплексов находится на глубинах порядка 1 км, при этом более погруженная часть бассейна располагается в его юго-восточной части. Мезозойские и кайнозойские осадочные отложения слабо деформированы и с несогласием перекрывают палеозойды. Поверхность несогласия фиксируется в сейсмических полях [19, 24].

Вещественный состав палеозойских пород под чехольным комплексом с большей вероятностью соответствует обрамлению данного бассейна в соответствии с рисунками 8-9.

В низовьях р. Или разрабатывается Нижнеилийское бурое угольное месторождение. Угленосные юрские отложения содержат в своем разрезе пласты угля толщиной от 1-2 до 30-56 метров. Выше по разрезу залегает толща песчано-гравийных, песчано-глинистых и песчаных пород палеогена и неогена, толщина которой достигает 300 метров. Также неподалеку открыты Балатокарское и Орта-Баканасское бурое угольные месторождения. Ареал бурое угольных залежей характеризуется крайне неравномерным площадным развитием. Здесь же имеются горизонты горючих сланцев.

Сокращенная мощность и литологический состав толщ пород мезозой-кайнозойского чехла создает малую перспективность на открытия здесь месторождений нефти и газа.

В этой связи вопрос о нефтегазовой перспективности палеозойского комплекса остается открытым, и этот вопрос требует целенаправленной постановки геолого-геофизических исследований в сопровождении минимально необходимого объема бурения.

## 1.4 Илийский бассейн

### 1.4.1 Районирование и особенности строения

Восточная часть Илийской впадины – Жаркентский прогиб (впадина) отделена от Алматинского прогиба узкой Богутинской седловиной, ограниченной разломами в соответствии с рисунками 16, 17. Прогиб расположен между Жонгарским Алатау и хр. Кетмень и представляет обширный асимметричный синклинальный изгиб. Северо-западный борт прогиба оборван крупным разломом, смыкающимся с субширотными и запад-северо-западными разломами, обрамляющими Жонгарский Алатау [8, 24, 26]. В основании чехла моноклинали залегают триас-юрские отложения на востоке и палеогеновые и неогеновые на западе. Моноклираль осложнена широтными разрывами, местами выраженными в рельефе в виде уступов высотой до 15 м. Центральная часть прогиба отделена от бортовых частей флексурно-разрывными нарушениями, по которым поверхность фундамента опущена на глубину до 4,5-5 км в его максимально прогнутой части юго-восточнее г. Жаркент [24, 26]. Восточнее г. Жаркент поверхность фундамента осложнена Северо-Педнжимской структурой типа «структурного носа», вытянутой на северо-восток. Мезозой-кайнозойский комплекс сложен разрезом от

верхнетриасовых до четвертичных отложений. При этом более половины мощности Жаркентского прогиба приходится на неоген-четвертичные отложения. Это свидетельствует, что формирование прогиба произошло в основном в неоген-четвертичное время [19, 24].

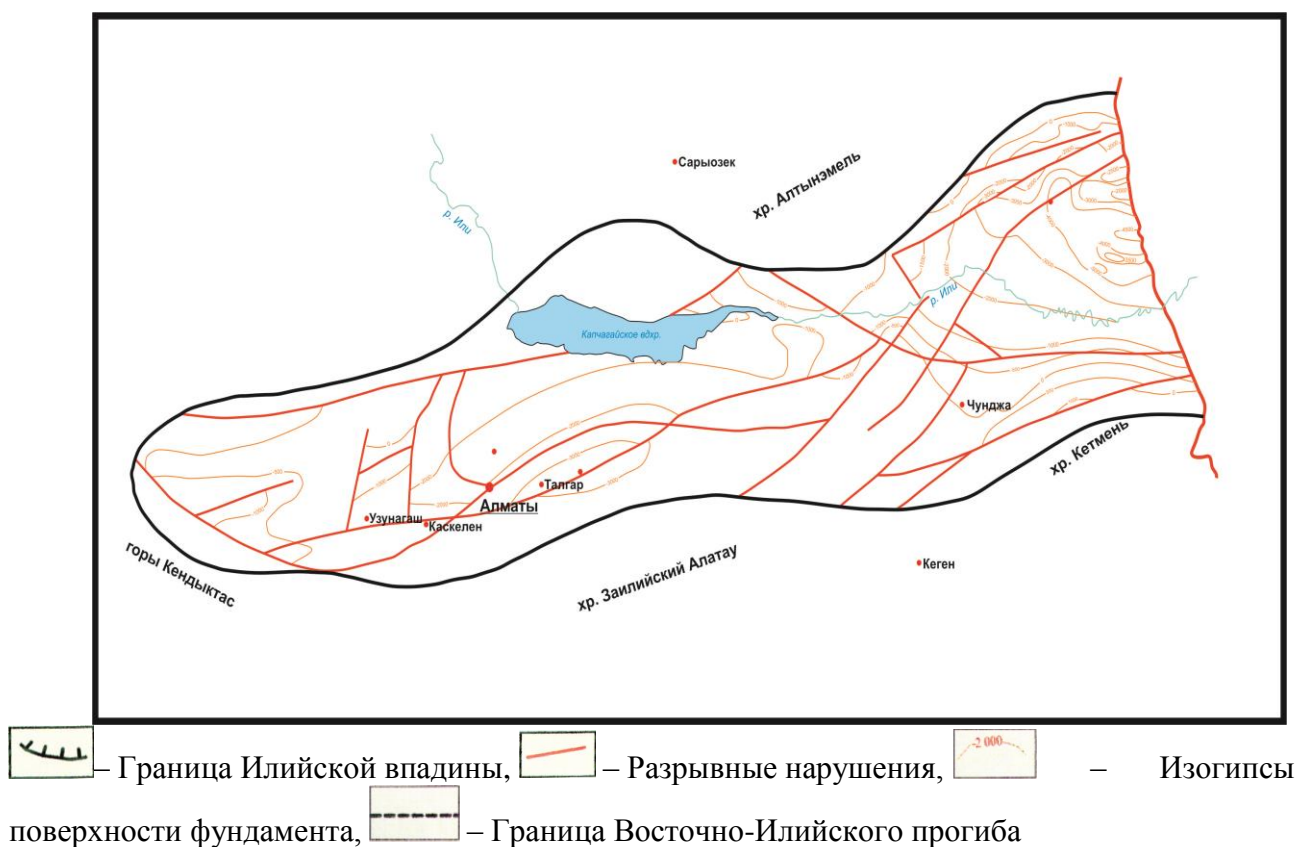


Рисунок 16 – Структурная схема Илийского бассейна по поверхности палеозойского фундамента

Илийская впадина расположена на южной окраине каледонского Казахстанского составного палеоконтинента и в соответствии с рисунками 16, 17 является его предгорной отрицательной структурой, которая протягивается в субширотном направлении на расстояние около 500 км. Фундамент впадины разбит многочисленными разломами от субширотной (преобладают) до меридиональной ориентировки. Фундамент погружается с запада на восток, от выходов на поверхность до глубин 5 км на юго-востоке. Разломами фундамент разбит на ряд тектонических блоков. На западной окраине впадины развит чехол кайнозойских отложений, перекрывающий палеозойский фундамент, на востоке чехол сложен верхнепалеозойскими и мезозойскими комплексами [26]. По направлению с запада на восток в осадочном чехле выделяется ряд крупных структурных единиц: Копинского, Узун-Агашского, Алматинского и Восточно-Илийского (Жаркентская) прогибов (депрессий). Наиболее полно изучен бурением Восточно-Илийский прогиб, к которому установлен полный разрез мезозой-кайнозойских отложений [19].



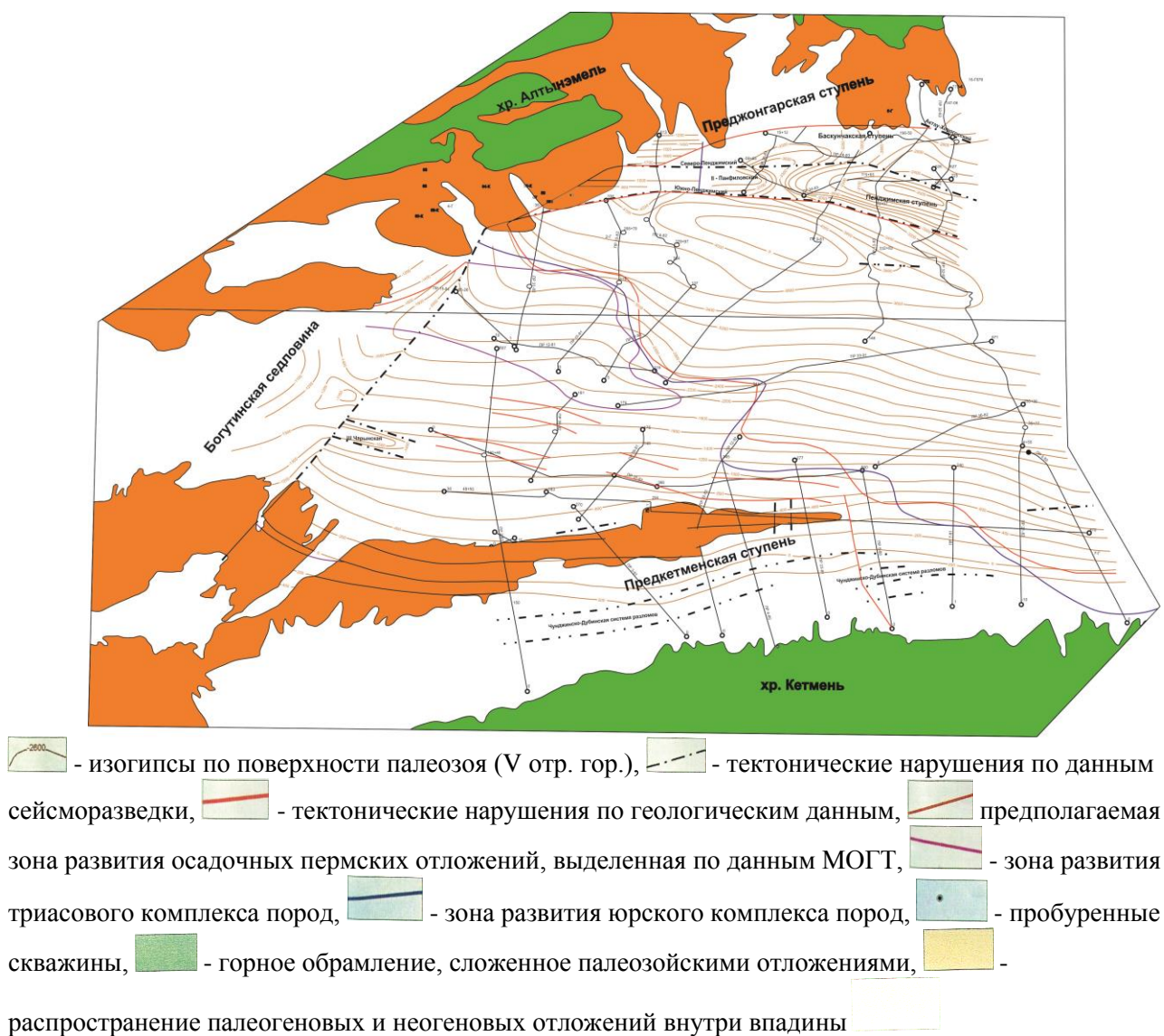


Рисунок 17 – Схема восточного сегмента Илийского бассейна по поверхности палеозойского фундамента

Формирование Восточно-Илийского прогиба началось в позднем палеозое и продолжилось в течение всего мезозоя и кайнозоя в результате коллизионных событий и постколлизионных движений в неоген-четвертичное время, она испытывала погружение. Прогиб в структурном отношении представляет собой грабен-синклиналь, заполненную мезозой-кайнозойскими отложениями. С горными сооружениями Кендыктаса, Каракастека, Заилийского Алатау, впадина сопряжена по региональным разломам (доминирующие – Кендыктасский и Заилийский глубинные разломы) [24, 26].

В строении Восточно-Илийского прогиба отмечается переход от пологого южного склона к крутому северному борту, в соответствии с рисунком 17 [26]. Как уже отмечалось, строение палеозойского фундамента характеризуется блоковым строением, выделяется ряд погребенных блоков, Панфиловский, Каракумский, где фундамент залегает на глубине 5 км, и в других массивах (Тереньтуманский, Каиралганский, Дубинский) фундамент приподнят [26].

В строении Восточно-Илийского прогиба можно выделить три структурные единицы: 1) зона северного борта, 2) центральная часть прогиба, 3) моноклираль южного склона [25, 26].

Южный борт (Кетменьская моноклираль) плавно погружается в северном направлении по юрским и меловым отложениям от отметки + 200 метров до -3400 метров в наиболее глубокую часть прогиба – Коктальскую мульду с глубинами залегания поверхности палеозоя (отражающий горизонт V) более 4 км. Глубина прогиба по изогипсе -4200 метров, в плане размеры ее составляют 25x5 км. Севернее Коктальской мульды фиксируется Пенджимская ступень (элемент горста), которая осложнена локальными поднятиями (Панфиловским и Пенджимским) [24, 26]. Пенджимская ступень по периферии с севера и юга ограничена разломами. Севернее расположена Баскунчакская ступень, в пределах которой наблюдается подъем поверхности палеозойского фундамента в восточном направлении от -3400 метров до -2400 метров. С севера Баскунчакская ступень отделяется Актау-Хоргосским разломом от приподнятого северного борта, примыкающего к южным отрогам Жонгарского Алатау. Эти тектонические ступени фундамента имеют отражение в структурном плане юрских и меловых толщ [26].

В северной бортовой части, между Жонгарским Алатау и Актау-Хоргосским разломом, выделяются следующие антиклинали: Актауская, Жамбылбастауская, Койбынская, Жаманбулакская, Талдынская, Бурханская, Сарыбельская, Тышканская. Размеры их в поперечнике достигают десяти км. Эти антиклинали относятся к отраженному типу, своим образованием они обязаны движениям фундамента, сформировавшим складки поперечного изгиба [24-26]. Северный блок приподнят над осевой частью прогиба на востоке на 600 м, и на западе до 3000 м [26].

Центральная часть прогиба ограничена с севера Актау-Хоргосским разломом, а на юге Чунджинско-Дубунской системой разломов. В пределах центральной части выделяют три структурные единицы: Пенджимо-Хоргосскую (зону погребенных структур), Панфиловско-Кайралганскую (осевую) и Борохудзирскую (западную) [8, 26].

В Пенджимо-Хоргосской единице геофизическими методами выделяется несколько погребенных структур: Коктальская, Северо-Пенджимская, Хоргосская [26]. Их осредненные размеры 10x30 км, амплитуды порядка первые сотни метров. По поверхности картируются Бестюбинская и Хоргосская структуры. Наиболее крупное осложнение этой зоны – Пенджимо-Хоргосский вал, размеры на территории Южного Казахстана 22x8 км, амплитуда 1000 м. Осевая зона представляет собой крупную (70x30 км) погребенную синклираль, протягивающуюся на северо-восток с глубинами залегания фундамента 5 км [8].

Борохудзирская (западная) структурная единица представляет область пологого вздымания вулканического палеозоя от осевой части к южному борту. Осадочный чехол представлен кайнозойскими отложениями [24, 26].

Моноклираль южного борта Восточно-Илийского прогиба отделена широтным сбросом от хр. Кетмень. Ее центральная часть осложнена крупным

погребенным Дубунским структурным выступом. На восточном склоне выступа осадочные отложения перми и юры выклиниваются [26]. В этих условиях нефтегазовые залежи могут находиться в неантиклинальных ловушках по линии выклинивания коллекторов.

На территории впадины производственными геологическими организациями Казахстана проводилось структурно-профильное (скважины Г-3, Г-6, Г-7) и поисковое (Койбынская Г-4, Бестюбинская Г-5, Кокतालская Г-2, Бескунчинская) бурение [19, 24]. В результате проведенных работ было изучено геологическое строение и вещественный состав палеозойского фундамента и мезозой-кайнозойского осадочного чехла.

#### 1.4.2 Литолого-стратиграфическая характеристика разреза

Фундамент Илийской впадины сложен рифейским и нижнепалеозойским комплексами [10, 11, 23, 31], выходы которых известны в Заилийском Алатау, хребтах Алтын-Эмель и Кендыктас.

*Вулканический комплекс окраинно-континентальных орогенов андийского типа*, сложен вулканогенно-осадочными породами девона-карбона, которые формируют вулканоплутонический пояс *суммарной* мощностью порядка 1800 м.

*Коллизионный комплекс*, представленный *пермской толщей*, сложен андезидацитами, вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами. Иногда в разрезе встречаются горизонты известняков. В северо-восточной части впадины пермская толща выклинивается, появляясь лишь к югу во внутренней зоне в скважине Т-5, где она сложена андезитами, толщиной около 106 м.

Еще южнее пермская толща вскрыта скважинами Г-3, Г-6, Г-7, в ее составе преобладают терригенные породы общей толщиной около 700 м. В разрезе преобладают аргиллиты, алевролиты, песчаники, туфопесчаники и конгломераты [24, 26]. Пермские отложения перекрыты мощной толщей мезозойских отложений [26,31].

В западной части на пермскую толщу с размывом налегает *верхнепермско-нижнетриасовая* жанакарасайская свита, сложенная туфами с горизонтами песчаников и конгломератов в основании (толщиной 480 м). В Южно-Жонгарском районе ее аналогом является малайсаринская свита нижнего триаса, которая в основании разреза сложена осадочными породами, замещающимися выше кислыми туфами и лавами [26, 31]. Мезозойский рифтогенный комплекс в Илийской впадине занимает приличную площадь. В его составе выделено ряд свит: кольджатская, каирлаганская и жаркентская. Кольджатская свита имеет средне-верхнетриасовый возраст и разделяется на две пачки. Нижняя пачка сложена конгломератами, песчаниками с редкими прослоями алевролитов. Верхняя пачка, имеющая верхнетриасовый возраст, представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, с прослоями аргиллитов [24, 26]. На востоке впадины верхнетриасовые осадки были вскрыты буровыми скважинами. К ним отнесены отложения, прослеженные в северных предгорьях хр. Кетмень и вскрытые скважинами в долине р. Или.

Карнийско-норийский ярус верхнего триаса сложен конгломератами, известковистыми глинами с прослоями глинистых известняков и мелкозернистых песчаников с большим количеством отпечатков флоры, ракообразных, насекомых [26]. Толщина осадков достигает 469 м.

К рэтскому ярусу верхнего триаса относятся отложения, вскрытые в скважине Г-3 в интервале 1864-1976 м [8, 24], представленные пачкой серых разнозернистых песчаников, сменяющихся вверх по разрезу переслаивающимися глинами, алевролитами, песчаниками с горизонтами бурых углей, глинистых сланцев и конгломератов. Возраст всей толщи установлен на основании спорово-пыльцевого анализа. Предполагается, что триасовая толща выклинивается в южном направлении и таким образом отсутствует в северо-западной части прогиба [8, 26].

*Юрские отложения* распространены в меньшей степени, чем триасовые, но степень их изученности выше в связи с их региональной угленосностью. Корреляция этих отложений затруднена из-за слабой палеонтологической изученности и пространственной разобщённости ареалов их развития [26]. Существуют мнения о сплошном покровном распространении юрских отложений. Особенностью юрских отложений является их угленосность. Однако разнообразие литологического состава не позволяют в полной степени выделить маркирующие горизонты для корреляции стратиграфических подразделений.

Нижнеюрские отложения, вскрытые скважинами Г-3, Г-6, Т-2, Т-1, Т-4 [8, 24], залегают на размытой поверхности верхнего триаса и состоят в основании из мелкогалечного конгломерата, переходящего в разнозернистые песчаники с тонкими прослоями черных углистых глин, алевролитов и углей. Мощность отложений в скважине Г-3 составляет 222 метра. Возраст отложений датирован спорово-пыльцевым комплексом [24-26].

К среднеюрским отложениям отнесены сероцветные разнозернистые песчаники, сменяющиеся песчано-глинистой толщей, состоящей из тонкого чередования песчаников, алевролитов, глин и пластов углей. Мощность отложений колеблется в пределах 200-250 м. Возраст отложений датирован спорово-пыльцевым комплексом [26].

Верхнеюрские отложения завершают разрез этапа формирования тектонических впадин. На протяжении поздней юры формируется толща континентальных осадков, сложенная грубообломочными отложениями (преимущественно конгломераты, гравелиты). На границе юры и мела происходит эрозия, что приводит к размыву верхнеюрских осадков и стратиграфическому перерыву в осадконакоплении, продолжавшемуся до позднемеловой эпохи [8, 26].

*Меловые отложения* горизонтально налегают с размывом на различные толщи юры, триаса и палеозоя и представлены преимущественно верхним мелом. Эти отложения вскрыты буровыми скважинами Г-3, Г-6, Г-7, Т-2, Т-1, Т-4, Р-1. Общая толщина меловых отложений достигает 220-250 м. К западу от центральной части Восточно-Илийского прогиба толщина меловых отложений сокращается до полного выклинивания [8].

По литологическим признакам отложения разделены на три пачки. Нижняя пачка характеризуется развитием красновато-коричневых песчаных глин, подстилаемых коричневыми песчаниками и конгломератами. Толщина отложений достигает 80 м. В южном борту впадины эти отложения выклиниваются [8, 24, 26].

Средняя пачка представлена песчаниками с прослоями глин, по мощности достигает 100 м. Верхняя пачка сложена красноцветными глинами и песчаниками толщиной до 65 м [26].

*Кайнозойские отложения* имеют широкое распространение и представлены красноцветными грубообломочными отложениями [24, 26]. Типично развитие гравийно-галечных отложений в нижней и верхней частях разреза. В средней части развиты песчано-гравийные и песчаные осадки. В целом для осадков кайнозоя характерна фациальная зональность, которая выражается в смене прибрежных красноцветных осадков, развитых в периферийных частях впадины, озерными пестроцветными осадками центральной ее части [24-26].

*Палеогеновые отложения* распространены в Илийской впадине, их выходы обнажены по северному склону впадины, а в восточной части вскрыты скважинами, и представлены всеми тремя отделами: палеоценом, эоценом и олигоценом [26].

В бортах впадины палеоценовые отложения залегают на палеозойском фундаменте, а на востоке в наиболее прогнутых районах они залегают на мезозойских толщах. В районе Панфиловской синклинали они вскрыты скважиной на глубине 2400 м. Отложения палеоцена представлены красноцветными глинами, известковистыми аргиллитами. Отложения олигоцена сложены переслаивающимися алевролитами, глинами с горизонтами конгломератов, а в верхней части разреза сочетанием песчаников, гравелитов, галечников и алевролитов [24, 26].

В Алматинском прогибе олигоцен вскрыт буровыми скважинами на глубине 1970-2415 м. Разрез олигоцена представлен зеленовато-серыми алевролитами, глинами с прослоями мелкозернистых песчаников [26].

*Верхний миоцен-нижний плиоцен* представлен павлодарской свитой, сложенной бурыми и серыми глинами, содержащими прослойки песчаников, алевролитов и известняков, мощностью от 125 до 650 м [8, 26].

*В составе среднего-верхнего плиоцена* выделяются толщи пород верхнеактауской и койбынской свит (илийский и хоргосский горизонты), состоящие из глин, песчаников, алевролитов [8, 24, 26].

*Нижняя часть плиоцена* (верхнеактауская свита) представлена пестроцветными песчанистыми глинами, переслаивающимися с разнозернистыми песками. Толщина свиты в выходах на дневную поверхность достигает 800 м, в пробуренных скважинах – 600 м [24, 26].

В составе койбынской свиты выделяются илийский и хоргосский горизонты. Илийский горизонт сложен глинами, аргиллитами алевролитами, мергелями и песками с прослоями и линзами галечников и конгломератов [26].

Толщина этих отложений меняется в широких пределах: от 900 м в северной части до 225-380 м – на юге [8,26].

*Четвертичные отложения*, имеющие покровный характер, широко развиты во впадине и представлены аллювиальными и пролювиальными породами – песками, валунами, галечниками общей толщиной от 90 (скважина Г-6) до 500-600 м [8, 10, 26].

#### 1.4.3 Нефтегазоносные комплексы

Триас-юрско-меловые и палеоген-неогеновые отложения представлены мощной песчано-глинистой толщей озерно-болотного и аллювиального типа [8, 11, 26]. Песчаники характеризуются высокими емкостно-фильтрационными свойствами (пористость до 30%, проницаемость до 400 мД). Глинистые пачки над ними рассматриваются в качестве надежных зональных и локальных покрывок [8, 17].

В отложениях верхнего триаса нижней и средней юры присутствуют пласты и пачки углей, преимущественно бурых, образующих промышленные месторождения – Кольжат и др.

Мезозойский разрез представлен [8, 12, 24] нерасчлененной толщей триаса, толщиной до 1200 м, сложенный переслаивающимися песчаниками, аргиллитами и двумя горизонтами бурых углей. В основании разреза залегают конгломераты. Эта толща отнесена к нижнему перспективному нефтегазоносному комплексу.

Выше по разрезу залегает толща нижней и средней юры, которая отнесена ко второму нефтегазоперспективному комплексу. Юрские отложения сложены горизонтами переслаивающихся песчаников и бурых углей (6 горизонтов). Завершают разрез конгломераты и крупнозернистые песчаники. Общая толщина юрских отложений достигает 600 м.

Верхнемеловые отложения представлены переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами толщиной до 250 м. В этих отложениях по данным термического и рентгеноструктурного анализов практически не выявлено органического вещества, поэтому они не рассматриваются в качестве перспективного нефтегазоносного комплекса.

Завершают разрез отложения кайнозоя, представленные всеми его системами в соответствии с рисунком 18. Выделяются пачки переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов палеогенового и миоценового возраста, в которых по данным термического анализа выявлено повышенное содержание органического вещества, что позволило отнести их к перспективному нефтегазоносному комплексу. Суммарная толщина отложений палеогена и неогена достигает 1700 м. Выше по разрезу залегают песчано-гравийные миоценовые и четвертичные отложения.

По комплексу геолого-геофизических данных восточная часть Илийской впадины может быть подразделена на северный, центральный погруженные сегменты и моноклинальную зону южного борта впадины. Северный сегмент граничит с южными отрогами Жонгарского Алатау, погружающегося во впадину по системе субширотно ориентированных сдвигов. В приразломных

зонах локальные структуры в плане характеризуются ассиметричной формой, т.е. пологими северными и крутыми южными крыльями. Глубина фундамента здесь меняется от 400 до 1000 м.

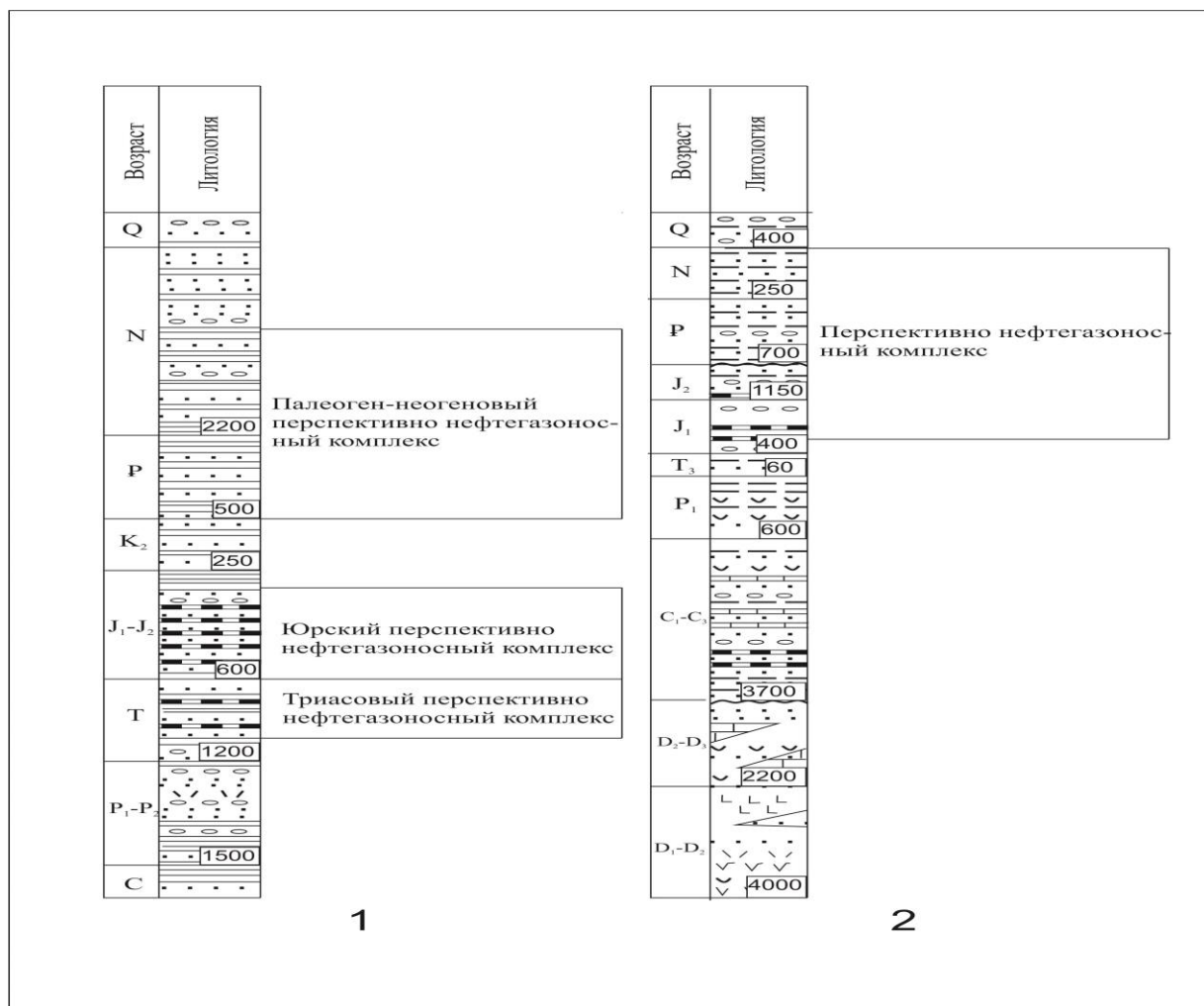


Рисунок 18 – Литолого-стратиграфические разрезы нефтегазоносных и перспективных нефтегазоносных комплексов: Восточно-Илийская (1) и Алакольская (2) впадины [8, с дополнениями автора]

Примечание – Условные обозначения на рисунке 3

Перспективы нефтегазоносности Илийской впадины рассматривались неоднократно различными исследователями [8, 24, 27], которые отмечали, что определенные перспективы выявления месторождений углеводородов можно относить к отдельному сегменту погруженной зоны Жаркентской впадины (Панфиловского прогиба). Главными параметрами для таких выводов послужили в целом благоприятные характеристики разреза осадочного чехла, его удовлетворительная структурная дифференциация, наличие пермской, триасовой и юрской частях разреза ассоциаций пород, которые в погруженных зонах могут рассматриваться в качестве нефтегазоматеринских комплексов с ограниченным генерационным потенциалом в соответствии с рисунком 18.

Выявленные газопроявления, установленные в процессе проведения буровых работ триасовых, юрских и неогеновых отложений Восточно-Илийской впадины указывают, что процессы формирования углеводородной системы происходили ранее и в настоящее время, на что указывает рисунок 18.



## **2 АНАЛИЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ (МАГНИТО-, ГРАВИ-, ЭЛЕКТРО- И СЕЙСМОРАЗВЕДКИ) ПОРОД ФУНДАМЕНТА И ЧЕХЛА ШУ-САРЫСУЙСКОГО И ПРИБАЛХАШ -ИЛИЙСКОГО ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ**

### **2.1 Современное состояние геофизической изученности**

В начале 60-х годов на площади Южного Казахстана начали проводиться систематические геофизические исследования, такие как, сейсмические, электрические, гравиметрические, магнитные и другие. К настоящему времени геофизическая изученность региона неравномерна по площади, и детальность ее зависит главным образом от степени перспективности на УВ сырье отдельных его частей.

В Шу-Сарысуйском бассейне с 1970 г. рядом геофизических организаций выполнялись работы КМПВ И МОВ. В южной части региона по профилю Арысь-Балхаш были проведены работы методом ГСЗ [19, 28-31].

В данной работе были использованы данные сейсмических, гравиметрических и магнитных исследований, результаты буровой скважинной информации и каротажа скважин, лабораторных анализов керна, флюидов и геохимические анализы (в том числе выполненные за рубежом) и вся доступная информация, хранящиеся в геологических фондах Республики Казахстан [8, 19, 24].

Сейсмические работы по Прибалхашскому и Илийскому бассейнам проводились недостаточно информативными методами и малой глубиной изучения. По выполненным сейсмическим исследованиям и данным бурения толщина мезозой-кайнозойского комплекса отложений редко превышает 1000м и не достигли главной зоны генерации углеводородов. Установлено по магнитометрическим данным, что фундамент Балхашского осадочного бассейна в пределах отдельных прогибов достигает до глубин порядка 6-7 км [19, 29].

В настоящее время по отдельным локальным перспективным площадям и участкам на поиски углеводородного сырья в осадочных бассейнах проводится сейсмические работы.

### **2.2 Физические свойства горных пород фундамента и чехла осадочных бассейнов и их палеозойского обрамления**

Физические свойства горных пород в пределах Южного Казахстана изучались в течение длительного времени различными производственными и научными организациями геологической службы Казахстана [28-31 и др.]. Информационные сведения по физическим свойствам пород не одинаковы. В незначительном объеме изучены физические свойства по опорным геологическим разрезам с известным петрографическим составом пород, установленными мощностями горизонтов и соотношениями их в разрезе [19, 26].

### *Электрические свойства горных пород*

Данные по электрическим свойствам горных пород были получены методом каротажа скважин в пределах Шу-Сарысуйской впадины [19, 26]. Электрические свойства осадочных пород, в отличие от плотности и магнитной восприимчивости, в большей мере отражают условия залегания, пористость, обводненность и степень минерализации вод, нежели вещественный состав. На больших глубинах заметное влияние на удельное электрическое сопротивление пород оказывает температура, при повышении которой с глубиной сопротивление пород падает. В погруженных районах, где сосредоточены значительные скопления минерализованных вод, сопротивление песчаников, аргиллитов и алевролитов карбона не превышает 5-20 ом\*м, тогда как в поднятых блоках эти же породы обладают сопротивлением на порядок выше [19, 26, 29]. Резкое падение сопротивлений наблюдается также в приконтактной зоне соли с осадочными породами, где последние пропитаны солевыми растворами. Аналогичная картина характерна и для зон разломов, кливажирования пород.

### *Плотностные и магнитные свойства горных пород*

Анализ фактического материала показал, что плотность горных пород в восточной части Шу-Сарысуйской впадины варьирует в широких пределах – от 2,40 до 3,15 г/см<sup>3</sup>, причем для каждой литологической разности плотности изменяются в широком диапазоне. Главным фактором, определяющим величину плотности геологических комплексов, является вещественный состав пород. На основании обобщения средних и средневзвешенных значений плотности пород и их магнитной восприимчивости охарактеризуем основные стратиграфические комплексы. Докембрийские образования (Шуйский и Жельтауский террейны), представленные в основном метаморфическими породами (сланцы, амфиболиты, гнейсы, кварциты, песчаники), обладают относительно высокими значениями средневзвешенной плотности (2,70-2,75 г/см<sup>3</sup>) и низкими значениями магнитной восприимчивости (0-50 –10<sup>-6</sup>СГС) [19, 29].

Ультраосновные породы Жалаир-Найманской шовной зоны имеют большой диапазон изменений плотности (от 2,60 до 3,0 г/см<sup>3</sup>, среднее 2,76 г/см<sup>3</sup>), что может указывать на значительное развитие процессов серпентинизации и переменные величины плотности (среднее значение магнитной восприимчивости 620 x 10<sup>-6</sup> СГС). Субвулканические интрузии и эффузивные покровы андезибазальтов и базальтов девона незначительно отличаются по плотности от глубинных разностей [19, 26, 28]. Средняя их плотность (без расчленения) составляет 2,58 г/см<sup>3</sup>, средняя магнитная восприимчивость – 160 x 10<sup>-6</sup> СГС. Терригенные и кремнисто-терригенные породы кембрия Жалаир-Найманской зоны имеют плотность несколько выше 2,67 г/см<sup>3</sup> и являются практически немагнитными (магнитная восприимчивость – не более 20–10<sup>-6</sup> СГС). Ордовикские толщи в центральной части Шу-Илийских гор представлены главным образом терригенными породами со средней плотностью 2,68 г/см<sup>3</sup> и низкой магнитной восприимчивостью (0-25 x 10<sup>-6</sup> СГС) [19, 26, 29]. Для лав и туфов среднего и основного состава нижнего-

среднего ордовика (акжалская и болгожинская свиты) характерны более высокая средняя плотность ( $2,72 \text{ г/см}^3$ ) и резко дифференцированные магнитные параметры (от  $50 \cdot 10^{-6}$  до  $1035 \times 10^{-6}$  СГС). Аномально-высокими значениями плотности ( $2,70\text{--}2,90 \text{ г/см}^2$ ) и магнитной восприимчивости ( $175 \times 10^{-6}\text{--}1670 \times 10^{-6}$  СГС) обладают диабазы и андезиты. Отложения силура на восточном стыке Жалаир-Найманской зоны с Шу-Сарысуйской впадиной (горы Койжарылган и Майжарылган), преимущественно терригенные породы, имеют среднюю плотность  $2,67 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость их варьирует в пределах  $(20\text{--}50) \times 10^{-6}$  СГС [19, 26]. Намагниченность отдельных образцов пород из приконтактных измененных зон достигает  $2400\text{--}10^{-6}$  СГС. Плотностные параметры силурийских и ордовикских андезитовых и базальтовых порфиритов аналогичны. Девонские толщи в пределах, залегающие в фундаменте Шу-Сарысуйской и Балхаш-Илийской впадин можно разделить на две группы: эффузивно-осадочные и осадочные. Первая группа кроме терригенных пород включает вулканиты различного состава – от риолитов до базальтов [19, 29]. Для осадочных пород этой группы характерны средняя плотность  $2,60 \text{ г/см}^3$  и низкие значения магнитной восприимчивости ( $40\text{--}10^{-6}$  СГС). Вулканогенные породы кислого и умеренно-кислого состава имеют среднюю плотность  $2,62 \text{ г/см}^3$  и магнитную восприимчивость  $85 \times 10^{-6}$  СГС, среднего состава – соответственно  $2,74 \text{ г/см}^3$ , магнитную восприимчивость  $315 \times 10^{-6}$  СГС, основного –  $2,80 \text{ г/см}^3$  и  $435\text{--}10^{-6}$  СГС. Средние значения плотности для всех эффузивно-осадочных пород девона колеблются в пределах  $2,60\text{--}2,64 \text{ г/см}^3$  [26, 29]. Вулканогенные породы коккасской свиты обладают относительно высокой плотностью ( $2,75 \text{ г/см}^3$ ). Во второй группе девонских пород (песчаники, алевролиты, конгломераты, редко известняки) отмечены некоторые вариации плотности, которые для различных свит верхнего девона изменяются в весьма незначительных пределах – от  $2,60$  до  $2,62 \text{ г/см}^3$ , а магнитная восприимчивость колеблется от 0 до  $40\text{--}10^{-6}$  СГС. Аномальные значения магнитной восприимчивости (до  $340\text{--}10^{-6}$  СГС) отмечаются у некоторых разностей песчаников средне-верхнего девона [29].

В Шу-Илийском регионе, а также в фундаменте Шу-Сарысуйской (восточный борт) и Балхаш-Илийской (западный борт) впадин преобладают интрузивные девонские комплексы. Девонские граниты, обладают устойчивой средней плотностью, равной  $2,60 \text{ г/см}^3$ , граносиениты и сиениты –  $2,63 \text{ г/см}^3$ , гранодиориты –  $2,65 \text{ г/см}^3$ , диориты –  $2,73 \text{ г/см}^3$ . Магнитная восприимчивость их равна соответственно  $55\text{--}10^{-6}$ ,  $550\text{--}10^{-6}$ ,  $230\text{--}10^{-6}$ ,  $450\text{--}10^{-6}$  СГС [26, 72]. Высокоплотные габбро-диориты ( $2,88 \text{ г/см}^3$ ) имеют аномально низкую магнитную восприимчивость ( $25\text{--}10^{-6}$  СГС). У девонских субвулканических интрузий кислого состава средняя плотность аналогична плотности их абиссальных аналогов ( $2,59\text{--}2,61 \text{ г/см}^3$ ). Массивам гранитов сопутствуют градиентные минимумы даже среди пород равной с ними плотности (за счет контактов на глубине с более плотными породами); повышение поля вызывают диориты (на фоне пород с низкой плотностью) и габбро [26, 29, 31].

Обобщая данные о магнитных свойствах горных пород этого региона, можно сделать вывод о том, что преобладающее влияние на структуру

магнитного поля в целом оказывают комплексы магматических пород (интрузивных и эффузивных). Морфология этого поля имеет резко дифференцированный мозаичный характер на фоне спокойного понижения магнитного поля, отвечающего площадям распространения осадочных пород. Особенностью вулканогенных пород среднего и основного состава является значительная изменчивость их магнитных параметров, что находит свое отражение в сложном, знакопеременном характере магнитного поля над ними [26, 29]. У интрузивных образований наблюдается повышение магнитных свойств с изменением состава магматических пород, что, в свою очередь, влияет на интенсивность магнитного поля, которое они создают. Естественная остаточная намагниченность горных пород представляет собой векторную сумму намагниченности различного происхождения (термоостаточной, химической, вязкой, динамической и др.). Свойственная почти всем изученным породам данного региона, она играет не меньшую роль в создании аномальных магнитных полей, чем индукционная [29, 72]. Остаточная намагниченность пород так же, как и магнитная восприимчивость, колеблется в широких пределах (от 0 до  $40\,000 \times 10^{-6}$  СГС)[29, с. 45].

Наибольшая абсолютная величина остаточной намагниченности присуща магматическим образованиям Шу-Илийского региона, фундаменту Шу-Сарысуйской и Балхаш Илийской впадин. Для них отчетливо проявляется увеличение  $I_r$  с изменением состава магматических пород. Резкие колебания значений  $I_r$  отмечаются у эффузивных пород, наименьшая ее величина характерна для липаритов, кварцевых порфиров ( $0-100 \times 10^{-6}$  СГС), наибольшая – для андезитовых и диабазовых порфиритов (до  $9000 \times 10^{-6}$  СГС) [29, с. 45]. Интрузивные породы гранитоидного состава обладают относительно более однородным распределением намагниченности, чем их эффузивные аналоги. Наименьшие значения наблюдаются у гранитов ( $0-200-10^{-6}$  СГС). Средняя величина остаточной намагниченности у гранодиоритов составляет  $(600-1000) \times 10^{-6}$  СГС [26, 29, 72]. Остаточная намагниченность осадочных и метаморфических пород в основном невелика и соизмерима с их магнитной восприимчивостью [19, 29, 29, 50]. Средние значения магнитной восприимчивости соответствуют значениям  $10 \times 10^{-6}$  СГС, реже  $(20-50) \times 10^{-6}$  СГС. Вектор естественной остаточной намагниченности горных пород региона имеет различное направление, в т. ч. и обратное вектору современного магнитного поля. Обратная остаточная намагниченность обнаруживается чаще в эффузивных породах, менее характерна она для интрузивных пород. Обратное намагничение часто создает отрицательное или резко знакопеременное магнитное поле (AZ и AT) [19, 26]. Изменения величин плотности и магнитной восприимчивости литологических комплексов пород основных геологических структур имеют различный характер. Выражены они преимущественно асимметричными кривыми с максимумом в области наиболее часто встречающихся значений параметров плотности и магнитной восприимчивости [19, 29].

### 2.3 Характеристика и ориентировка геофизических полей

В региональном плане поле сила тяжести Шу-Илийского региона и сопредельных с ним Шу-Сарысуйской и Прибалхаш-Илийской впадин выражена обширной областью пониженных значений, ориентированных в северо-западном направлении [8, 19, 29, 31]. На северо-востоке эта область сочленяется с интенсивным Центрально-Казахстанским минимумом (его Атасуйским экстремумом), на востоке имеет торцовое сочленение с Балхашским гравитационным максимумом, на юго-востоке контактирует с зоной больших градиентов гравитационного поля субширотного простирания, соответствующей структурам Северного Тянь-Шаня, на западе приобретает черты, характерные для восточной части Шу-Сарысуйской впадины [29]. Гравитационное поле центральной части Шу-Илийского региона представлено чередующимися положительными и отрицательными аномальными областями. К границам их (участкам сближенных изоаномал) приурочены пояса (цепочки) преимущественно основных и ультраосновных интрузий. Контрастность аномальных областей по напряженности поля такова, что некоторые из них сохраняют свою ориентацию на высотах 22,5 и 45 км [29, 72]. Структура гравитационного поля региона обусловлена строением земной коры в ее современном состоянии. Реликты древней коры в зависимости от хода и направленности последующих движений имеют разную степень сохранности, что соответственно отражается в гравитационном поле. Факторами, определяющими характер поля, являются особенности строения земной коры, развитием офиолитового комплекса и гранитоидов их соотношением, мощностью структурно-вещественных комплексов [28, 29]. Центральную часть изучаемого региона занимает собственно Шу-Илийский аномальный пояс, представленный рядом аномальных областей. Жалаир-Найманская гравитационная аномальная область пространственно соответствует одноименной главной сутурной зоне, выполненной морскими флишоидными толщами ордовика и силура, терригенными и вулканогенными образованиями девона. Область протягивается в северо-западном направлении [29]. Границами ее служат полосы сближенных изоаномал, приуроченных к Жалаир-Найманской и Сарытумской шовным зонам. Северо-западная часть области имеет относительно простую структуру поля со слабоинтенсивными аномалиями. Относительно повышенные аномалии повторяют контуры выходов нижнедевонских основных эффузивов. Наиболее возмущенные участки гравитационного поля тяготеют к ограничивающим область разломам [28, 29].

Юго-восточная часть области четко проявлена в региональном плане, который осложнен здесь наложением крупной отрицательной аномалии от Жельтауского гранитоидного массива и других более мелких интрузивных массивов различного состава и вулканических аппаратов. Гравитационное поле на участках, не нарушенных интрузивами и субвулканическими телами, сходно по характеру с полем северо-западной части области [8, 29-31]. Следует отметить аномалию над Карасайской кальдерой и территорией к востоку от нее. Эта в целом повышенная гравитационная аномалия с двумя максимумами

может быть увязываема с составом слагающих ее с поверхности кислых вулканитов. Вероятно, с глубиной состав вулканических образований меняется на основной, на что может указывать и повышенное магнитное поле. Геомагнитное поле Южного Казахстана имеет сложную конфигурацию, что обусловлено разнообразным вещественным составом и строением структурно-вещественных комплексов [28]. Анализ трансформированного в верхнее полупространство магнитного поля показывает, что в целом в этом регионе выражается обширной областью слабо повышенного аномального поля, вытянутой в северо-западном направлении и обрамленной пониженным («отрицательным») полем. Магнитное поле может быть подразделено на крупные аномальные области, что и поле силы тяжести, районирование которого было выполнено с учетом геологических и магнитометрических данных [29, 31]. В свою очередь, аномальные области подразделены на ряд аномальных магнитных зон, выделенных в основном по картам магнитного поля среднего масштаба.

Шу-Илийская аномальная область характеризуется повышенным полем в северо-западной и восточной его частях и пониженным – в краевой юго-западной, северо-восточной, центральной и южной. Эта область делится на ряд аномальных областей. Жалаир-Найманская аномальная зона прилегает с северо-востока к Жалаир-Найманской шовной зоне [8, 29-31]. Узкой полосой она протягивается в северо-западном направлении на 400 км. Эта зона сложена верхнепалеозойскими зфффузивно-осадочными комплексами девона. Значения поля низкие (от 2 до 3 м). В юго-восточной части области на фоне общего пониженного поля, соответствующего площади развития образований кембрийского и девона, выделяются аномалии разных знаков. Наиболее крупные аномалии слабопониженного поля (до 1 м) соответствуют здесь Жельтаускому и Хантаускому гранитным массивам [19, 28, 29]. Контакты массивов с вмещающими толщами отмечаются локальными возмущениями (до 5 м) северо-западного простирания, связанными либо с мелкими интрузиями диоритов вдоль Южно-Жельтауского и Жалаир-Найманского разломов, либо со скарнами и роговиками на контактах. На фоне спокойного пониженного поля выделяется Карасайская изометричная аномалия интенсивностью до 1 м). Центральная часть Жалаир-Найманской (Жельтауской) аномальной области с повышенным уровнем поля (от 10-12 до 15 мкР/ч) и преимущественно северо-западной ориентировкой аномалий обусловлена крупными массивами гранитов поздних фаз [19, 29]. Дайковые и штоки гранитов и гранодиоритов позднего девона фиксируются локальными аномалиями большей интенсивности. Тела ультраосновного и основного состава, расположенные вдоль Жалаир-Найманской и Сарытумской зон разломов, отчетливо фиксируются цепочками пониженных локальных аномалий интенсивностью 4-6 мкР/ч, совпадающих в плане с высокоинтенсивными положительными магнитными аномалиями.

## 2.4 Дополнительные методические приемы к проведению высокоточной магниторазведки при поисках залежей углеводородов

Для более эффективного обнаружения залежей углеводородов были рассмотрены возможности магниторазведки при проведении поисковых работ [55, 56], а также совместно с Трипольским В.П. были внесены дополнения в методику магнитометрии с целью выделения УВ и разработаны диагностические приемы выделения залежей углеводородов. В этой связи были разработаны и запатентованы 2 изобретения [57, 58].

2.4.1 Способ поисков залежей углеводородов путем наблюдений за суточными вариациями геомагнитного поля [56].

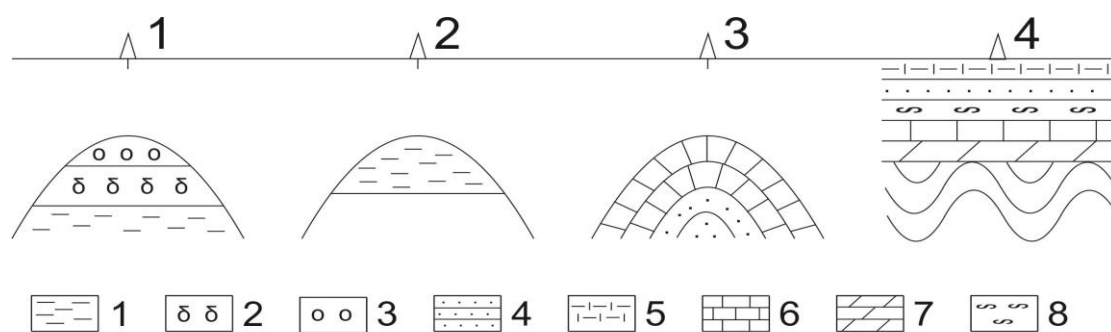
Предлагается способ, дающий возможность подтвердить наличие или отсутствие залежи углеводородов на исследуемой площади. Изобретение относится к способам определения наличия залежей углеводородов на глубине и может быть использовано в геологоразведочном производстве на стадии поисков.

*Цель предлагаемого способа* максимально минимизировать риски и дать возможность при проведении буровых работ проводить простой и мало затратный приём определения наличия нефти на глубине. Установлено, что из нефтяных залежей вверх по разрезу постоянно просачиваются агрессивные флюиды УВ и в результате их взаимодействия, с перекрывающими залежь породами, происходит изменение их физических свойств (меняется намагниченность, плотность, удельное сопротивление пород). Как следствие, над залежами формируются вертикальные зоны неоднородностей. Именно эти неоднородности могут служить *индикатором наличия нефти на глубине*. С этой целью предлагается регистрировать суточные вариации геомагнитного поля в двух точках: на участке, где ищется нефть и за пределами участка, где нефти заведомо нет. Результаты сравниваются. Согласно расчётам, должна появиться разница величиной первые единицы нТл. Если разница есть, то и нефть присутствует в залежи; если разницы нет, то это тоже результат, указывающий на отсутствие УВ. В этом состоит *суть данного метода*. Главное условие, чтобы вертикальная зона неоднородностей пород над залежью отличалась по намагниченности от пород на остальной площади на исследуемом участке. Если это условие не соблюдается, то метод не работает. Технические требования к нашему варианту связаны с необходимостью высокоточных измерений магнитного поля и направлены на полное исключение всех возможных ошибок, связанных с внешними факторами. Используется современная высокоточная и стабильная магнитоизмерительная аппаратура с порогом чувствительности не ниже, чем 0,01 нТл, работающая автономно, в автоматическом режиме с цикличностью не реже, чем одно измерение в минуту, непрерывно в течение трех или более суток. Подобные требования связаны с необходимостью получения надежного, представительного и достоверного результата для обоснованного заключения о наличии или

отсутствии нефти на исследуемой площади. Что особенно важно – этот метод не зависит от типа ловушек, пористости и проницаемости пород коллектора.

Апробация способа проведена в Кызылординской области на рекомендованных для этих целей, трех структурах, в 50 км к югу от месторождения Кумколь.

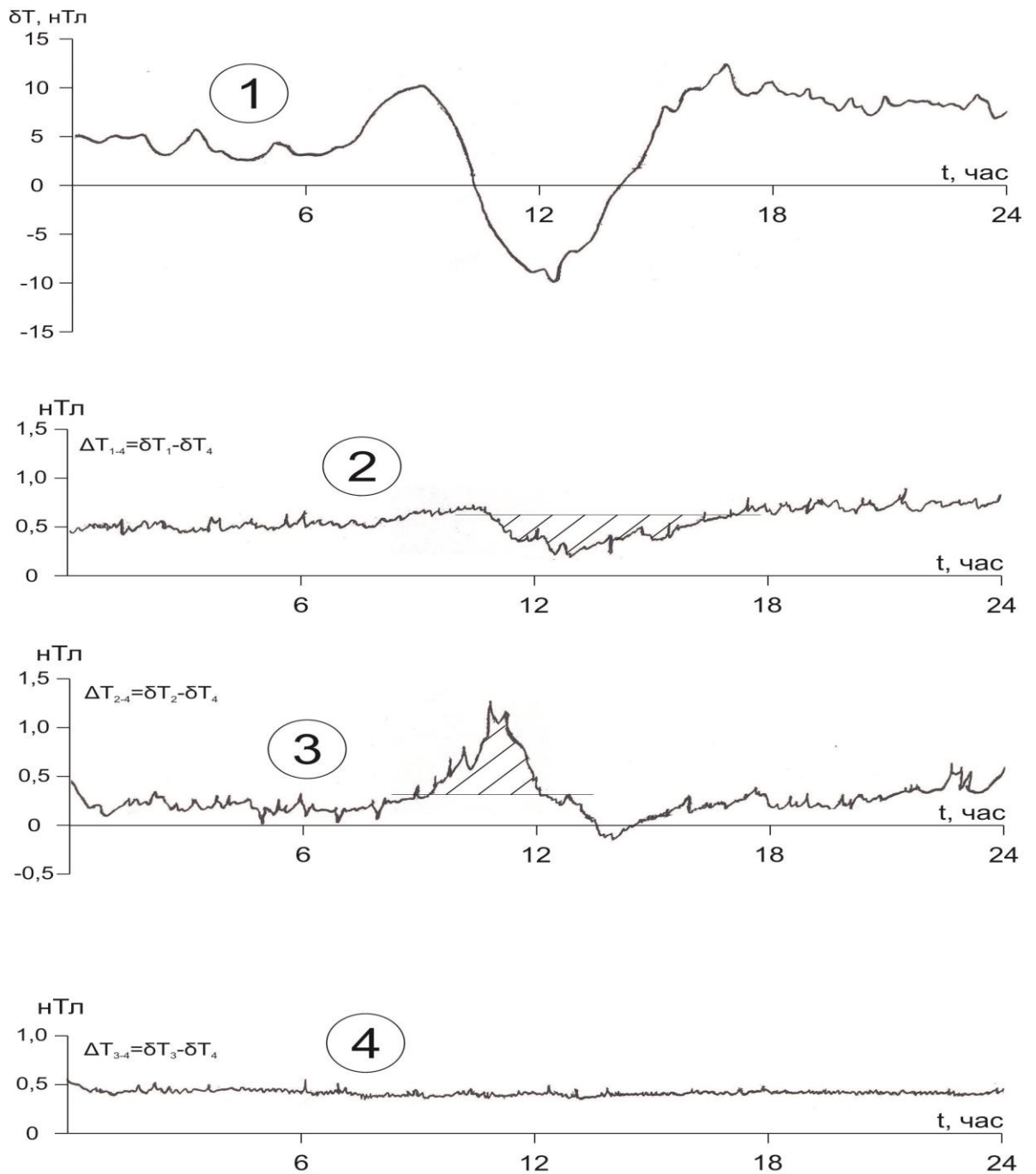
Имеется исследуемая площадь с разрезом нефтяной залежи в соответствии с рисунком 19, над которой проводились исследования в течении 16 суток. Суточные вариации геомагнитного поля записывались. На рисунках 20 и 21 показаны наблюденные записи вариаций (1) и, соответствующие им разностные кривые по данным, полученным над залежью нефти (2), линзой воды (3) и сухой купольной структурой (4) по сравнению с точкой 4. Для большей достоверности приведены две записи – рисунок 16 для случая спокойных суточных вариаций геомагнитного поля ( $S_q$ ) (благоприятные условия) и рисунок 21 – для случая возбужденных вариаций ( $S_d$ ) (неблагоприятные условия).



Условные обозначения: 1 – вода, 2 – нефть, 3 – газ, 4 – песчаники, 5 – алевролиты, 6 – известняки, 7 – доломиты, 8 – глины и аргиллиты

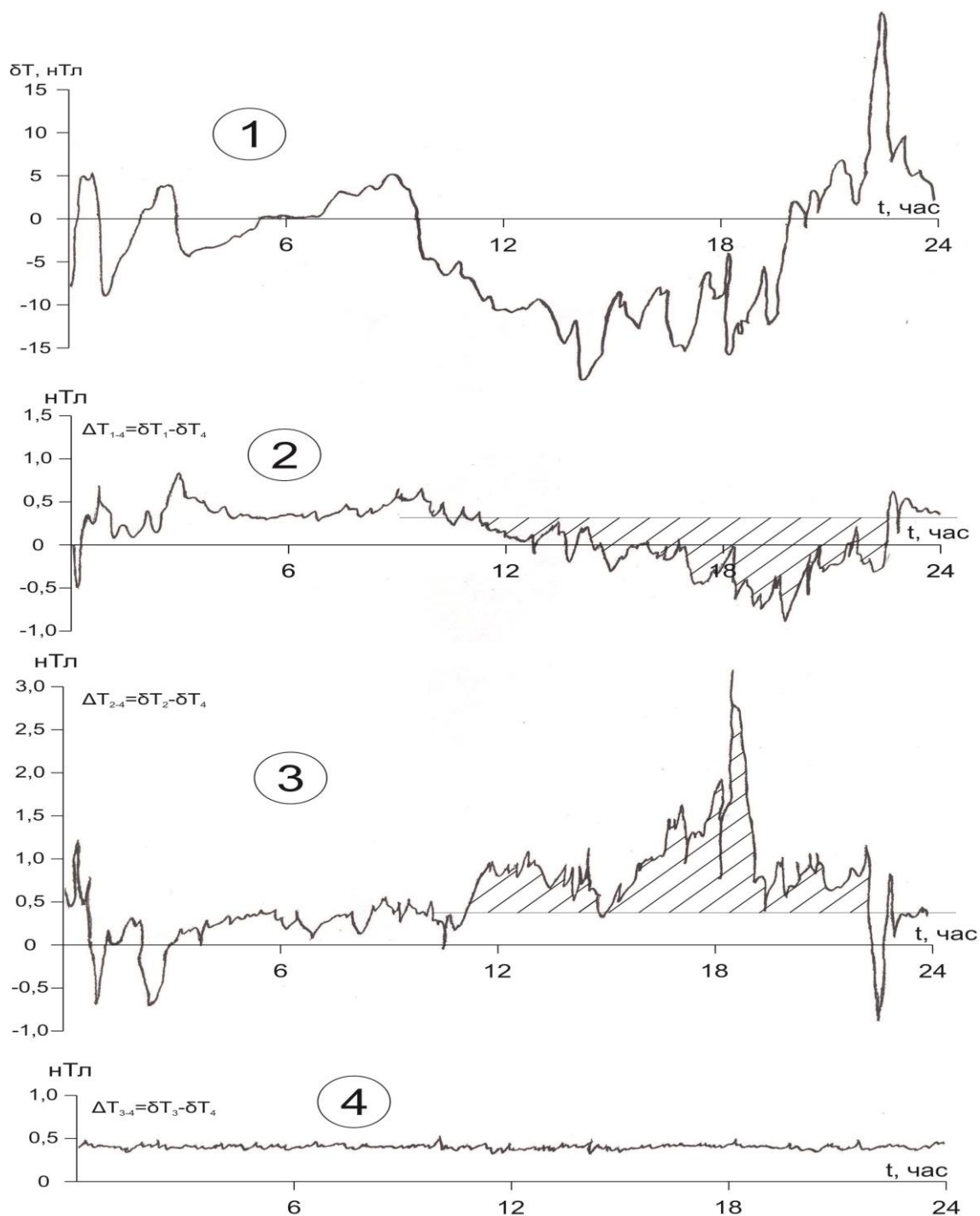
Рисунок 19 – Схематические разрезы и предпочтительные места установки МВС над залежью углеводородов (1), над линзой с водой (2), в случае «пустой» структуры (3) и над нейтральным разрезом (4) вне изучаемых структур





- 1 – характер суточных вариаций;  
 2 – разность в записи вариаций над залежью углеводородов и нейтральным разрезом;  
 3 – разность в записи вариаций над линзой с водой и нейтральным разрезом;  
 4 – разность в записи вариаций над пустой структурой и нейтральным разрезом.

Рисунок 20 – Данные, полученные над исследуемыми структурами в условиях, возбужденных суточных вариаций геомагнитного поля

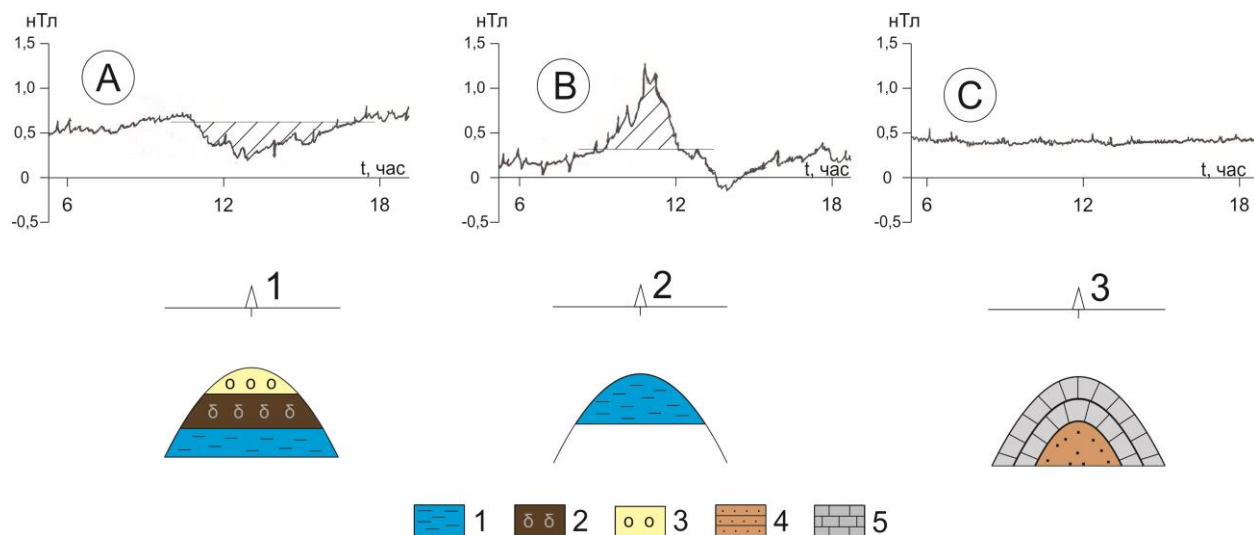


- 1 – характер суточных вариаций;  
 2 – разность в записи вариаций над залежью углеводородов и нейтральным разрезом;  
 3 – разность в записи вариаций над линзой с водой и нейтральным разрезом;  
 4 – разность в записи вариаций над пустой структурой и нейтральным разрезом.

Рисунок 21 – Данные, полученные над исследуемыми структурами в условиях, возбужденных суточных вариаций геомагнитного поля

#### 2.4.2 Способ оконтуривания в плане границ залежи углеводородов путем наблюдений за суточными вариациями геомагнитного поля

Этот метод относится к способу определения наличия залежей углеводородов на глубине и может быть использован в геологоразведочном производстве на стадии поисков. Способ оконтуривания в плане границ залежи углеводородов путем наблюдений за суточными вариациями геомагнитного поля, даёт возможность оконтурить в плане границы залежи углеводородов путем наблюдений за суточными вариациями геомагнитного поля в соответствии с рисунками 22-25 и таблицей 1.



1 – вода, 2 – нефть, 3 – газ, 4 – песчаники, 5 – известняки

Рисунок 22 – Схематические разрезы и предпочтительные места установки МВС над залежью углеводородов (1), над линзой с водой (2) и в случае с «пустой» структурой (3)

Суть метода заключается в том, что перед началом бурения на исследуемой площади разбивается сеть точек, на которых выполняются многодневные наблюдения за суточными вариациями геомагнитного поля. Измерения выполняются магнитовариационными станциями, работающими в автоматическом режиме, с частотой – одно измерение в минуту. По результатам сравнительного анализа записей вариаций на исследуемой площади и в точке за её пределами определяют границы залежи в плане. Критерием при этом служат аномальные эффекты, выявляемые в результате обработки сравнительных данных.

Теперь рассмотрим подробнее метод оконтуривания в плане границ залежи углеводородов путем наблюдения за суточными вариациями геомагнитного поля

1. Этот метод, включает измерения магнитного поля в пределах изучаемой площади и вне её с помощью высокоточных магнитоизмерительных приборов, отличающийся тем, что измерения магнитного поля выполняются на исследуемой площади по определённой сети. При этом на каждом пункте

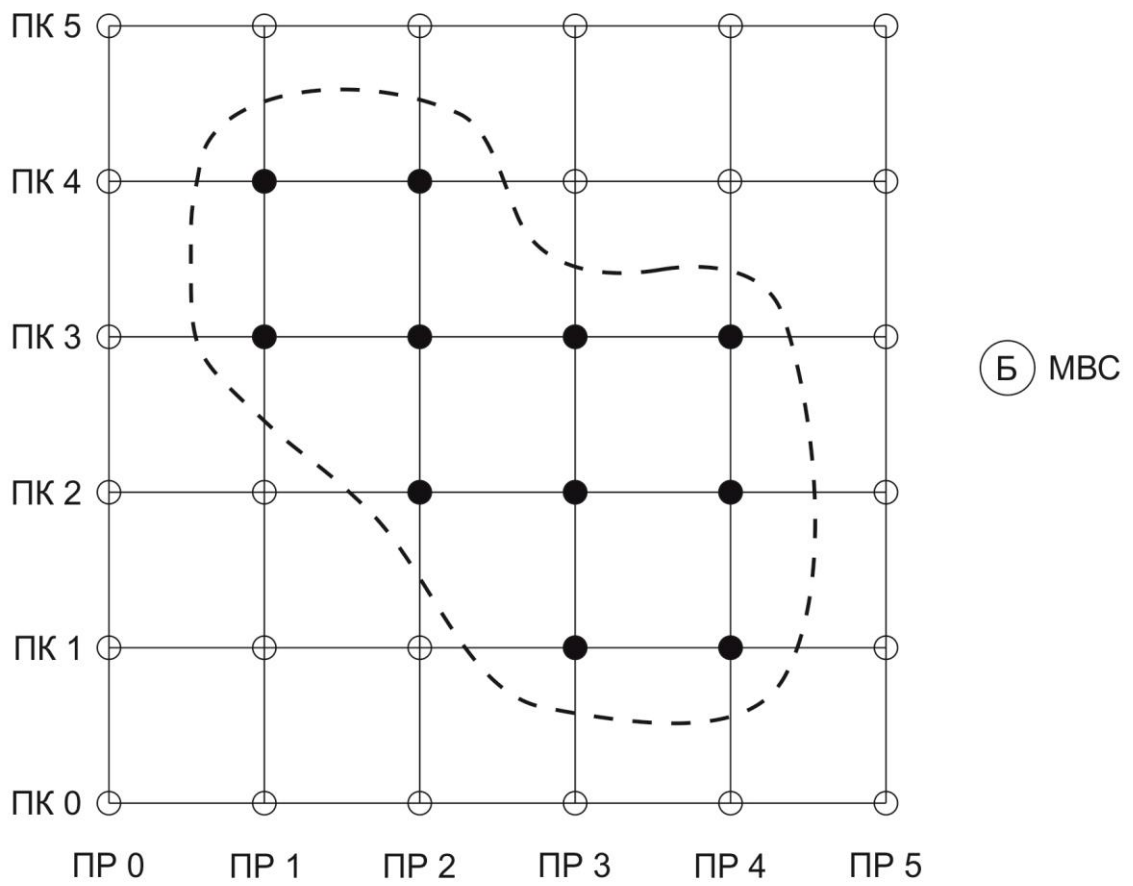
выполняются измерения магнитного поля с периодичностью одно измерение в минуту в течение не менее 3-х суток и по разности наблюдений, полученных на исследуемой площади и за её пределами (на базовой точке), делается заключение о наличии или отсутствии углеводородов в недрах, и производится оконтуривание границы залежей.

2. Измерения магнитного поля проводятся в автоматическом режиме стационарными магнитовариационными станциями с чувствительностью порядка 0,01 нТл, которые максимально защищены от влияния внешних факторов и в процессе всего цикла трех суточных наблюдений не меняют своего положения.

3. Измерения магнитного поля проводятся по топографической сетке 250м x 250м.

Таблица 1 – Основные технико-эксплуатационные характеристики (осредненный вариант) [57, 58]

Характеристика	Единица измерения	Значения
Диапазон измерения модуля магнитного поля	нТл	20000-100000
Чувствительность	нТл	0.01
Градиентоустойчивость	нТл/м	не менее 5500
Объём памяти	Мбайт	4
Интервал между измерениями в автоматическом режиме	с	5,6,7 и т.д.
Диапазон рабочих температур	С	от минус 10 до плюс 50
Напряжение питания от аккумуляторной батареи	В	12
Среднее энергопотребление	Вт	1
Масса рабочего комплекта	кг	5



- |   |  |
|---|--|
| ○ | точки установки МВС, где аномальный эффект отсутствует |
|---|--|
- |   |   |
|---|---|
| ● | точки установки МВС, где аномальный эффект присутствует |
|---|---|
- |   |                              |
|---|------------------------------|
| ⋯ | предполагаемый контур залежи |
|---|------------------------------|
- |                    |  |
|--------------------|--|
| а) ПК 0<br>б) ПР 0 | а) - пикет и его номер<br>б) - профиль и его номер |
|--------------------|--|
- |       |             |
|-------|-------------|
| ⊙ MBC | Базовая МВС |
|-------|-------------|

Рисунок 23 – Схема расстановки МВС на предполагаемом участке и контур залежи, проведенный по результатам съёмки

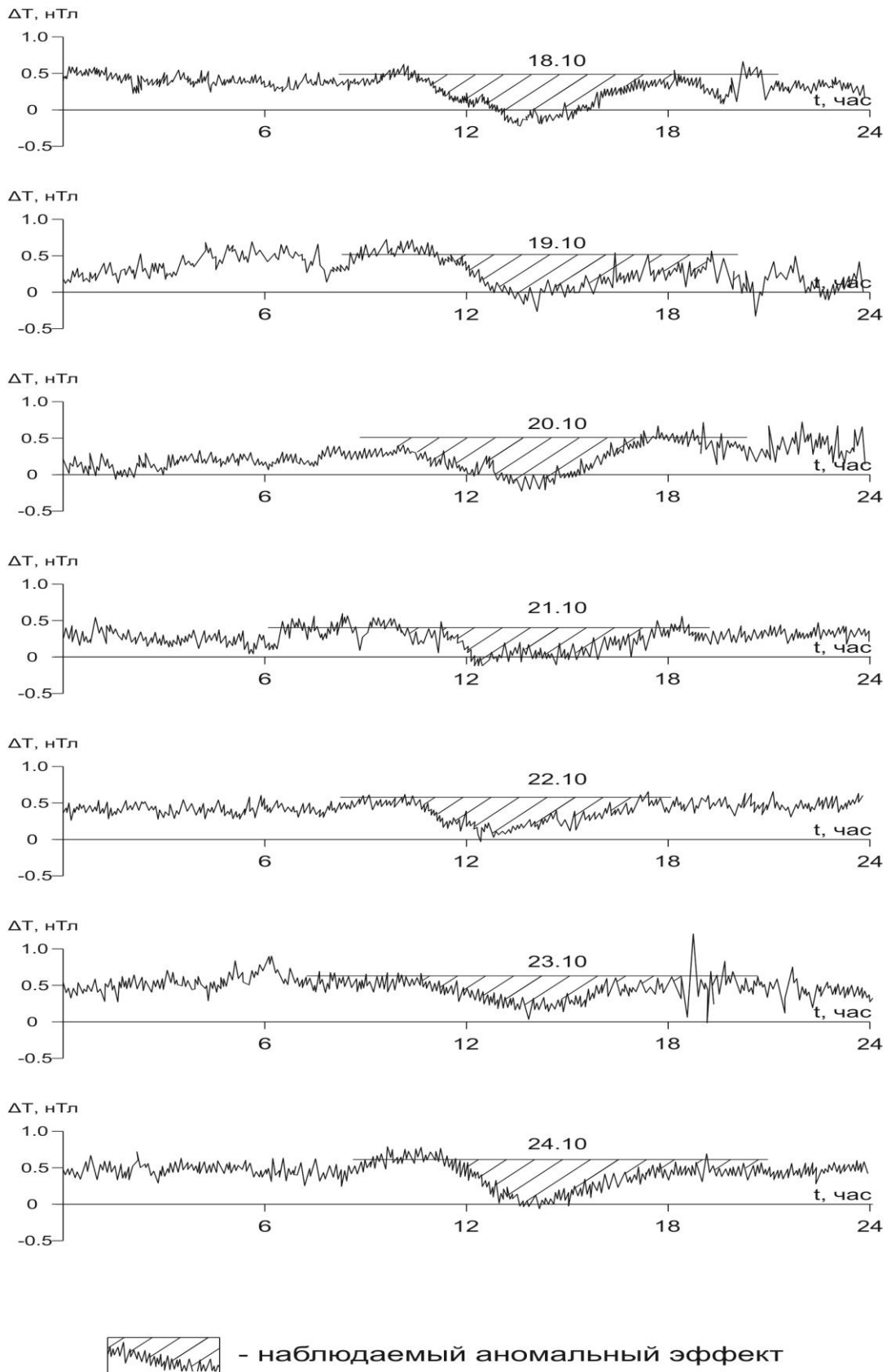


Рисунок 24 – Характер и время проявления аномальных эффектов над нефтяной залежью по результатам сравнительных записей суточных вариаций геомагнитного поля в течение семи суток

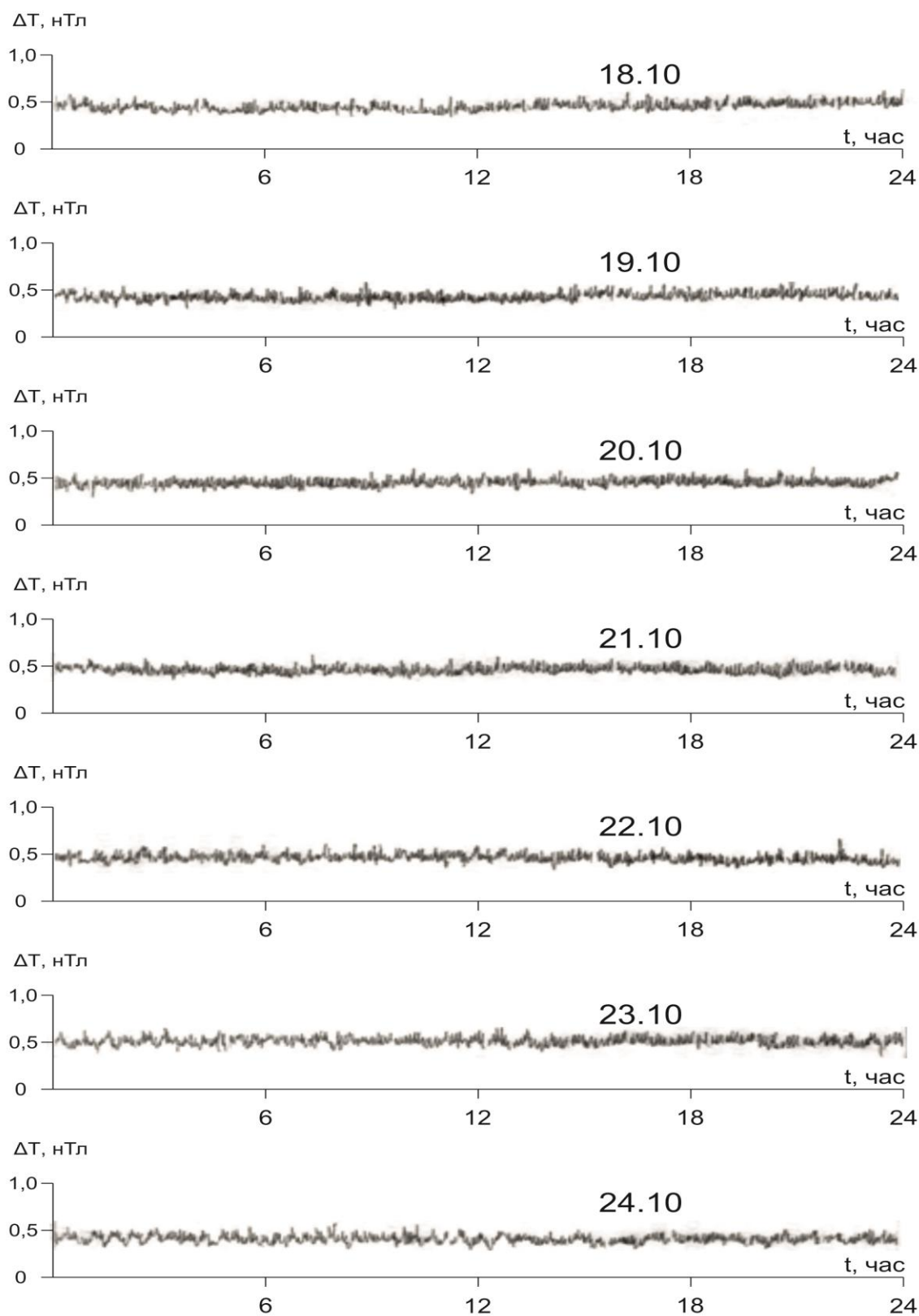


Рисунок 25 – Характер сравнительных записей суточных вариаций геомагнитного поля в течение семи суток над «сухой» структурой (аномальный эффект отсутствует)

### **3 РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМИЧЕСКОГО И РЕНТГЕНОДИФРАКТОМЕТРИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ПОРОД ЧЕХЛА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ**

#### **3.1 Шу-Сарысуйский бассейн**

В пределах Южного Казахстана расположен Шу-Сарысуйский нефтегазоносный бассейн, прогнозные перспективы которого на углеводородное сырье до конца не выяснены. На площади этого бассейна разрабатывается ряд средних и мелких газовых и газоконденсатных месторождений (Амангельды, Придорожное и др.) [8, 16, 17].

В процессе изучения каменноугольно-пермского разреза были отобраны образцы горных пород по двум литолого-стратиграфическим разрезам [59-62]. Первый разрез, протяженностью 5,5 км расположен в предгорьях хр. Малый Каратау, по логу Кызылсай (10 км южнее озера Биликоль). Второй разрез, протяженностью 35 км, является продолжением предыдущего и находится на траверзе – северное обрамление оз. Биликоль (район Аксайского горно-обогатительного комбината) и далее на северо-запад по направлению пос. Акколь и р. Талас, рисунок 26. Таким образом, были отобраны образцы горных пород нижнего карбона и перми, из которых выбраны типовые, наиболее представительные породы, дающие представление о вещественном составе пород данного стратиграфического разреза Шу-Сарысуйской впадины [26, 59]. Возраста и литологические типы горных пород приведены в таблицах 2-4. В последующем были осуществлены термический (примеры приведены на рисунках 27 и 28) и рентгеноструктурный анализы этих образцов. Минералогическая интерпретация результатов анализов показала наличие в пробах ряда образований, среди которых присутствуют окислы кремния, минералы слоистых силикатов, карбонаты и др. [59-62].

По первому разрезу были определены и выяснены количественные соотношения минералов окислов и гидроокислов кремния, силикатов. Кварц и его модификации в изучаемом разрезе являются наиболее распространенными, присутствие его обнаружено во всех, представленных к анализу образцах. Содержание в пробах колеблется от 5% до 98%, таблицы 2-5. Кварц относится к термически аморфным образованиям, поскольку в испытываемом интервале температур его присутствие можно определить лишь по незначительному проявлению на ДТА-кривой (дифференциальный термический анализ), в области 500°C [26, 62]. В качестве сравнения, породы, содержащие в себе кварца свыше 80%, развивают при нагревании такой же слабый по интенсивности эндотермический эффект, как и в случае термической диссоциации двух процентной кальцитовой пробы. При меньших концентрациях кристаллического кремнезема в образцах, указанный индикаторный признак теряется на фоне термических проявлений других сопутствующих минералов, что существенно затрудняет определение количества этого окисла [26, 59-63]. В этом случае содержание указанного минерала в составе образца устанавливалась при дополнительной съемке,



сделанной на основе прогревания предварительно обожженной пробы, когда соседствующие с кварцем термически активные включения уже претерпели разложения и не могут больше служить помехой в поиске единственного эффекта полиморфного перехода  $\text{SiO}_2$  из  $\alpha$ -состояния в  $\beta$ -модификацию.

Амфибол, как силикат, включающий в свою структуру гидроксильную воду (2,9%), обычно дает при нагревании (400-650°C) весьма слабо выраженное эндотермическое проявление, связанное выходом в атмосферу группы ОН. Нагревание образца К-13-6,1 в указанном промежутке температур, также приводит к потерям гидроксила, и вызывает искривление ДТА- и DTG-линий (дифференциальный термогравиметрический анализ), отвечающей обезвоживанию системы. В этом случае термогравиметрическая кривая фиксирует 0,8% потери веса, из которой половина – результат дегидроксилизации гидрослюд, а остальная часть ( $\Delta m=0.4\%$ ) приходится на выход в атмосферу кристаллической воды амфибола. Содержание этого гидросиликата в пробе в соответствии с количеством потерянной им воды составляет 13,8%, таблица 2.

Термически инертные минералы (ТИМ) – природные образования, которые трудно поддаются термической диагностики. В нашем случае это аморфные формирования диоксида кремния и полевых шпатов (плаггиоклазы, ортоклаз и др.). Количественное содержание их в пробах обычно определяются по остаточному принципу. Так суммарное содержание плаггиоклаза (~ 43%), выявленных рентгеновским анализом близко к результатам термических определений слабо информативных ТИМ, выявление которых осуществлялось методом исключения из состава проб термически диагностируемых минералов, таблица 2.

Смешанно-слоистые минералы (ССМ), хлорит и гидрослюдатермическим анализом обнаружены в ряде проб (таблица 3). ССМ выявлен в образце К-13-1, который дал в пределах 20-230°C, 230-460°C и 460-600°C эндотермические реакции, связанные с разложением его структуры. Существование процессов деструкции ССМ в этих интервалах температур, свидетельствует о наличии на сопряженных отрезках дифференциальной термогравиметрической кривой слабых провалов линии. На это же указывает развитие на TG-кривой двух ступеней изменения массы, вызванное дегидратацией системы ( $\Delta m=0,65\% \text{H}_2\text{O}$ ) и выбросом в атмосферу гидроксильной воды (0,2%+0,5). Потеря веса образца при этих реакциях в сумме составила 13,5%, что с учетом стехиометрий ССМ, соответствует 7,7% этого включения в породе, таблица 2 [26, 59, 117].

Хлорит в породе К-13-1, из-за малого содержания его в пробе, вычислялся по остаточному принципу. В промежутке 720-815°C минерал теряет вес 0,15% (ОН), что с учетом его стехиометрической формулы, составляет 1,25% массы образца. Структура хлорита (образец К-13-4), имеет межкристаллические дефекты, что вызывает избыток молекулярной воды, что приводит к уменьшению энергии связи ОН групп. Об этом свидетельствует также снижение (на ~150°C) температуры выхода в атмосферу гидроксильной части воды [26, с. 18]. Суммарная потеря веса при обезвоживании данного минерала в

процессе его нагревания составляет 0,6% (H<sub>2</sub>O)+0,3% (ОН)=0,9%, что соответствует содержанию хлорита в указанной пробе, равному 3,9%.

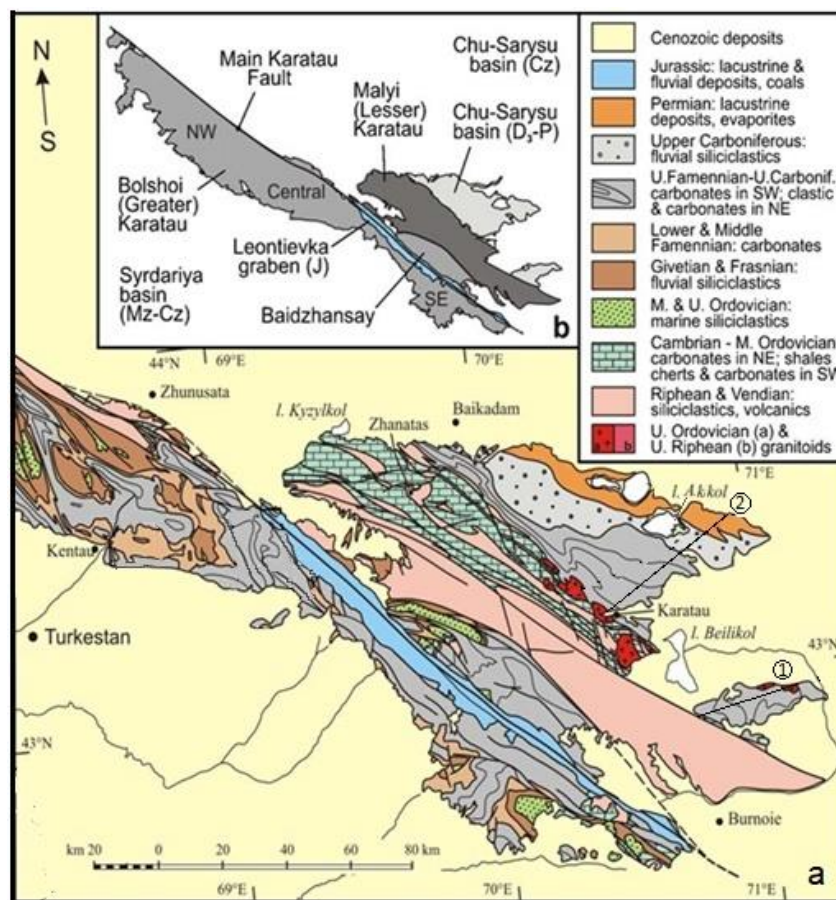


Рисунок 26 – Схемы геологического строения (а) и тектонического районирования (б) хребта Каратау и юго-западного окончания Шу-Сарысуйского бассейна, а также смежных прилегающих территорий. Отрезками прямых и цифрами в кружках показано положение опорных разрезов [59-62]

Гидрослюда (образец К-13-6,1) в пределах 60-100°C теряет 0,4% веса (H<sub>2</sub>O), а в промежутке 400-630°C выносит еще 0,4% своей массы (ОН). Согласно стехиометрии гидрослюд эти потери веса соответствуют присутствию в пробе ~ 5% данного минерала, таблица 2. В породах широко развит кальцит, в ассоциации с ним встречается родохрозит (менее 2%). Содержание кальцита, в образцах (в 8 случаях из 12) меняется в пределах 58-95% [26, 59, 117]. Карбонаты отличаются совершенством кристаллического строения, о чем свидетельствуют высокая температура диссоциации CaCO<sub>3</sub>, предельная скорость выброса в атмосферу диоксида углерода и интенсивный эндотермический эффект деструкции минерала.

Таблица 2 – Результаты термического анализа карбонатно-терригенных пород нижнего карбона, визейского яруса юго-западной части Шу-Сарысуйской впадины (лог Кызылсай, южнее оз. Биликоль – профиль 1) [59-62]

Литология, возраст, № обр.	СО <sub>орг</sub> и минеральный состав проб, % масс			Соединения, вынесенные из минералов в процессе их нагрева, % масс				ΣΔm <sub>1000°С</sub> ,%***
	Кварц	Кальцит	Прочие минералы	СО <sub>орг</sub>	H <sub>2</sub> O	ОН	СО <sub>2</sub>	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Гравелит с галькой кремней и кварца, С <sub>1v</sub> , К-13-1	> 40	4,3	ССМ-7,7; хлорит- 1,25; ТИМ >4 (плагиоклаз и др.)	0,3	0,65	0,85	1,9	3,7
Аркозовый песчаник, С <sub>1v</sub> , К-13-2	~60	–	ТИМ (термически аморфный SiO <sub>2</sub> ) ~ 40	0,2	–	0,2	–	0,4
Кремнистый известняк, С <sub>1v</sub> , 4-К-13	~10	81,8	ТИМ <5; хлорит-3,9; родохрозит-0,8	0,3	0,60	0,3	36,3	7,5
Аркозовый песчаник, С <sub>1v</sub> , К-13-6,1	~80	–	амфибол-13,8; ТИМ >5; гипс 1,4; гидрослюда ~ 5	0,2	0,70	1,0	–	1,9
Окремненное дерево, С <sub>1v</sub> К-13-6,2	~98	–	–	0,5	H <sub>2</sub> O (атм*)- 0,4	0,2	–	1,1
Кремнистый известняк, С <sub>1v</sub> , 8-К-13	~10	82,5	ТИМ > 5	0,5	–	–	39,3	39,8
Известняк, С <sub>1v</sub> , К-13-10	<5	95,0	–	0,4	–	–	41,8	42,2
Кремнистый известняк, С <sub>1v</sub> , К-13-11	>5	93,0	–	0,4	–	–	40,8	41,2
Кремнистый известняк, С <sub>1v</sub> , К-13-13	>10	88,0	–	0,5	–	–	38,7	9,2
Кремнистый известняк, С <sub>1v</sub> , К-13-14	~40	58,0	родохрозит-0,8	0,8	H <sub>2</sub> O (атм*)- 0,5	–	25,5	26,8
Окремненный коралловый известняк, С <sub>1v</sub> , К-13-15	~30	66,8	родохрозит-1,3	0,3	–	–	29,9	30,2
Окремненный коралловый известняк, С <sub>1v</sub> , К-13-16	>15	81,6	–	0,3	H <sub>2</sub> O (атм*)- 0,4	–	35,9	6,6

Примечание: \*Вода, не входящая в кристаллическую структуру минералов  
 \*\*\*Потери при прокаливании (ППП)

При термическом разложении перечисленные минералы образуют четкую симметрию боковых линий ДТА- и DTG- пиков, что обычно связано с отсутствием в составах этих образований других генераций кальцитов или обусловлено высокой чистотой элементного наполнения  $\text{CaCO}_3$ . Исключением служат образцы К-13-4 и К-13-15, в которых кальцит ассоциируют с малым количеством (0,8 и 1,3% соответственно) родохрозита. Гипс обнаружен лишь в образце К-13-6,1. Присутствие его в пробе отметили все три кривые, отразившие своими искривлениями в пределах 80-280°C процессы удаления в атмосферу двух разно связанных форм  $\text{H}_2\text{O}$ . Первая фаза дегидратации этого сульфата протекает до образования полугидрата (150°C) с потерей веса в 0,2% [26, 59]. Второй этап обезвоживания снижает массу образца также на 0,2%, после которой кристаллическая решетка обезвоженного продукта перестраивается в решетку ангидрита. Таким образом, количество гипса в составе указанной пробы, согласно значениям выделенной воды при нагревании, составляет 1,4%.

Органическое вещество (ОВ), по данным ДТА-определений и по термогравиметрическим показаниям анализа, присутствует в малых количествах практически во всех образцах представленных пород. Как термически активное вещество, оно в пределах ~ 250-500°C всегда генерирует тепловую энергию, которая фиксируется на ДТА-кривой в виде двух ступенчатых изгибов экзотермической направленности [58, 59]. Это свойство рассматриваемого соединения является главным индикатором ОВ, позволившим проводить его диагностику. Термогравиметрические кривые образцов в пределах температуры деструкции ОВ указали на весьма незначительные изменения массы шихты (от 0,2 до 0,8%). В целом, эти значения одновременно определяют содержание  $S_{\text{орг}}$  в пробах. Малая концентрация данного соединения в образцах рассматриваемого разреза, также как и в случае изучения предшествующих площадей, сильно затрудняет определение типа ОВ. Из-за недостаточности массы сгораемого вещества, формирование и развитие морфологии экзотермического пика на ДТА-кривой не достигает такого уровня, при котором достоверно читалась бы история происхождения этого органического соединения [26, 59-63]. По характеру перехода  $\text{CO}_{\text{орг}}$  в  $\text{CO}_2$  в интервале 250-500°C, указанное вещество ориентировочно относится к субколлоидальному типу органики [59].

По второму разрезу изучение вещественного состава пород (образцы К-14-1 – К-14-44) сопоставлялись с описаниями термического поведения минеральных проб, изложенных в справочных источниках и накопленных в банке данных в лаборатории, проводившей эти исследования (таблица 2). Интерпретация дифференциальных термических и термогравиметрических кривых показал наличие в них кремнистых, полевошпатовых (альбит, ортоклаз и др.), глинистых (монтмориллонит, гидрослюда) и карбонатных (кальцит, реже доломит) минералов с примесями в некоторых образцах оксидов железа и гидратированных разностей других соединений. Среди названных образований в некоторых образцах обнаружен гипс, тремолит и стильпномелан.

Ниже приводится характеристика минералов, вмещающие породы

изучаемого разреза и физико-химическая интерпретация состояния структур наиболее типичных минеральных фаз. Кварц, наиболее часто встречаемый минерал. При нагревании он обнаруживается в области 500°C в процессе полиморфного перехода его структуры из  $\alpha$ -состояния в  $\beta$ -модификацию. При этом превращении система оставляет на ДТА-кривой неинтенсивный, но четко выраженный, пик эндотермической направленности [29, 59, 63]. При наличии тепловых помех обеспеченных термическим разложением слоистых силикатов в окрестностях температур преобразования  $\alpha$ -SiO<sub>2</sub>, диагностика кварца осуществлялась повторным обжигом образца или в режиме охлаждения системы в области 500°C. Гидрослюды, широко распространены в породах изучаемого разреза. Как производные слюд, они теснейшим образом ассоциируются между собой и практически всегда обнаруживаются совместно [26, 117]. Гидрослюды включают в себя обе формы гидратов – молекулярную воду (H<sub>2</sub>O) и конституционную – группа ОН. Первым характерным термическим признаком наличия в образце данного образования является формирование на термогравиметрической кривой ступени потери веса, вызванного выбросом в атмосферу молекулярной воды в низкотемпературной (60-200°C) стадии деструкции системы. Обезвоживание гидрослюды протекает в сопровождении эндотермического эффекта, который оставляет на ДТА-кривой пик в области 120°C [26, 59-63].

В таблице 4 обозначена, степень преобразованности гидрослюд, которая меняется по разрезу в пределах от 1,25% (К-14-25-а) до ~10% (К-14-1-а). Резкий перепад содержания гидрослюды в пробах (в пределах профиля) отмечен лишь на границе отбора двух образцов К-14-1-а и К-14-1-б. Здесь разница масс гидрослюды достигает 10%. Структура иллита по кристаллическому строению наиболее близка к монтмориллониту [26, 60]. Молекулярная вода, обнаруженная в составе глинистых минералов, представлена в двух качествах. Одна из них, характеризующаяся менее прочной связью с частицами глин, относится к сорбционному типу. Обычно она примыкает по поверхностям частиц, и удерживаются там силами несбалансированных электрических зарядов, образующихся преимущественно в местах оборванных связей. При нагревании системы до пределов 80-150°C, молекулы этой воды устремляются в атмосферу. Другая вода, локализуемая в более глубоких уровнях структурной конструкции иллита и монтмориллонита, относится к межслоевой воде. По функциональным качествам и устойчивости к разрывам связей внутри системы молекулы H<sub>2</sub>O подобной принадлежности покидают систему при более высоких температурах, 150-500°C.

Монтмориллонит в составе пород изучаемого разреза является не самым распространенным минералом. В своей структуре он содержит в себе две формы воды – молекулярную (H<sub>2</sub>O) и межслоевую (ОН), удаление которых при разложении структуры вызывают в разных интервалах температур неодинаковые, по мощностям, эндотермические эффекты. По этим термическим критериям и проводилась диагностика названного минерала, а по термогравиметрии его дегидратации и высокотемпературной диссоциации подсчитывалось количество данного образования [26, 59]. Если не принимать

во внимание образцы с гидрослюдистыми включениями, в составах которых могут оказаться в малых пределах и монтмориллонитовые разности иллита, то присутствие, собственно самого монтмориллонита в качестве отдельной минеральной фазы можно наблюдать в следующих породах: К-14-16 (9,1%), -17 (12,6%), -18 (7,4%), -21 (5%), -23 (15,0%), -25-а (8,75%), -25-б (12,8%), -27 (10,0%), -29-в (8,5%), -29-г (5,4%), -29-д (5,8%), -29-е (5,0%) [26, 59-61, 117]. В скобках заключены содержания указанного минерала, вычисленных по результатам термического обезвоживания системы и учета стехиометрических данных монтмориллонита, таблица 4. Процентный состав этого слоистого силиката несколько ниже того, что обнаруживает рентгеноструктурный анализ. Термогравиметрические показания термического анализа регистрируют наличие воды в изучаемых монтмориллонитах в тех объемах, которые соответствуют содержаниям этих минералов в выше указанных пробах [26, 63, 117]. Таким образом, расхождение в показаниях аналитических методах, прежде всего, обусловлено сильным обезвоживанием монтмориллонита, и возможно частичной деградацией его структуры.

Хлорит обнаружен в средне-верхнекарбонных и нижнепермских породах. Количество его в образцах варьирует от 0,75% (образцы К-14-21 и К-14-24) до 4,4% (К-14-14). В пределах  $\sim 800-850^{\circ}\text{C}$ , минерал дает слабую эндотермическую реакцию, обусловленную выносом из тальк-пирофилитового пакета структуры гидроксильной воды. В пределах  $500-600^{\circ}\text{C}$  происходит выброс в атмосферу гидроксильной группы, образующих в структуре хлорита бруситовый слой. По результатам сделанных анализов образцов, процесс первой ступени дегидратации хлорита сопровождается потерей части тепловой энергии системы, которая оставляет на ДТА-кривой заметно проявленный пик при  $530^{\circ}\text{C}$ . Интенсивность данного эндотермического процесса превосходит эффект тепловыделения, который связан с удалением гидроксильной группы из алюмосиликатных слоев системы [26, 59]. Такая кинетика обезвоживания характерна для клинохлора, одной из разновидностей хлорита, обедненного железистыми включениями.

ОВ при динамическом нагревании дает термохимические параметры, во многом отличающиеся от термических характеристик минералов, образующих вместе с ним единый комплекс  $\text{CO}_{\text{орг}}$ +неорганические соединения. Специфика термической деструкции органического оксида углерода заключается в непрерывности процесса окисления углерода, сколько бы долго она не длилась. Прерывание реакции взаимодействия органики с кислородом по времени или по температуре в период нагревания означает, что в испытываемой системе присутствуют несколько центров кислородно-акцепторных форм окисления. Для систем неорганического состава этапный характер разложения вполне приемлем. Так разрушение структуры многих минералов осуществляются еще при низких температурах, а завершаются при более высоких [26, 59]. Таким образом, свойство данного соединения реагировать на прирост температуры в окрестностях  $200^{\circ}\text{C}$  является важным диагностическим фактором при определении малых содержаний ОВ в пробах [60]. Эта особенность термического поведения органического вещества в среде атмосферного

кислорода позволила проконтролировать его содержание в испытываемых образцах даже в самых ничтожно малых долях – 0,1-0,2%.

На сводной таблице 3 минерального состава и содержания  $CO_{орг}$  исследуемого разреза, в колонке № 8 приведены данные концентрации ОВ по разрезу. Из таблицы видно, что в подавляющем большинстве образцов включают в себя органическое соединение. Термогравиметрические показания прибора зафиксировали вариацию этого вещества в пределах от 0,1% (К-14-8-в) до 1,6% (К-14-1-а). При сопоставлении указанных показателей с данными минерального содержания соответствующих проб (колонки 3-7) следует, что малое (0,1-0,2%) количество органического оксида углерода, трудно связать с составом искомого образца [26, 60, 61, 117]. Только начиная с величины 0,3% ( $CO_{орг}$ ) прослеживается некая зависимость концентрации ОВ с качеством минерального наполнения образца. Так, в первом приближении, наблюдается, что с привнесением в кремнисто-карбонатную породу минералов слоистых силикатов, увеличивается вероятность заселения там органического углерода и его содержание. Следует отметить, что в изучаемом разрезе в диапазоне ранний карбон – поздняя пермь, таблица 4, не содержат в себе органики, хотя вещественный состав некоторых из них соответствуют, для формирования акцепторных центров накопления ОВ [26, 59, 60]. Должное внимание, в отношении механизма связи ОВ с вмещающими минералами, заслуживают породы К-14-1-а, К-14-3, К-14-11, К-14-29-г, К-14-29-д, поскольку в этой группе образцов термогравиметрические измерения обнаружили заметное количество (0,5-1,6%)  $CO_{орг}$ . В конгломерате с кварц-карбонатной галькой (К-14-1-а), обнаружено наибольшее количество, органического вещества – 1,6%. По данным термического анализа (ТА) в состав породы входят кальцит – 73%, кварц ~15% и гидрослюда – 10,6% [26, 59]. В силу особенности термического поведения этих минералов, их термические эффекты на ДТА-кривой не перекрывают температурный интервал, где обычно разрушается оксид органического углерода. Такая расстановка термических реакций вдоль температурного диапазона, позволила наглядно проследить за ходом развития экзотермического превращения  $CO_{орг}$  в диоксид углерода. Отрезок дифференциальной кривой в промежутке 180-480°C, который свободный от термических проявлений указанных кальцита, кварца и гидрослюды, дает искривление характерных для деструкции органического вещества [26, 59, 61].

Все термохимические параметры и поведение при нагревании ОВ соответствуют классическим типам природного аналога [61]. Приведенные данные, касающиеся термической деструкции анализируемого продукта, указывают на наличие в составе изучаемого вещества компонентов ароматического свойства, которые могут быть приняты, как признаки принадлежности его к углеводородному типу ОВ. Образец К-14-29-д, в отношении концентрации в нем органического включения, отличается от выше приведенной группы углеродсодержащих образцов, наличием в его составе 0,85%  $CO_{орг}$  (таблица 3). Динамическое нагревание указанной пробы оставляет на ДТА-кривой в промежутке 330-520°C слабо выраженный экзотермический эффект, сопровождаемый окислением в системе органического углерода до

уровня  $\text{CO}_2$ . По мере превращения  $\text{CO}_{\text{орг}}$  в диоксид углерода испытываемый образец теряет вес до 0,85% начальной массы. Конфигурация экзотермического эффекта (одионочный пик) на кривой ДТА и значимая температура его проявления ( $380^\circ\text{C}$ ) указывает в пользу углистого источника органики [26, 59-63].

Термическое поведение образца К-14-3 в интервале  $190\text{-}420^\circ\text{C}$  несколько схоже с поведением пробы К-14-1-а. Об этом свидетельствуют наличие на ДТА-кривой искомого образца слабо развитые экзотермически направленные экстремумы, вершины которых обращены к температурам в  $310$  и  $400^\circ\text{C}$ . Это эффекты вызванные термическим превращением органического оксида углерода в диоксид ( $\text{CO}_2$ ). Малое количество ОВ в изучаемой пробе (5%) предопределило образование на ДТА-кривой только слабо развитых пиков, а на TG и DTG-линиях вызвало формирование лишь нивелированных проявлений [26, 59, 60, 61]. Минеральный состав рассматриваемого образца, в котором обнаружено 52,7% кальцита, 33,1% доломита, 3,1% гидрослюдь и ~10% кварца (таблица 4) вполне приемлем для формирования, развития и аккумуляции в такой среде органического вещества. Кремнистый известняк (образец К-14-11), при нагревании оставляет ДТА-кривой при  $310^\circ\text{C}$  весьма слабо обозначенное проявление экзотермической направленности. Этот эффект связан с окислением ОВ, поскольку по данным термического анализа и контрольным определениям рентгенодифрактометрического анализа, в исследуемой навеске не обнаружено каких-либо других веществ, которые могли бы в этих окрестностях температур повторить траекторию искомой ДТА-линии [26, 60]. Данное термическое проявление замаскировано широким фоном тепловыделения простирающегося вдоль температурного интервала от  $210$  до  $530^\circ\text{C}$ . Подобный режим теплообмена в системе обусловлен качеством распределения органического вещества в породе, а именно степенью их рассеянности. Углисто-карбонатный алевролит (К-14-29-г), согласно данным термического анализа весьма близок по составу образцу К-14-29-д, содержащего ОВ, таблица 3 [26, 60, 61].

В обоих случаях органическое включение ассоциируется с близкими наборами минералов и с одним и теми же разновидностями кварца, кальцита и доломита. Исключением служит лишь отсутствие в искомой породе гетита и наличием в ней до 1,3% гидрослюдь. Термическое окисление ОВ изучаемой пробы протекает также в одну стадию, а вершина его экзотермического эффекта совпадает с температурным максимумом органики ( $380^\circ\text{C}$ ) [26, 59, 60]. Термохимические параметры термического перехода  $\text{CO}_{\text{орг}}$  в диоксид углерода указывает на углистую принадлежность рассмотренного здесь ОВ.



Таблица 3 – Результаты термического анализа карбонатно-терригенных пород – карбона-перми юго-западной части Шу-Сарысуйской впадины по профилю 2 [59, 60]

Литология, возраст, № образца	Минеральный состав проб, %?					Соединения, вынесенные из минералов в процессе их нагревания, % масс				$\Sigma \Delta m_{1000^{\circ}\text{C}}, \%*$
	Кварц	Гидрослода	Кальцит	Доломит	Прочие минералы	CO <sub>орг</sub>	H <sub>2</sub> O	ОН	CO <sub>2</sub>	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Конгломерат с кварцевой и карбонатной галькой, C <sub>1v</sub> , К-14-1-а	~15	~10	73,4	–	–	1,6	1,0	0,7	32,3	35,6
Кремнистый известняк, C <sub>1v</sub> , К-14-1-б	>15	–	82,7	–	–	0,4	0,4	–	36,4	37,2
Кремнистый известняк, C <sub>1v</sub> , К-14-2	<10	3,8	87,3	–	–	0,4	0,6	–	38,4	39,4
Известняк кремнисто- доломитовый, C <sub>1v</sub> , К-14-3	~10	3,1	52,7	33,1	–	0,5	0,5	–	39,0	40,0
Известняк, C <sub>1v</sub> , К-14-4	>5	–	92,1	–	–	0,2	0,7	–	40,5	41,4
Кремнистый известняк, C <sub>1v</sub> , К-14-5	~10	–	89,1	–	–	0,3	0,5	–	39,2	40,0
Кремнистый известняк, C <sub>1v</sub> , К-14-6	>5	–	96,1	–	–	0,2	0,7	–	42,3	43,2
Известняк, C <sub>1v</sub> , К-14-7	~5	–	94,1	–	–	–	0,2	–	41,4	41,6
Кремнистый известняк, C <sub>1v</sub> , К-14-8-а	<15	–	85,7	–	–	0,3	0,4	–	37,7	38,4
Кремнистый известняк, C <sub>1v</sub> , К-14-8-б	<10	–	90,6	–	–	–	0,2	–	39,8	40,0
Известковистый песчаник, C <sub>1v</sub> , К-14-8-в	<40	2,5	53,0	–	ТИМ (альбит, ортоклаз) ~ 5	0,1	0,4	–	23,3	23,8
Известковистый песчаник, C <sub>1v</sub> , К-14-8-г	>45	5,9	41,4	–	ТИМ (альбит, ортоклаз) ~ 5	0,25	0,4	0,45	18,2	19,3
Известковистый песчаник, C <sub>1v</sub> , К-14-8-д	<40	3,8	21,8	20,1	ТИМ (альбит, ортоклаз) ~15	–	0,4	0,2	19,2	19,8
Известковистый песчаник, C <sub>1v</sub> , К-14-8-е	~40	4,4	43,8	5,1	ТИМ (альбит, ортоклаз) >5	0,2	0,5	0,2	21,7	22,6

Продолжение таблицы 3 [59, с.12]										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Коралловый известняк, C <sub>1v</sub> , К-14-8-ж	–	–	98,2	–	–	0,15	0,25	–	43,2	43,5
Алевролит доломитовый, C <sub>1s</sub> , К-14-9	~40	5,9	3,4	26,8	ТИМ (оксиды Fe и Ca) > 20	C+ C <sub>орг</sub> 1,7	0,9	0,2	14,3	17,1
Доломит известковисто-кремнистый, C <sub>1s</sub> , К-14-10	~20	–	9,3	64	ТИМ(альбит, ортоклаз) >5	0,4	0,5	–	34,6	35,5
Кремнистый известняк, C <sub>1s</sub> , К-14-11	<15	–	67,3	–	ТИМ(альбит, ортоклаз) <20	0,6	0,4	–	29,6	30,6
Песчаник, C <sub>2-3</sub> К-14-12	~50	–	9,4	–	клинохлор – 2,2, ТИМ (альбит, слюда, оксиды Fe) ~ 33	0,4	0,55	0,6	4,15	5,7
Конгломерат с кремнистой галькой, C <sub>2-3</sub> , К-14-13	~40	–	47,3	–	клинохлор – 2,5, ТИМ (слюда, оксиды Fe) <10	0,3	0,5	0,7	20,8	22,3
Конгломерат с кремнистой галькой, C <sub>2-3</sub> , К-14-14	~60	–	29,9	–	ТИМ (альбит, слюда, оксиды Fe) < 10, клинохлор – 4,4	0,3	0,5	1,2	10,5	12,5
Известковистый песчаник, C <sub>2-3</sub> , К-14-15	>40	–	29,3	–	Клинохлор – 1,6 ТИМ (альбит, слюда, оксиды Fe) < 30	0,25	0,5	0,45	12,9	14,1
Алевролит, C <sub>2-3</sub> К-14-16	~30	–	0,8	–	монтмориллонит (дегидратированный) – 9.1, ТИМ (альбит, слюда, оксид Fe) ~ 60	–	0,5	0,75	0,35	1,6
Алевролит, C <sub>2-3</sub> К-14-17	~40	–	3,2	–	монтмориллонит (дегидратированный)-12.6, клинохлор-4.0, ТИМ (альбит, слюда, оксид Fe) > 45	0,3	1,5	1,8	1,4	5,0
Песчаник с прослоями углистого материала, C <sub>2-3</sub> , К-14-18	~30	–	14,4	–	монтмориллонит 7.4, клинохлор-1.1, ТИМ (альбит, слюда, оксид Fe) > 45	0,25	0,65	0,95	6,35	8,2
Алевролит, C <sub>3</sub> , К-14-20	~30	4,7	–	–	ТИМ>50	0,3	0,7	1,75	–	2,75
Песчаник, P <sub>1</sub> , К-14-21	~30	1,3	14,5	–	клинохлор-0.75, Каолинит-8.0, монтмориллонит – 5, ТИМ (альбит, слюда, оксид Fe) ~ 40	0,2	0,5	0,4	6,4	7,5
Известняк, P <sub>1</sub> , К-14-22	–	–	70,0	–	ТИМ (альбит, слюда,) <30	0,2	–	0,2	30,8	31,2
Известняк, P <sub>1</sub> , К-14-23	–	3,1	58,9	–	монтмориллонит (дегидратированный)-15, клинохлор-1.8, ТИМ (альбит, слюда,) > 20	0,4	1,0	3,0	25,9	30,3
Песчаник, P <sub>1</sub> , К-14-24	~30	5,9	8,2	–	Тремолит – 8,0, клинохлор – 0,75, ТИМ (альбит, слюда,) > 45	0,35	0,75	0,9	3,6	5,6
Известковистый песчаник, P <sub>1</sub> , К-14-25-а	~20	1,25	32,6	–	Монтмориллонит – 8,75, клинохлор – 0,9, ТИМ (альбит, слюда, окислы Fe) > 30	0,25	0,85	1,35	14,3 5,0	16,8

Продолжение таблицы 3 [59, с.12]										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Песчаник, P <sub>1</sub> , К-14-25-б	~30	1,9	1,1	1,2	монтмориллонит (дегидратированный) – 12,8, клинохлор – 1,1, ТИМ (альбит, слюда, окислы Fe, деградированные слоистые силикаты) ~ 50	–	1,2	1,95	1,05	4,2
Известняк, P <sub>1</sub> , К-14-26	–	–	92,3	–	ТИМ(альбит) ~8	–	–	–	40,6	40,6
Кремнистый известняк, P <sub>1</sub> , К-14-27	>20	1,3	46,6	–	монтмориллонит – 10,0, клинохлор – 1,1, ТИМ (альбит, слюда, деградированные слоистые силикаты) < 20	–	0,4	2,3	20,5	23,2
Гипс с примесью песчаного материала, P <sub>2</sub> , К-14-28-б	<10	–	–	–	гипс – 69,6, хлорит – 0,4, ТИМ (альбит, окислы Si, Al, Fe) ~ 18	0,5	14,5 5	0,1	–	15,4 *
Песчаник, P <sub>2</sub> , К-14-28-в	~20	5,0	12,3	6,8	гипс – 8,9, каолинит – 2,3, клинохлор – 1,3, ТИМ (альбит, слюда, окислы Si, Al и Fe) ~ 43	–	2,45	0,9	8,65	12,0
Гипс с примесью песчаного материала, P <sub>2</sub> , К-14-28-г	~20	–	3,4	–	гипс – 43,1, ТИМ (альбит ~15, окислы Al, Si ~ 18)	0,2	9,0	–	1,5	12,0 *
Песчаник, P <sub>2</sub> , К-14-28-д	~40	1,3	10,5	–	гипс – 6,2, каолинит – 2,3, клинохлор – 1,3, ТИМ (альбит ~25, окислы Al, Si, Ca ~13)	0,2	1,3	0,9	4,6	7,0
Известковистый песчаник, P <sub>2</sub> , К-14-28-е	~70	–	29,3	–	H <sub>2</sub> O (свободная) – 0,7	0,25	0,75	–	12,9	13,9
Туфопесчаник, P <sub>2</sub> , К-14-29 -б	<40	8,1	6,3	0,8	Каолинит – 1,9, ТИМ: альбит ~25, слюда >5, окислы (Si, Ca и Mg) ~ 12	0,4	1,1	0,7	3,0	5,2
Угристо- карбонатный алевролит, P <sub>2</sub> , К-14-29-в	1~1 0	55,0	339,8	7,5	Монтмориллонит – 8,5 хлорит – 1,7, ТИМ – альбит – 10, слюда + тремолит + окислы (Si, Ca, Mg) ~ 17	0,45	1,35	1,8	21,1	24,7
Угристо- карбонатный алевролит, P <sub>2</sub> , К-14-29 -г	<10	3,8	45,7	10,9	монтмориллонит – 5,4, клинохлор – 1,5, стильпномилан – 1,5, гетит – 1,3, ТИМ – слюда, окислы (Fe, Si, Ca, Mg) ~ 20	0,5	1,6	1,1	25,3	28,5
Угристо- карбонатный алевролит, P <sub>2</sub> , К-14-29 -д	<10	7,5	53,6	8,4	монтмориллонит – 5,8, гетит – 1,3, ТИМ (альбит – 5, окислы (Si, Ca, Mg) – 7	0,85	2,1	0,95	27,6	31,5
Песчаник, P <sub>2</sub> К-14-29- е	~10	3,1	4,9	–	монтмориллонит – 5,0, гетит – 0,8, ТИМ (альбит – 40, окислы (Si, Fe, Ca) ~ 36	0,3	0,8	0,9	2,15	4,15

Примечание: \*Потери при прокаливании (ППП)

Таким образом, глинистые минералы в составах изученных пород представлены монтмориллонитами, хлоритами, каолинитами, слюдами и их гидратированными разностями (таблица 3) [59, с.12]. Концентрация их в образцах невысокая. Более значимые содержания (5-15%) дает

монтмориллонит. В большинстве проб гидрослюда составляет не более 5%. Исключением является образец К-14-1-а, в котором содержится до 10% гидрослюда. Содержание каолинита в исследуемых формированиях, по данным термического анализа, не превышает 2,3% [59, с.13].

Следует отметить, что контрольные рентгенометрические определения состава пород, отметили более высокие концентрации в них каолинита, чем это наблюдалось по данным термического анализа. Подобный разброс количественного содержания одного и того же минерала по результатам двух методически независимых анализов, связан не столько методикой измерения, а скорее фактором частичного обезвоживания структуры указанного объекта. Каолиниты, имеют неупорядоченное кристаллическое строение [59]. В связи с этим, реальное содержание указанного минерала в пробах соответствует промежуточным значениям, которые регистрируют термоаналитические и рентгенодифрактометрические измерения, т.е. количество каолинита в изучаемых системах несколько выше данных, полученных термическим анализом.

Рентгеноструктурный анализ на полуколичественной основе выполнены на автоматизированном дифрактометре ДРОН-2, на котором определялись количественные соотношения различных минеральных кристаллических фаз.

Отмечены характерные дифракционные рефлексы, позволяющие провести идентификацию присутствующих фаз. В основании каменноугольного разреза (образцы К-14-1 – 4) переслаивающиеся карбонатные песчаники и известняки, в составе которых преобладают кальцит, кварц, иногда доломит, слюда и полевые шпаты. В остальной части (С<sub>1</sub>с) разреза (К-14-5 – 11) сложенного известняками (К-14-5 – 8) содержание кальцита достигает 96 %, а кварца – 48 %. Известковистые песчаники (К-14-9, и -10) содержат примеси плагиоклаза и ортоклаза. Состав песчаников в интервале образца К-14-11 – 14 изменяется незначительно. Основными компонентами являются кальцит, кварц, иногда доломит и ортоклаз.

Таблица 4 – Результаты рентгеноструктурного анализа пород юго-западной части Шу-Сарысуйской впадины по профилю 2 [58-61]

Литология, возраст, № образца	кварц	слюда	кальцит	доломит	ППШ	КПШ	гематит	каолинит	хлорит	сметит	Примесь
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Конгломерат, С <sub>1</sub> v, К-14-1-а	27,0	2,6	70,4	–	–	–	–	–	–	–	–
Известковистый песчаник, С <sub>1</sub> v, К-14-1-б	21,3	–	78,7	–	–	–	–	–	–	–	–
Известковистый песчаник, С <sub>1</sub> v, К-14-2	10,8	2,7	86,5	–	–	–	–	–	–	–	–
Известняк, С <sub>1</sub> v, К-14-3	7,0	2,7	55,2	35,1	–	–	–	–	–	–	–
Известняк, С <sub>1</sub> v, К-14-4	9,1	–	88,3	–	2,6	–	–	–	–	–	–

Продолжение таблицы 4											
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Известняк, С <sub>1v</sub> , К-14-5	48,1	–	51,9	–	–	–	–	–	–	–	–
Известняк, С <sub>1v</sub> , К-14-6	4,2	–	95,8	–	–	–	–	–	–	–	–
Известняк, С <sub>1v</sub> , К-14-7	3,5	–	96,5	–	–	–	–	–	–	–	–
Известняк, С <sub>1v</sub> , К-14-8-а	14,7	–	78,2	2,4	1,8	2,9	–	–	–	–	–
Известковистый песчаник, С <sub>1v</sub> , К-14-8-б	10,9	–	86,4	–	1,3	1,5	–	–	–	–	–
Песчаник, С <sub>1v</sub> , К-14-8-в	45,5	2,9	40,4	2,9	0,9	5,4	2,0	–	–	–	–
Песчаник, С <sub>1v</sub> , К-14-8-г	46,2	3,8	32,6	7,1	1,6	6,8	1,9	–	–	–	–
Песчаник, С <sub>1v</sub> , К-14-8-д	42,9	2,5	23,8	20,7	1,3	7,3	1,5	–	–	–	–
Песчаник, С <sub>1v</sub> , К-14-8-е	37,5	3,2	43,7	5,5	2,8	5,4	1,9	–	–	–	–
Органогенный известняк, С <sub>1v</sub> , К-14-8-ж	4,0	–	96,0	–	–	–	–	–	–	–	–
Алевролит, С <sub>1s</sub> , К-14-9	37,7	4,3	3,3	45,4	–	–	2,7	6,6	–	–	–
Песчаник, С <sub>1s</sub> , К-14-10	19,0	–	4,4	71,7	1,7	3,2	–	–	–	–	–
Алевролит, С <sub>1s</sub> , К-14-11	12,1	–	75,0	–	12,8	–	–	–	–	–	–
Песчаник, С <sub>2,3</sub> , К-14-12	57,8	2,7	10,2	–	24,4	–	1,6	3,3	–	–	–
Конгломерат, С <sub>2,3</sub> , К-14-13	37,7	3,2	46,2	–	8,0	–	2,2	2,7	–	–	–
Конгломерат, С <sub>2,3</sub> , К-14-14	61,6	3,0	23,4	–	7,4	–	2,1	2,5	–	–	21
Песчаник, С <sub>2,3</sub> , К-14-15	40,3	3,4	37,2	–	16,9	–	2,3	–	–	–	22
Алевролит, С <sub>2,3</sub> , К-14-16	24,2	2,6	3,1	–	25,6	–	–	4,4	40,1	–	23
Алевролит, С <sub>2,3</sub> , К-14-17	34,1	5,0	3,3	–	7,8	–	4,4	3,6	41,8	–	24
Песчаник с прослоями углистого материала, С <sub>2,3</sub> , К-14-18	24,6	1,5	17,9	–	37,0	–	1,4	2,6	15,1	–	25
Песчаник, С <sub>3</sub> , К-14-19	26,6	5,3	–	5,9	12,3	5,2	4,2	6,5	33,9	–	26
Алевролит, С <sub>3</sub> , К-14-20	27,8	4,8	–	–	14,8	6,2	5,1	7,8	33,6	–	27
Песчаник, Р <sub>1</sub> , К-14-21	29,6	4,4	15,6	–	35,9	5,7	3,8	5,0	–	–	28
Песчаник, Р <sub>1</sub> , К-14-22	3,7	–	68,7	–	18,4	–	–	–	–	9,1	29
Углистый алевролит, Р <sub>1</sub> , К-14-23	9,7	3,8	44,8	–	9,0	–	4,1	–	28,6	–	30
Песчаник, Р <sub>1</sub> , К-14-24	24,4	5,6	13,9	–	21,3	7,1	8,0	–	–	14,6	5,0
Песчаник, Р <sub>1</sub> , К-14-25-а	14,5	3,1	20,6	–	9,0	–	4,6	–	–	–	2,4
Песчаник, Р <sub>1</sub> , К-14-25-б	23,5	3,3	2,1	4,1	11,6	2,6	3,6	–	–	–	2,1
Известняк, Р <sub>1</sub> , К-14-26	2,6	–	89,7	–	5,2	2,4	–	–	–	–	–
Известняк, Р <sub>1</sub> , К-14-27	24,1	1,8	38,5	–	18,4	1,6	–	–	–	–	2,0
Гипсит, с примесью песчаного материала, Р <sub>2</sub> , К-14-28-б	1,8	–	–	–	8,1	–	–	89,7	0,5	–	–
Песчаник, Р <sub>2</sub> , К-14-28-в	17,0	2,2	15,8	9,0	25,9	–	3,0	24,5	–	–	2,6
Гипсит, с примесью песчаного материала Р <sub>2</sub> , К-14-28-г	5,1	–	2,4	–	15,5	–	–	77,0	–	–	–
Песчаник, Р <sub>2</sub> , К-14-28-д	43,0	4,9	10,8	–	25,2	–	–	11,3	–	–	4,8
Песчаник, Р <sub>2</sub> , К-14-28-е	70,5	–	28,7	–	–	0,7	–	–	–	–	–
Углистый алевролит, Р <sub>2</sub> , К-14-29-в	7,2	2,0	23,6	2,0	7,4	1,0	–	–	–	3,7	1,1
Углистый алевролит, Р <sub>2</sub> , К-14-29-г	7,0	2,7	37,8	–	7,2	–	–	–	–	–	1,4
Алевролит, Р <sub>2</sub> , К-14-29-д	9,8	–	68,7	–	5,0	–	–	–	–	–	2,4
Песчаник, Р <sub>2</sub> , К-14-29-е	10,3	1,8	3,9	–	35,1	4,7	3,2	–	–	11,0	1,0

Содержание глинистых минералов (слюда и хлорит) не более 2-3 %. В органогенном известняке (К-14-8-ж) содержание кальцита достигает 96 %, примесь – кварц. Состав красноцветных и серых алевролитов (образец К-14-16 – 18) отличается резкими колебаниями состава и содержания компонентов: кальцита от 3 до 75 %, кварца от 12 до 37 %, доломита до 72 %. Красноцветные песчаники (возраст  $C_3$ ) содержат примесь гематита. В отдельных образцах обнаружены примеси слюды, хлорита [26, 59].

В верхней части разреза залегает терригенная толща верхней перми, сложенная переслаивающимися алевролитами и песчаниками, которые имеют полиминеральный состав (К-14-29-в – 29-е), с преобладанием обломков альбита, кальцита и монтмориллонита.

Таким образом [26, 59-63]:

1. Способ локализации РОВ в составе кварц-полевошпатовых образований основан на законах физической и ионной сорбции. В связи с этим соединение с поверхностью кристалла  $SiO_2$  осуществляется главным образом посредством подстилающихся пленок, выполненных из минералов слоистых силикатов.

2. Упаковка ОВ в глинистых минералах происходит в межсеточных пространствах их слоистых структур или по оборванным связям плоскостей кремнекислородного каркаса монтмориллонитов и членов этого ряда минералов [26, 59, 62, 114].

3. Накопление  $C_{орг}$  в известняках происходит в микропорах, а также в трещинах и сколах мономинеральных форм  $CaCO_3$  [26, 59, 62, 114].

4. Фоновое содержание рассеянного органического вещества (РОВ) в каменноугольно-пермском разрезе плавно меняется в пределах 0,1-0,5% [26, 59, 62, 114].

5. В терригенных породах, в составе которых преобладают полевые шпаты и глинистые минералы, содержание РОВ достигает 2% [26, 59, 62, 114].

6. Полученные данные будут использованы при коррекции прогнозных ресурсов юго-западной части Шу-Сарысуйского бассейна [26, 50, 59, 62, 111, 114].

### 3.2 Прибалхашско-Илийский бассейны

На территории Южного Казахстана находится ряд мелких осадочных бассейнов с неясными перспективами на возможность обнаружения в них промышленных скоплений углеводородов. Для определения минерального состава и органического углерода были отобраны образцы проб в районе Чарынского каньона, гор Актау, урочища Коктал, Капчагайского водохранилища и железнодорожной станции Сарыюзек – всего было отобрано порядка нескольких десятков (более 50) проб горных пород [63]. Из них были выбраны типовые представительные типы пород. В дальнейшем были выполнены термический и рентгенодифрактометрический анализы этих образцов и получены данные вещественного состава стратиграфического разреза мезозой кайнозойского разреза Илийской впадины, пример проведения термических анализов образцов представлен на рисунках 23-24. Термический и

рентгенодифрактометрический анализы показали наличие в образцах кремнистых образований – преимущественно кварца (10-60%) и присутствие в некоторых породах, редко встречаемые в подобных ассоциациях формирования, типа ломонтита  $\text{CaNa}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$  из группы цеолитов и тремолита  $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$  из амфиболов [26, 59, 117]. Состав образцов определялся путем дифференцирования его термохимических показаний по принадлежностям их к каким-либо минеральным образованиям. Глинистые минералы диагностировались по сериям эндотермических реакций, связанных с дегидратацией (50-250°C) и с дегидроксилизацией (300-700°C) их кристаллических структур, а количественный состав этих минералов рассчитывался по термогравиметрии обезвоживания образцов в названных пределах температур [26, 59, 63].

Ряд образцов из рассматриваемых площадей отличаются сложностью термического поведения, что обусловлено неоднородностью минерального состава пород и неравномерностью распределения в них минералов. Была выявлена группа таких минералов, как монтмориллонит, мусковит, ассоциация смешанослойных минералов (ССМ), гидрослюд, хлорит. Сведения по вещественному составу, полученные путем обработки данных термического и рентгендифрактометрического изучения образцов, приведены в таблице 5.

Кварц по степени распространенности и по содержанию его в породах изучаемых площадей является главным минералом. Количество его дисперсной части, представленной в зернах колеблется в пределах 10-60%. С понижением карбонатной составляющей пробы содержание кварца растет, наличие его в пробах особенно заметно в образцах SK-10 – 50%, SK-12 – 50% и SK-25 – 60%. Как силикат, близкий по свойствам к термически инертным системам, он при нагревании дает в области 500°C весьма слабый эндотермический эффект, связанный с полиморфным переходом его структуры из  $\alpha$  состояния в  $\beta$ -модификацию [26, 117]. Незначительность пика на ДТА-кривой в условиях больших термических помех, связанных с разложением слоистых силикатов в пределах указанной температуры, затрудняет проводить, как диагностику кристаллического  $\text{SiO}_2$ , так и определять содержания его в породах. Для устранения этих трудностей поиск кварца осуществлялся после повторного прокаливания образца или при съемках продукта первичного обжига исходной пробы – в режиме убывания температуры [26, 59]. В этом случае использовался эффект обратного перехода кварца из  $\beta$  состояния в  $\alpha$ , который сопровождается выбросом из системы тепловой энергии. Полученное экзотермическое проявление, как правило, свободно от термических помех сопутствующих веществ, поскольку последние в процессе проведения анализа претерпели разложение. Монтмориллонит в представленных образцах обнаруживался по реакциям выхода в атмосферу двух форм воды – молекулярной ( $\text{H}_2\text{O}$ ) и межслоевой (ОН), удаление которых при термической деструкции вызывают в разных интервалах температур неодинаковые, по интенсивности, эндотермические эффекты [26, 59, 63]. По этим термическим критериям проводилась диагностика рассматриваемого глинистого минерала, а по термогравиметрии его дегидратации и высокотемпературной диссоциации

подсчитывалось количество данного образования в составе образца, таблица 5. Согласно результатам термического обезвоживания системы и учета стехиометрических данных монтмориллонита, содержание его в породах колеблется в пределах 0-18,9%. В образцах с Шарынского каньона (SK-06-08, 10, 12) наблюдается тенденция понижения количества этого минерала от 18,9 до 8,3%, а в оставшейся части пород указанное включение обнаружено лишь в образцах SK-18 – 10% и SK-25 – 7,5%. Особенность кинетики низкотемпературного обезвоживания, обнаруженных монтмориллонитов (двух этапная дегидратация), свидетельствует о наличии в межсеточном пространстве его структуры двухслойного заполнения молекулами  $H_2O$ , означающей присутствие в нем, в качестве обменного катиона, элемента кальция [26, 63]. Это особенно заметно на дифференциальных термогравиметрических кривых, которые своими пиками в областях  $\sim 90$  и  $\sim 150^\circ C$  весьма чутко отслеживают двух стадийный характер выхода в атмосферу межслоевой воды. ССМ в породах обнаружены лишь в образцах SK-12 и SK-25. Кристаллическая решетка данного образования обычно включает в себя фрагменты структур монтмориллонита и иллита, и при нагревании ведет себя, как механическая смесь из соответствующих минералов [26, 59-63].

Отсюда, отработана методика, позволившая выявить содержание смешеннослойных минералов из весовых значений, полученных путем дегидратации ( $50-300^\circ C$ ) монтмориллонитовых и иллитовых слоев структуры и обезвоживания ( $300-600^\circ C$ ) кремнекислородного каркаса только монтмориллонитового слоя. Результаты, выполненных термогравиметрических измерений проб и расчеты, сделанные с учетом количества гидратов в структуре эталонного ССМ, выявили концентрацию этого формирования в изучаемых породах – 6,6% в образце SK-12 и 37,7% в образце SK-13 [26, 59-61].

Мусковит и хлорит, выявленные в образцах SK-25, SK-29 и SK-30, содержит в своей структуре около 8,5% воды, которая в условиях непрерывно возрастающей температуры (от 100 до  $1000^\circ C$ ) удаляется в основном плавно. Только в некоторых пределах температур выход гидроксидов из системы может носить ступенчатый характер. Такой интервал приходится на промежуток  $450-550^\circ C$ . В пределах этих температур в указанных пробах (в порядке роста нумерации) были выявлены следующие потери веса 0,2; 0,6 и 0,5%, означающих присутствие в них соответственно 2,4; 7,1 и 5,9% мусковита [26, 59].

Гидрослюды, как обобщенное название группы, близких по строению минералов, всегда сопутствует глинам в особенности образованиям из монтмориллонитового ряда. Однако в явном виде среди минералов группы слоистых силикатов она встречена в качестве примеси лишь в образце SK-08. Термоаналитическая диагностика данного образования осуществлялась по эндотермическим эффектам ( $50-300^\circ C$ ), которые обусловлены выходом из структуры воды, молекулярной формы связи [26, 59, 61]. Количество гидрослюды в пробе составило лишь 2,8%.

Хлорит в составах пород обнаружен во второй группе образцов. Как представитель класса слоистых силикатов, он содержит в своей структуре



конституционную воду, которая в условиях динамического нагревания (500-750°C) покидает систему, образуя в ней недостаток тепловой энергии, отразившаяся на ДТА-кривой в качестве эндотермического пика. В пределах этих температур образцов SK-24 ÷ SK-30 снижают свой вес на 0,4; 0,3; 0,4 и 0,4% [26, 117]. Такие потери массы при нагревании соответствуют 3,3; 2,5; 3,3 и 3,3% содержанию хлорита в пробах. Каолинит в качестве примеси в составе породы обнаружен лишь в образце SK-10. Этот водный силикат, диагностировался по эндотермической реакции, вызванным выходом из структуры при 400-620°C конституционной воды. Количество этой воды для чистого каолинита, согласно его стехиометрии, составляет 26,36% от удельной массы этого вещества [26, 59, 61]. Данное число, совместно с термогравиметрическим показанием обезвоживания образца [0,45% (ОН)], в пересчете на количество каолинита в породе дает значение 1,7%. [26, с. 23]

Гётит в качестве примеси встречен в образце SK-25 (1,6%), а как самостоятельная компонента пробы с заметным значением массы (3,7 и 5,8%), обнаружен в пробах SK-10 и SK-24. Как гидрат закиси железа, этот минерал диагностировался по эндотермической реакции, которая в процессе нагревания системы в пределах 220-320°C обеспечивает обезвоживание структуры FeO·ОН [26, с.28]. В данных образцах железистый минерал сконцентрирован в тонкодисперсной части образования. Обычно указанное соединение тесно ассоциируется с глинистыми минералами (в данном случае с монтмориллонитом и хлоритом), образуя при этом охристую массу. Кальцит в представленных породах, как и кварц, является наиболее распространенным минералом. Содержание его в пробах, по данным термогравиметрии, варьирует в пределах 14,1-66,5% и только в образцах SK-24 и SK-25 его количество опущено до 0,5 и 0% соответственно [26, 117]. Данный карбонат кальция диагностировался по эндотермическому эффекту, фиксируемый ДТА-кривой в интервале ~ 600-700°C. Природа данного проявления обусловлена диссоциацией системы и выносом в атмосферу CO<sub>2</sub>. При этом в указанном промежутке температур деструкция CaCO<sub>3</sub> оставляет на термогравиметрической линии, сопряженную с ДТА-пиком, ступень потери веса, которая для чистого кальцита составляет 44% ее массы [26, 117].

Исходя из этой величины, было определено количественное содержание данного минерала в пробе. Содержание указанного карбоната кальция не сильно варьирует от смены места изъятия пород. Количество в пробах в большинстве случаев колеблется в пределах 20-30%. Наряду с диагностикой кальцита и определения его количества были выявлены некоторые особенности его поведения в процессе термической деструкции [26, 60, 61]. В образце SK-07 и SK-08 главному процессу диссоциации CaCO<sub>3</sub> предшествовало развитие менее интенсивной реакции разложения. Особенно это заметно на примере выхода в атмосферу диоксида углерода в обр. SK-8, дифференциальная термогравиметрическая кривая которого, наряду с основным пиком при 780° С, дает в области 640° С еще одно углубление. Указанный пик по температуре сопряжен с TG-кривой, которая отражает конкретное значение количества выброшенной из системы CO<sub>2</sub> [26, 60,117].

Такая кинетика распада кальцита характерна для деструкции двух форм  $\text{CaCO}_3$  (двух генерациях кальцита). В связи с недостаточностью количества проведенных анализов и сильного разброса места изъятия пород не удалось установить истинной закономерности распределения указанного кальцита (по представленным площадям) и четко определить зависимость содержания их от минерального состава отложений. Доломит в изучаемых породах явно не проявляет своих термохимических признаков при нагревании, однако присутствие его ощущается при расчетах содержания кальцита в пробе SK-30, которая при нагревании оставляет на DTG-кривой помимо кальцитового пика ( $780^\circ\text{C}$ ), связанного с диссоциацией  $\text{CaCO}_3$  еще одно углубление ( $630^\circ\text{C}$ ), обусловленного разложением  $\text{MgCO}_3$  – магниевой составляющей доломита [26, 60, 61].

Согласно потере веса при этих реакциях, количество кристаллического образования  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  в пробе составляет 13,8%. Органическое вещество обнаружено в шести из одиннадцати представленных пород. Термическим анализом это включение диагностируется по характерному для органики признаку – интенсивному окислению CO до уровня  $\text{CO}_2$  и выносу летучего продукта сгорания в атмосферу. Формирование  $\text{CO}_2$  и выброс его из системы должен вызвать формирование мощного потока тепла, который в виде серий экзотермических проявлений, легко фиксируется ДТА-кривой [26, 59-63].

В нашем случае образцы регистрируют на своих кривых только два слабо выраженные термические эффекта, связанные с выгоранием, в пробах весьма малого количества (0,3-0,5%) органического включения ( $\text{C}_{\text{орг}}$ ). Наряду с диагностическими возможностями термического анализа, данный метод указал на существование слабых различий в кинетике термической деструкции органического вещества (ОВ), что связано не только с вариациями количества его в породах, но и с наличием в них не одинаковых типов углеродистых соединений [26, 59, 60].

Однако, из-за малого количества  $\text{C}_{\text{орг}}$  в породах, разграничения их по генетическим принадлежностям свелось к определению лишь одного типа – субколлоидального (из четырех известных групп ОВ). Подобный вид рассеянного ОВ, по данным этих исследователей тяготеет к образованию жидких УВ. Присутствие ОВ в изученных породах напрямую связано с наличием в них глинистых и карбонатных минералов. Здесь, частицы  $\text{CO}_{\text{орг}}$  упакованы в микропорах карбонатно-глинистого комплекса, часть, из которой включена в межслоевое пространство структуры глинистых минералов [26,117].

Подобная форма локализации органического углерода в ядрах изучаемых площадей единственная, в связи с этим одним из важных критериев нахождения в них ОВ служит минеральный состав пород, а именно присутствие в них карбонатно-глинистых и кремниевых образований. Подобные формирования, в благоприятных геохимических обстановках обычно служат акцепторами ОВ. При отсутствии глин, в отложениях, отсутствуют межслоевые пространства, создаваемые их структурами [26, 60-63]. Это приводит к упразднению главного способа аккумуляции микронепти и тогда

накопление этого продукта осуществимо лишь по поровым пространствам, образуемым карбонатами кальция и магния. Пример проведения термических анализов образцов представлен на рисунках 27-28.

Таблица 5 – Содержание  $CO_{орг}$  и минеральный состав пород по результатам термического рентгендифрактометрического анализа Приалхшско- Илийского бассейнов [63, с. 11]]

Место отбора и номер пробы	Возраст (индекс)	Литология	$CO_{орг}$ и минеральный состав проб, % масс,									Соединения, вынесенные из минералов в процессе их нагревания, % масс			ППП, 1000° С, %
			$CO_{орг}$	Кварц	Монтмориллонит	Мусковит	Хлорит	Кальцит	ТИМ	Прочие минералы	$H_2O$	ОН	$CO_2$		
Вблизи мостар. Чарын	SK-06	$N_{1-2}$	песчаник	следы	~10	18,9	–	-	66,5	5	–	2,2	2,3	29,3	33,8
	SK-07	$N_{1-2}$	осадочная брекчия	0,5	~30	14,6	–	–	28,2	~25	–	1,5	2,0	12,4	16,4
	SK-08	$N_2$	песчаник	–	<10	14,7	–	–	65,3	>10	гидрослюда-2,8	2,8	1,35	28,75	32,9
	SK-10	$C_2$	известняк	0,4	~50	9,8	–	–	23,2	~20	каолинит-1,7; гётит-3,7	1,65	1,85	10,2	14,1
Каньон р. Чарын	SK-12	$N_2$	песчаник	0,3	50	8,3	–	–	20,1	<25	ССМ-6,6	1,95	1,2	8,85	12,3
Горы Актау, южная Жонгария	SK-13	$N_1$	песчаник	0,4	~40	–	–	–	14,1	<10	ССМ-37,7	2,9	3,8	6,2	13,3
Вблизи лога Коктал	SK-18	$P_g$	туфопесчаник	следы	~25	10,0	–	–	33,6	~30	–	1,3	1,1	14,8	17,2
Вблизи ж/д ст. Сарыозек	SK-24	$P_1$	песчаник	–	~30	–	–	3,3	0,5	~25	лаумантит-19,3; тремолит-14,3; гетит -5,8	1,1	3,3	0,2	4,6
Вблизи ж/д ст. Жоломан	SK-25	$K$	песчаник	–	~60	7,5	2,4	2,5	-	~30	гетит-1,6	1,0	1,6	–	2,6
Северо-восточный берег водохранилища Капчагай	SK-29	$K$	песчаник	0,3	~25	–	7,1	3,3	27,3	~10	тремолит-14,3; гидрослюда-12.5	1,4	2,5	12,0	16,2
	SK-30	$K$	песчаник	0,4	~25	–	5,9	3,3	28,9	>10	доломит-13,8; тремолит-9,5	0,3	1,0	19,3	21,0

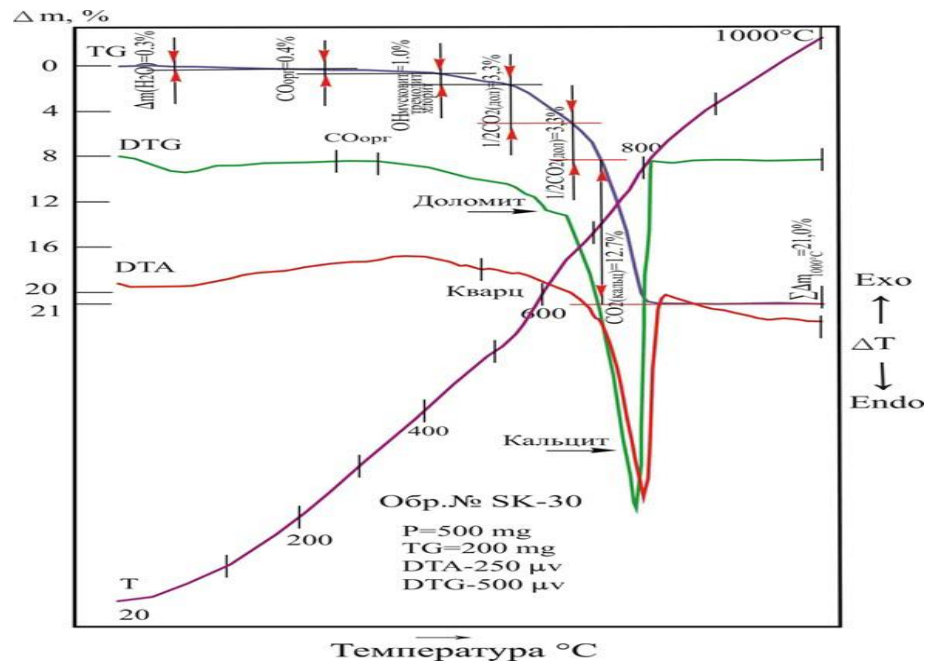


Рисунок 27 – Пример проведения термического анализа – дериватограмма а обр. № SK-30. Состав:  $CO_{орг}$  – 0.4%; кальцит – 28.9%; кварц ~ 25%; доломит – 13.8%; тремолит – 9.5%; мусковит – 5.9%; хлорит – 3.3%; ТИМ > 10% [65, с. 26]

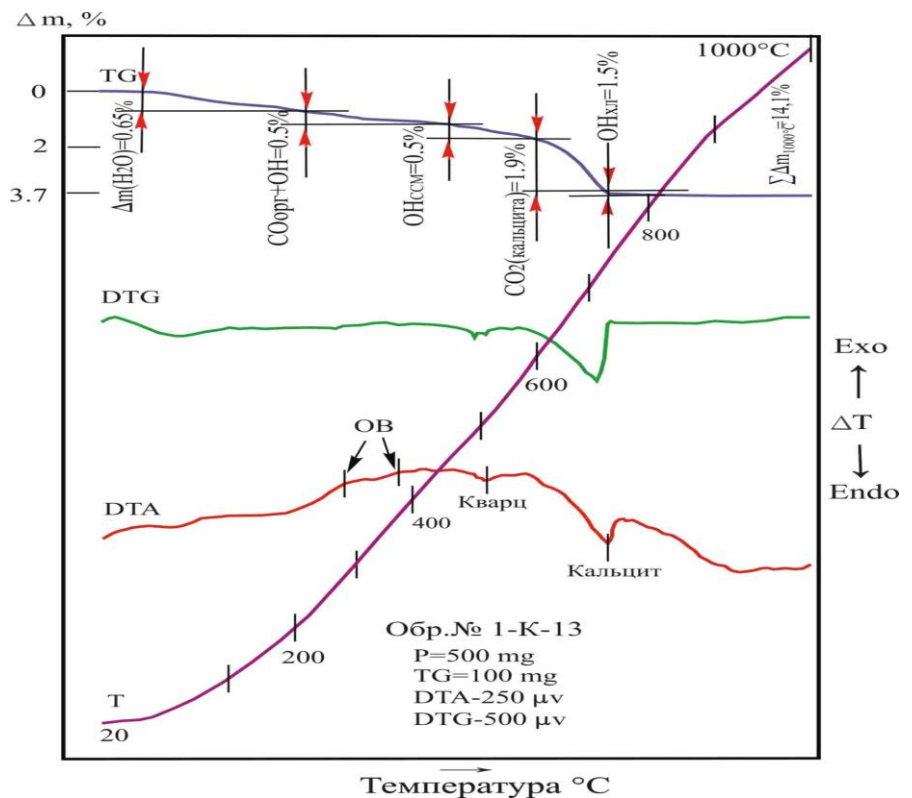


Рисунок 28 – Пример проведения термического анализа дериватограмма образца № 1-K-13. Состав:  $CO_{орг}$  – 0.3%; кварц > 40; кальцит – 4.3%; ССМ – 7%; хлорит – 1.25%; ТИМ (плагиоклаз и др.) > 4%

#### **4 ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ПОРОД И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ОСНОВАНИИ ТРЕКОВОГО И РАДИОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ**

Трековое датирование (fission-track dating) представляет собой метод определения времени остывания минералов, основанный на подсчете плотности и длины треков осколков, спонтанного деления ядер урана ( $^{238}\text{U}$ ), накапливающихся в природных минералах в ходе их геологической эволюции. Трековый возраст отражает время остывания минерала ниже температуры закрытия трековой системы. В этом смысле, трековые возрасты соответствуют времени формирования быстро остывших магматических пород (возраста охлаждения при внедрениях или извержениях) или отражают время остывания пород при подъеме с глубинных уровней, т. е. возраст эксгумации. Чаще всего трековым методом изучаются апатиты и цирконы, но кроме них, возможно изучение сфена, слюд и вулканического стекла, которые обычно содержат уран в достаточном количестве для отложений мезозоя и кайнозоя [64, 65]. Сущность метода трекового анализа состоит в отжиге образцов, который представляет собой градиентный процесс. Температурный интервал, в котором происходит отжиг треков, называют зоной частичного отжига. В наиболее общем виде зона частичного отжига для апатита определяется как  $60\text{-}110^\circ\text{C}$  ( $\pm 10^\circ\text{C}$ ) [68], для циркона  $240^\circ\pm 50^\circ\text{C}$  [69] или  $194^\circ\pm 18^\circ$  [70]. Эффективная температура закрытия циркона оценена как  $215^\circ\text{-}240^\circ\text{C}$  [71]. Термальная устойчивость треков для разных минералов различна. Уменьшение термальной стабильности треков происходит в следующем порядке: сфен – циркон – апатит. В процессе отжига уменьшается не только плотность треков, но и уменьшается их длина. Изучение длин треков в апатите очень важно для правильной интерпретации данных.

Сравнительный анализ треков апатита и циркона применяется для количественной оценки термальной истории осадочного бассейна, степени зрелости органических веществ при прогнозе нефтегазоносности и поисках нефти и газа. Трековый анализ, в отличие от других методов (например, анализ отражающей способности витринита), дает возможность проследить изменение палеотемператур во времени. Главным достижением трекового анализа последних лет явилось открытие и широкое применение данных о длине треков деления урана в апатите, что позволило перейти на качественно новый уровень интерпретаций трековых данных. Детальная разработка концепции зоны частичного отжига треков, позволила скорректировать схему температуры закрытия для трековых систем.

Для уточнения геохронологических событий были использованы данные определений образцов магматических пород фундамента (гранитоидов и туфов) от Илийского и Прибалхашского осадочных бассейнов по цирконам на приборе масс-спектрометре лазерной абляции (LA-ICP-MS). Масс-спектрометр лазерной абляции индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS) представляет собой аналитическую методику, в которой используется прямой микромасштабный

отбор проб для обеспечения высокоточного элементного и стабильного изотопного анализа твердых материалов.

В процессе изучения образцов палеозойского складчатого обрамления Илийского и Прибалхашского и южной части Шу-Сарысуйского бассейнов установлено, что возраст пород вулканоплутонического комплекса соответствует значениям от 350 до 260 млн. лет [64, 67], то есть от карбона и до поздней перми. Что соответствует тектоническим событиям связанных с закрытием Жонгарско-Балхашского и Туркестанского бассейнов в карбоне – ранней перми и переходу от режима субдукции к коллизионным событиям связанных с формированием Пангеи II.

Для реконструкции мезозойских и кайнозойских событий были привлечены данные по изучению 14 образцов пород фундамента (гнейсов, гранитоидов и туфов). Позднемезозойские коллизионные процессы связаны с эксгумацией фундамента и интерпретируется как отдаленные последствия киммерийского столкновения на юге Евразийской плиты и возможно и юго-восточной Сибири в юрско-меловое время [64, 67]. После некоторой тектонической стабильности в палеогене, структуры фундамента были существенно активизированы в неогене с интервалом времени от 17 до 10 млн. лет.

Таким образом, поздние кайнозойские события связаны с Индостано-Евразийской коллизией и отражают процессы современного горообразования, приведшие к образованию альпийского эпиплатформенного орогенического пояса Южного Казахстана (современный Тянь-Шань и Жонгария).

Данные трекового анализа U-Pb датировки указывают на позднепалеозойский возраст тектонических событий и дополняются данными о последующих постколлизионных событиях в триасе (230-210 млн. лет) и последующей раннемеловой активизации (150-110 млн. лет). Раннемеловые датировки отмечаются для образцов, отобранных вдоль зоны Алтынэмельского сдвига Южной Жонгарии [64, 67].

Были проанализированы данные 22 датировок (из них 14 трековых по апатитам и 8 по цирконам U-Pb методом), проведенных на 16 образцах пород фундамента (гранитоиды, туфы и гнейсы; таблица 6) отобранных в краевых частях Илийского и Прибалхашского бассейнов, где горные породы отобраны в пределах гор Алтын-Эмель, Малайсары, Зайлийского Алатау, Согеты и южного обрамления Чу-Илийского региона [64, 67].

Образцы, отобранные в северо-западной части Илийского и Прибалхашского бассейна, дают возраст позднего мела (~ 90-74 млн. лет). В четырех образцах из Зайлийского и Согетинского хребтов получены меловые датировки, начиная от 128 до 85 млн. лет. Тогда как два образца соответствуют миоцену (~ 17 и 10 млн. лет) в соответствии с таблицей 7 [67].

Таблица 6 – Результаты Zircon U-Pb анализов, по E.De. Pelsmaeker, M.M. Buslov et all [67]

Название образца	Место отбора	Литология	U <sup>a</sup> (ppm)	Pb <sup>a</sup> (ppm)	Th/U <sup>a</sup>	N <sup>b</sup>	Предпочтительный возраст (Ma)	Расчет возраста (средневзвешенное значение)
01	Западная Жонгария	граниты	385	17	0,34	18	298±4	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U
07	Западная Жонгария	гранодиориты	588	26	0,73	29	297±2	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U
09	Западная Жонгария	гранодиориты	4876	188	0,41	17	260±3	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U
20	Западная Жонгария	граниты	799	45	0,68	15	296±2	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U
17	Горы Алтын- Эмель	туфы	214 226	88	0,60 3,89	167	331±2 311±4	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U
21	Горы Алтын- Эмель	гранодиориты	137	9	0,75	34	341±2	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U
22	Горы Малайсары	туфы	167	12	1,53	16	320±2	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U
05A	Горы Сюгаты	граниты	241 227	1513	0,73 0,70	817	351±3 332±2	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U



Таблица 7 – Результаты апатит-трекового анализа. По E.De. Pelsmaeker, M.M. Buslov et all [67]

Обра зец	n	$\rho_s$ ( $\pm 1\sigma$ )	$N_s$	$\rho_i$ ( $\pm 1\sigma$ )	$N_i$	$\rho_d$ ( $\pm 1\sigma$ )	$N_d$	$\rho_s/\rho_i$ ( $\pm 1\sigma$ )	P ( $\chi^2$ )	$t(\zeta)\pm 1\sigma$ (Ma)	$t(c)\pm 1\sigma$ (Ma)	$n_1$	$l_m$ ( $\pm 1\sigma$ ) ( $\mu m$ )	$D_{par}$ ( $\pm 1\sigma$ ) ( $\mu m$ )
<i>Западная Жонгария и Алтын-Эмельские горы</i>														
01	54	3.710 (0.105)	1240	1.576 (0.067)	562	3.227 (0.071)	2065	2.344 (0.119)	0.98	86.3 $\pm$ 5.1	81 $\pm$ 4	58	11.8 (1.8)	1.6 (0.2)
07	6	0.432 (0.078)	31	0.277 (0.062)	20	3.244 (0.071)	2076	1.544 (0.443)	0.95	57.3 $\pm$ 16.5	58 $\pm$ 16	–	–	–
09	28	0.775 (0.021)	1332	0.397 (0.015)	685	3.298 (0.072)	2110	2.031 (0.095)	0.77	76.5 $\pm$ 4.3	73 $\pm$ 3	100	14.1 (1.2)	3.0 (0.3)
11-11	56	0.637 (0.021)	918	0.347 (0.158)	483	3.309 (0.072)	2118	2.055 (0.116)	1.00	77.7 $\pm$ 5.0	72 $\pm$ 4	72	14.0 (1.1)	2.5 (0.3)
11-20	11	0.723 (0.042)	295	0.278 (0.026)	111	3.333 (0.072)	2133	2.579 (0.287)	0.95	98.0 $\pm$ 11.3	101 $\pm$ 11	–	–	–
21	34	1.174 (0.036)	1064	0.455 (0.022)	414	3.105 (0.070)	1987	2.781 (0.161)	0.76	98.5 $\pm$ 6.5	91 $\pm$ 6	104	13.7 (1.2)	2.4 (0.4)
<i>Транс-Или, Сюжетинские горы</i>														
10-20	17	3.692 (0.096)	1498	1.269 (0.057)	500	3.187(0.071)	2039	3.023(0.157)	0.48	109.8 $\pm$ 6.6	108 $\pm$ 6	103	13.5(1.1)	2.0 (0.3)
11-27	58	0.150 (0.007)	414	0.583 (0.014)	1709	3.345(0.072)	2141	0.264(0.014)	0.78	10.1 $\pm$ 0.6	9 $\pm$ 1	–	–	–
11-28	58	0.330 (0.011)	926	0.772 (0.016)	2265	3.356(0.072)	2148	0.435(0.017)	0.82	16.8 $\pm$ 0.8	16 $\pm$ 1	65	13.9(1.5)	2.0 (0.2)
05A	45	0.393 (0.017)	529	0.117 (0.009)	154	3.087(0.070)	1976	3.653(0.335)	0.99	128.3 $\pm$ 12.4	121 $\pm$ 11	–	–	–
31	50	0.423 (0.011)	1410	0.189 (0.007)	645	3.120(0.070)	1997	2.388(0.114)	0.88	85.1 $\pm$ 4.8	78 $\pm$ 4	27	13.2(1.58)	2.1 (0.3)
32	41	0.504 (0.014)	1309	0.168(0.008)	415	3.127(0.070)	2002	3.383(0.191)	1.00	120.4 $\pm$ 7.7	112 $\pm$ 6	40	13.8(1.2)	1.7(0.2)
<i>Озеро Балхаш</i>														
10-40	19	0.354 (0.022)	259	0.162(0.016)	107	3.196(0.071)	2045	2.469(0.284)	0.97	90.0 $\pm$ 10.7	88 $\pm$ 10	–	–	–
10-42	6	1.625 (0.126)	167	0.803(0.092)	77	3.216(0.071)	2058	2.013(0.277)	0.87	74.0 $\pm$ 10.4	80 $\pm$ 11	–	–	–

На основе аналитических исследований [64, 67] намечается следующая последовательность геологических событий:

1. На основе проведенного U-Pb датирования магматических пород кислого состава было установлено, что временной диапазон от 350 и до 260 млн. лет соответствует условиям перехода от субдукции и закрытия герцинского океанического бассейна к последующим коллизионным событиям. Каменноугольный (350-320 млн. лет) возраст гранитоидов может быть связан с субдукцией Жонгаро-Балхашского бассейна и последующим формированием позднепалеозойского Прибалхаш-Илийского вулканоплутонического пояса. Вместе с тем датировки пермского возраста от 296-297 млн. лет и до 258 млн. лет, соответствуют коллизионному и постколлизионному магматизму в контексте формирования позднепалеозойского Центрально-Азиатского орогенического пояса.

2. Меловые датировки пород фундамента осадочных бассейнов Южного Казахстана, указывают на позднемезозойскую стабилизацию, которая связана с киммерийской коллизией, происходившей на юге Евразийской плиты, что может быть объяснено различиями в скорости эксгумации между частными блоками фундамента [64].

3. После позднемезозойских событий, в палеогене наступает тектонически стабильный период за счет медленного охлаждения земной коры. На это указывает, в том числе отсутствие осадочных отложений и формирование обширных равнин в палеогене на территории Казахстана [23].

4. Поздние кайнозойские тектонические процессы, происходившие в позднем олигоцене-миоцене, отражают активное горообразование, которое сопровождается активной денудацией горно-складчатой систем Южного Казахстана (Северного-Тянь-Шаня и Жонгарии) вдоль сейсмоактивных глубинных разломов, ограничивающих с севера Тянь-Шань. В этой связи было получено два миоценовых возраста соответственно от 17 и до 10 млн. лет [67]. Современные денудационные процессы привели к накоплению мощной толщи грубообломочных отложений общей толщиной свыше 4 км. Эти процессы, происходившие, начиная с середины миоцена, и могут быть объяснены с позиций дальнейшего эффекта активно продолжающейся коллизии Индийской плиты под Евразию [64]. В этой связи формирование южного граничного обрамления осадочных бассейнов продолжается в настоящее время.

## 5 УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

Позднепалеозойские коллизионные события являются частью общей сложной палеозойской тектонической эволюции, происходившей на территории Центральной Евразии, в том числе и на площади Южного Казахстана [23]. В этой связи были составлены генерализованные литолого-палеогеографические карты этой территории, которые отражают становление осадочных бассейнов во времени [19, 23, 52, 72, 73]. Эти карты позволяют оценить площадные изменения, происходившие в седиментационных бассейнах в течение времени их становления. Площадные вариации и мощности осадков будут самым тщательным образом учтены при определении площадей седиментации нефтематеринских комплексов осадочных бассейнов Южного Казахстана, что в итоге позволит оценить их прогнозные запасы углеводородов. Главными исходными тектоническими единицами этого региона являются микроконтиненты с протерозойской корой в основании и, разделяющие их сутуры, состоящие из докембрийских зеленосланцевых и позднедокембрийско-раннепалеозойских офиолитовых зон, представленных реликтами кор океанического и аккреционного комплексов, сохранившихся в виде многократно деформированных аллохтонов [19, 23, 26, 50]. Другими важными тектоническими элементами, сформировавшимися на этом, фундаменте являются впадины, преддуговые террасы, вулканические и вулканоплутонические пояса, рифты, террейны различной природы, коллизионные и постколлизионные разломы. В соответствии с разработанной нами схемой тектонического районирования палеозойд Казахстана в соответствии с рисунками 29, 30 выделяется следующий латеральный ряд тектонических единиц описание которых соответствует профилю «Туркестанский» (с запада на восток) [72, 73]. Карта чехла осадочных бассейнов представлена в виде комплекта литолого-палеогеографических карт. На этих картах показано изменение контуров и мощностей чехла осадочных бассейнов в соответствии с рисунками 4-14.

### 5.1 Комплексы фундамента

Позднерифейская Ишим-Каратауская (Кокжотская зона) офиолитовая сутура по своему геологическому строению и резкой выраженности в гравитационном поле служит хорошей естественной границей между Западом и Востоком Южного Казахстана. Она имеет ширину до 20-40 км, ограничиваясь на юго-западе Главным Каратауским, а на северо-востоке Малокаратауским разломами [30-32, 67, 74, 75], в соответствии с рисунком 30.

До настоящего времени стратиграфия Кокжотской зоны остается весьма спорной [31, 32]. В последнее время карбонатно-терригенные флишоиды кокжотской серии относят к раннему палеозою. Флишоидные отложения куюкской толщи и большекаройской серий отнесены к венду, а регрессивные грубослоистые флишоиды контуробинской толщи – молассовыми аналогами

средне-позднеордовикской бешарыкской свиты.

На северо-западе вендские флишоидные отложения перекрываются красноцветной тюлькубашской молассой. Здесь в разновозрастных терригенных породах зафиксированы многочисленные дайки и силлы субщелочных диабазов рассланцованного ордовикского кокжотского комплекса и массивных слабо деформированных девонских и раннекарбоновых толщ [31].

Улытау-Срединно-Тяньшаньский кратонный террейн (микроконтинент) протягивается в виде дуги длиной более чем на 1700 км и шириной 50-150 км от Северного Улутау на северо-западе (Центральный Казахстан) до хребта Сарыджаз на юге в Кыргызстане [76]. Фундамент террейна сложен докембрием, наиболее полный разрез, которого из десятка толщ обнажается в Южном Улутау и Малом Каратау на территории Казахстана. В Киргизском хребте в трех деформированных тектонических пластинах, подвинутых под офиолиты Ишим-Нарынской зоны, выходят метаморфизованные породы триады рифейской континентализации из ранне-среднерифейских черных сланцев каскаройской толщи, мраморов ачикташской, филлитов нельдинской толщ и залегающих выше среднерифейских blastopelammitовых кварцитов макбальской толщ [6, 7, 26]. Сланцевые части разрезов прорваны порфирировидными калиевыми гранитами, с принятыми датами в 1,1 млрд. лет [31]. Верхи разреза сложены толщами кварцитовидных песчаников и кварцит-риолитовых конгломератов позднего рифея, мраморами венда.

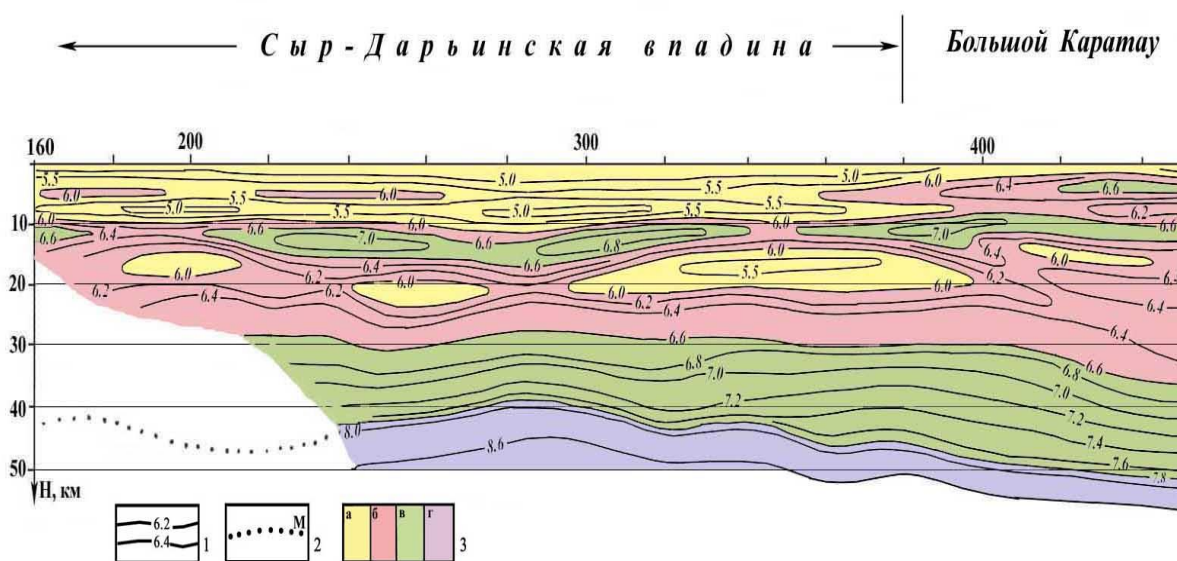
По западному краю Улутау-Сарыджазского террейна в его Малокаратауской части развита вендская малокартойская серия рифтовых фаций. В состав малокартойской серии входят (снизу вверх) следующие толщ [31, 76]: коксуйская пестроцветная терригенная дельтовая с переходом в глубоководные полимиктовые турбидиты, актугайская аркозов, чичканская карбонатно-кремнистых строматолитовых биогермов, курганская туффититовых ритмитов и кыршабактинская тиллитов с галькой карбонатов и риолитов. В основании тамдинской серии залегают доломит-фтанит-фосфоритовая чулактауская свита с мощным пластом томмотских фосфоритов апвеллингового генезиса, представляющая основную ценность Малокаратауского фосфоритоносного бассейна, выше по разрезу следуют рифовые, лагунные, склоновые и глубоководные карбонатные ритмитовые фации. Верхи разреза сложены маломощными фрагментами флишоидных отложений жырыкаузской толщ, несущей обломки островодужных андезитов и, датируемой средним-поздним ордовиком [7].

Породы позднего докембрия-раннего палеозоя Малокаратауской зоны залегают в трех тектонических пластинах, надвинутых друг на друга [7, 77].

В Шу-Сарысуйском осадочном бассейне Ишим-Нарынская сутура выявлена буровыми скважинами [19], в соответствии с рисунком 30. Общая длина ее, с учетом продолжения в Китае превышает 1700 км при ширине до 6 км, хотя фрагменты связанных с нею офиолитовых покровов удаляются от сутуры на 30 км [45, 76]. На закрытых площадях Шу-Сарысуйской впадины эта сутура хорошо прослеживается цепочками положительных аэромагнитных и

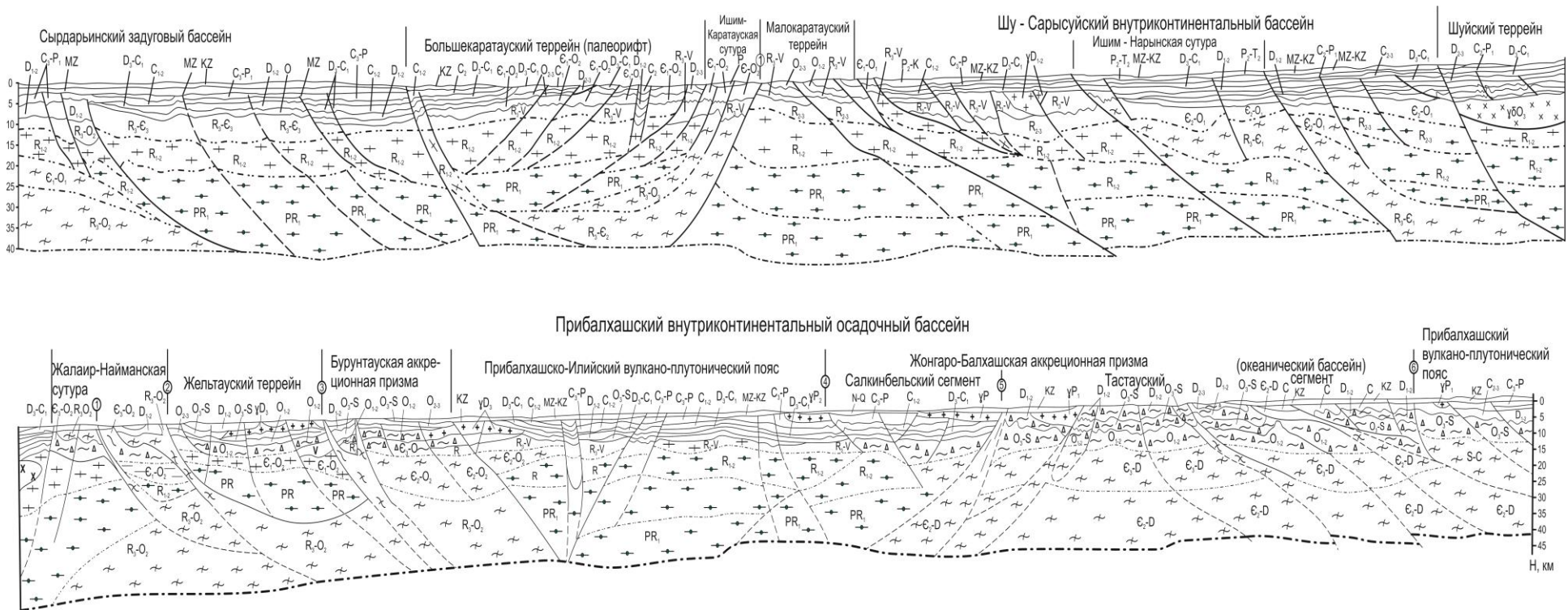
гравитационных аномалий, проходящих через Джекказганский рудный район. В полном виде она представлена в Киргизском хребте в виде деформированного Караарчинского тектонического покрова офиолитов венда-кембрия [76].

На востоке покров залегает на рифейских бластопсаммитовых кварцитах Кенкольского покрова, отделяясь от него клиньями полосчатых кремней и рассланцованных туффитов неясного возраста. На западе он надвинут на флишоиды кызылкайнарской толщи ордовика. Тектонические покровы офиолитов Таласского хребта продолжают на восток до Каракытакского скарнового месторождения, где они залегают на мраморах каратастобинской толщи кембро-ордовика. В казахстанской части Киргизского хребта присутствуют плутоны диорит-гранодиорит-гранитов акташского комплекса среди рифейских пород и порфиридных гранодиоритов-гранитов алмалинского комплекса среди ордовикских туффитов и флишоидов, причем, часто отделяющихся от гранитоидов узкими лентами полосчатых роговиков по рифейским сланцам и кварцитам и, перекрывающих их палеозойских офиолитовых покровов [26, 29, 31]. Сами ордовикские вулканы в верхах Караарчинского офиолитового покрова пиллоулав шонитового и андезибазальтового состава сюгатинской толщи, дацитовыми туфами и туффитами, подстилающими кызылкайнарские флишоиды, и красноцветными андезитовыми туфами, перекрывающими их по восточному обрамлению Алмалинского массива [26, 31].



1 – скоростные границы; 2 – граница раздела Мохоровичича (М); 3 – выделенные геофизические неоднородности

Рисунок 29 – Фрагмент структурно-скоростной модели разреза земной коры и верхней мантии по профилю МОВЗ-ГСЗ «Туркестанский» (по В.И. Шацлову, 1993 г., интерпретация Е.А.Зазубин, А.А.Авдеев, 1994 г. [31])



Поверх разреза показаны главные структурные единицы, а цифрами в кружках обозначены главные разломные структуры региона: 1 – Главный Каратауский, 2 – Жалаир-Найманский, 3 – Сарытумский, 4 – Южно-Жонгарский, 5 – Сарканский, 6 – Главный Жонгарский

Рисунок 30 – Геолого-геофизический разрез по профилю «Туркестанский». Показано строение главных осадочных бассейнов Южного Казахстана до границы раздела М [26, 51, 72]

Сходные описанные геодинамические комплексы вскрыты под цепочками положительных магнитных и гравитационных аномалий, протягивающихся от Киргизского хребта в сторону месторождения Жезказган, скважинами картировочного бурения в сводах антиклиналей среди квазиплатформенного комплекса девона и карбона-перми Шу-Сарысуйской впадины [26-28]. Восточным окончанием Ишим-Нарынской зоны на территории Казахстана является Восточно-Терской отрезок офиолитовой сутуры. Здесь сутура представлена Жаркулакской пластиной амфиболитов, с развитыми породами Нарынской офиолитовой ассоциации [12, 23].

Шуйский и Кендыктасский кратонные террейны формирует фундамент Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента [54, 75]. Кокчетав-Северотяньшанский микроконтинент имеет в плане форму дуги, обращенной выпуклой стороной на юго-запад. Длина этой структуры от северной части Кокчетавского массива до восточного окончания Терской Алатау составляет порядка 2000 км. Ширина по выходам докембрия меняется от 150 до 400 км. На территории Южного Казахстана западный сегмент дуги обычно выделяется в Шуйско-Кендыктасскую, центральный – в Центрально-Заилийскую, а восточный – в Терскую зоны. Следует заметить, однако, что фиксирующие микроконтинент выходы докембрия группируются в пределах подковы в изолированные овалы типа Кокчетавского и Шуйского массивов, опоясанные офиолитовыми шовными зонами, а также угловатые блоки типа Кендыктасского и Терского, поэтому их относят к террейнам [78, 79].

В пределах Шуйского террейна, наиболее древними породами являются гнейсо-мигматиты карельской айдалинской толщи. Западнее горы Акбастау эти гнейсы замещены кварц-мусковитовыми сланцами борбасской толщи. С севера и юго-запада Шуйский выступ обрамлен сигмоидой типовых для карелия зелено-сланцевых формаций Жоантобинской зоны состоящей из metabазальтов жоантобинской толщи и, залегающих выше изоклинизированных мраморов и джеспилитов [26, 28]. Наиболее четко сигмоида выражена в магнитном поле благодаря наличию высокожелезистых с магнетитом и гематитом разностей полосчатых микрокварцитов в районе горы Жоантобе [29].

На Шуйском террейне огизтауские сланцы вместе с подстилающими джеспилитами смяты в изоклиналильные складки, а сверху, как и рифейские борбасские сланцы, с тектоническими контактами перекрыты фрагментами деформированных тектонических покровов филлитов и белых ортокварцитов акбастауской толщи среднего рифея, перекрываемых, в свою очередь, чехольными доломитовыми мраморами куншагызской толщи [28, 29]. Южнее синформы белых ортокварцитов горы Акбастау обнажаются фрагменты тектонических покровов риолитовых порфиридов кшикринской толщи рифтогенного позднего рифея. Порфириды, находимые в выветрелом сланцеватом матриксе, перекрываются рассланцованными аркозами, прорываемыми множеством даек диабазов, переходящих в metabазальтовые зеленые сланцы юалинской толщи [26, 31].

В части гор Кендыктас обнажаются древние метаморфические толщи, возраст протолита соответствует значениям  $1963 \pm 3$  млн. лет [26]. Возраст гранито-гнейсов здесь опделен от до 562 до 834 млн. лет [80-82]. На северных склонах гор Кендыктас обнажается кокпатасская серия контрастных вулканитов мезо и неопротерозоя. На юго-западных склонах хребта Кендыктас обнажаются вулканогенные и терригенные толщи Агалатасского краевого морского бассейна (островная дуга плюс задуговой бассейн), характеризующиеся полиметальнозолотой минерализацией, обусловленной ордовикским вулcano-плутонизмом. Эти комплексы представлены толщами (снизу-вверх): преддуговыми карбонатно-терригенной агалатасской, карбонатно-фтанито-граптолитосланцевой щербактинской раннего-среднего ордовика, осадочно-вулканогенной андезит-дацит-риолитовой ргайтинской и существенно андезитовой кескинтасской среднего ордовика, перекрытых с размывом грубой пестроцветной морской молассой таспалинской толщи ашгила. Все эти толщи маркируют процессы субдукции в ордовике вдоль Кендыктасской зоны разломов [31, 32].

Шу-Кендыктасская зона, которая в протерозое представляла собой кратонный террейн [28, 29], находится наиболее широкая полоса задугового Агалатасского бассейна, сложенная туффит-турбидитовыми формациями, накапливавшимися, на протяжении всего ордовика. В Шу-Сарысуйской впадине, в погребенной под рыхлыми отложениями части Кендыктаса установлены тектонические покровы жайсанской свиты верхнего кембрия, сложенной фтанитами, находящейся в ассоциации с породами офиолитов (ащисуйской свиты) Жалаир-Найманской шовной зоны, включая также верхнюю, позднекембрийскую часть из джамбулской толщи и дацит-риолитовых лав сулусайской свиты.

В южном борту Илийского бассейна, в соответствии с рисунком 30, на фрагментах венд-кембрийского чехольного и карельского комплексов, обнажающихся в Заилийском Алатау, размещаются останцы многочисленных тектонических покровов офиолитовой ассоциации венда-кембрия-раннего ордовика – Сарытауский, Торайгырский, Каракойский, а также покровов склоновых фтанитов-конодонт-радиоляритов жилыспайской толщи и, перекрывающих их, черных сланцев богутинской толщи раннего-среднего ордовика [18, 24, 26]. На фрагментах этих покровов залегают деформированные в изоклинальные складки среднеордовикские и средне-позднеордовикские флишоидные, флишоидно-молассовые толщи [28, 31].

По протерозойским выходам пород протерозоя в пределах кратонных террейнов (Шуйского, Кендыктасского, Заилийского) широко развиты плутоны габбро-гранодиорит-гранитовой серии позднего ордовика. На Шуйском массиве это киинтасский, в горах Кендыктас эти образования относятся к курдайскому, в Заилийском Алатау – заилийскому комплексам. Венд-кембрийская, а в остаточном состоянии, вероятно, до позднего ордовика Жалаир-Найманская офиолитовая зона с направленными на юг Курдайской и



Чушанайской, а также на север Болгожинской и Коксайско-Алтынэмельской зонами палеосубдукции.

Жалаир-Найманская офиолитовая зона имеет вид дуги и на западе граничит с Шу-Сарысуйским бассейном. Эта зона обращена выпуклостью на запад, протяженность на территории Казахстана более 1700 км при ширине обнаженных офиолитов 5 и более км. Ширина полосы офиолитов вероятно может достигать до 50 км (в Отарском сечении), а центральной части до 70 км (Койжарылганское и Майжарылганское сечения). Жалаир-Найманская зона сложена офиолитами, динаметаморфическими сланцами и турбидитами [28]. U-Pb датировки плагиогранитов из офиолитового комплекса  $521 \pm 2$ , 52 и  $513 \pm 1$  млн. лет свидетельствуют о среднекембрийском возрасте океанической коры [80, 81]. Кремни, лежащие на базальтах, содержат конодонтов паибского яруса верхнего кембрия [83]. Возраст турбидитов, перекрывающих совмещенные в тектонических покровах разнофациальные комплексы, устанавливается как позднекембрийский раннеордовикский по брахиоподам [83] и по результатам датирования обломочных цирконов, где наиболее молодые зерна имеют тремадокский возраст  $490 \pm 1$  млн. лет [81]. Резкое угловое несогласие в основании аренигских толщ указывает на раннеордовикский возраст основного структурного события [31].

В Шу-Илийском фрагменте зоны, в тектонических покровах в разных соотношениях представлены все члены пород офиолитовой ассоциации [28, 31]. Офиолиты сложены габбро-диабаз-габбро-пироксенит-перидотитами, с инъекциями плагиогранитов и гранодиоритов, венда-кембрия (третий слой океанической коры). Выше залегают базальтовые и спилиты ащисуйской толщи нижнего-среднего кембрия (второй слой). Еще выше в разрезе находятся пиллоу-лавы койжарылганской толщи позднего кембрия с соответствующими субвулканами и интрузивами плагиогранитного и гранитного состава, а также красных яшм-спонголитов отарской и доломитов кызылбиикской толщ кембрия первого слоя офиолитовой ассоциации.

Жалаир-Найманская зона представляет собой, фрагмент аккреционной призмы интенсивно деформированных тектонических пластин – покров океанической коры с глаукофан-стильпномелановым и, наложенным на него, зеленосланцевым метаморфизмом по ащисуйским, сулусайским и джамбульским толщам, а также амфиболитами, родингитами и серпентинитами и их меланжами, залегающими иногда в тектонических покровах на каратальских граувакках нижнего-среднего ордовика [28, 52].

С закрытием Палеоазиатского океана и формированием Жалаир-Найманской сутуры связано накопление следующих толщ ордовика-силура (снизу вверх): 1) акжальской – флишоидно-молассовой с карбонатными биогермами и размывом кливажированных джамбульских песчаников, 2) флишоидной с туффитовыми ритмитами в средней части разреза, ранне-среднеордовикской каратальской толщи, 3) средне-позднеордовикских толщ – байгаринской, андеркенской, дуланкаринской, морских молассовых –

чокпарской и кызылсайской, а также пестроцветных морских молассовых – койчинской, саламатской и жалаирской толщ силура [26, 28, 31, 52].

На восточном Илийском продолжении зоны, которая в значительной степени перекрыта силурийским флишем и девонско-позднепалеозойскими вулканическими сериями и мезозой-кайнозойскими отложениями Илийской и Джаркентской впадин, развиты тектонические покровы офиолитов венда-кембрия-раннего ордовика.

В Сарытауском тектоническом покрове широко развиты габбро-диабазы, троктолиты, пироксениты и серпентинизированные перидотиты сарытумского комплекса венда-кембрия, а также базальтовые пиллоу-лавы аксайской толщи кембрия [26]. Торайгырский, Богутинский и Кулуктауский тектонические покровы сложены меланжированными фрагментами офиолитовой ассоциации, но с более значительной ролью первого слоя – фтанитов и яшм-спонголитов кембрия раннего ордовика (жилыспайская толща).

Для силура гор Басулытау более характерны тонкослоистые карбонат-туффитовые толщи, ассоциирующие с подводными базальтами и габбро-диабазовыми факолитами, прорывающими складчатые ордовикские кремни и, отнесенные к ельчин-буйрюкскому комплексу [26]. В геодинамическом смысле по составу отложений силур соответствует задуговому неофиловому бассейну. Развитие этого бассейна связано, с продолжающимся в силуре, поглощением океанической литосферы Жалаир-Найманской и, возможно, Атбаши-Иныльчекской сутурами. Однако не исключена принадлежность всей Кетменской зоны к террейну, вклинивание, которого с востока в Заилийско-Терскую часть микроконтинента сопровождалось проявлением силуро-девонского вулкано-плутонизма в последнем [24, 26]. К этому магматизму можно отнести внедрение монцодиоритов сарыджазского и субщелочных гранитов акташского комплексов, проявление в раннем-среднем девоне андезибазальтового (каракастекская) и дацито-риолитового (кастекская свита) вулканизма, формирование вулканомиктовых моласс тастинской толщи среднего-верхнего девона с одновременным интродуцированием гранитов-лейкогранитов баянкольского комплексов, а также щелочных гранитов талгарского комплекса [26, 28].

Жельтауский террейн и Прибалшско-Илийский (Алтынэмельский сегмент) вулканический пояс

Жельтауский террейн и его юго-восточное продолжение Илийский (Алтынэмельский) вулканический пояс широтного простирания имеет длину порядка 700 км при ширине до 100 км и разделяет Жалаир-Найманскую и Сарытумско-Текелийскую офиолитовые зоны, западнее, соприкасаясь друг с другом.

Фундамент террейна выходит в Анрахайском блоке Шу-Илийских гор в виде гнейсов-магматитов анрахайской толщи в виде двух полос северо-западного простирания шириной от 2 до 5 км [28]. Анрахайский блок сложен архейскими и палеопротерозойскими гнейсами, неопротерозойскими гнейсо-

гранитами и кембрийскими метадацитами. Подчиненную роль играют офиолиты, представленные серпентинитовыми меланжами, породами полосчатого комплекса, габбро и базальтами [28, 31]. Гнейсы прорываются недеформированными гранитами анрахайского массива, возраст которого определен как позднекембрийский  $508,3 \pm 3$  млн. лет [80]. Известково-щелочной состав пород, отрицательная Nb аномалия в спектре редких элементов и положение фигуративных точек на диаграммах Rb/Y-Nb свидетельствуют, что интрузив формировался в островодужной обстановке. Присутствие в гранитах зерен циркона с возрастными до 1,2 млрд. лет и выходы докембрийских гнейсов в обрамлении плутона указывают на энсиалический характер дуги [80]. Породы высоких давлений развиты в пределах линейной зоны СЗ простираения, граничащей с блоком докембрийских гнейсов на юго-западе и с гранитами анрахайского плутона на северо-востоке [26, 28]. Эклогиты, гранатовые пироксениты и гранатовые амфиболиты слагают будины в матрице мусковитового и гранат-мусковитового сланца [81, 83].

Результаты датирования метаморфогенных цирконов в двух образцах гранатового пироксенита дали, совпадающие в пределах погрешности, цифры со средним значением  $489,9 \pm 3,1$  млн. лет, отражающим возраст метаморфизма [80]. Полученный возраст отвечает концу кембрия – началу ордовика, что соответствует времени аккреции и накопления в Джалаир-Найманском поясе, и указывает на возможную связь метаморфизма с субдукцией. Структура высокобарического комплекса типична для субдукционных меланжей и предполагает, что эксгумация пород высоких давлений могла происходить в субдукционном канале. Находки пород высоких давлений в гальке среднеордовикских конгломератов [74, 81], указывают, что эксгумация происходила в период времени между 490 и 475 млн. лет [74].

Юго-западнее Анрахайского блока в надвинутом на джамбульские песчаники Сарыбулакском тектоническом покрове, а северо-восточнее – в прорванном ордовикскими габбро-гранодиорит-гранитами Копинском тектоническом покрове фиксируются тектонические линзы копинской серии рифтовых контрастных вулканитов позднего рифея из дацито-риолитовых порфириоидов актерекской толщи внизу и апобазальтовых порфиритоидов акадырской толщи вверху. Порфиритоиды перекрываются аркозами апанской толщи, выше которых следуют мраморы дарбазинской толщи венда. Впрочем, обилие диабазовых даек тамгалинского комплекса в апанских песчаниках может свидетельствовать о венд-кембрийском возрасте акадырских порфиритоидов [28, 31].

Эти рифтовые вулканиты и субвулканы, очень сходные с кендыктасскими, и их можно относить к восточному плечу Копинской рифтовой зоны позднего докембрия-раннего палеозоя, западное плечо которой и размещено в горах Кендыктас, по другую сторону от Жалаир-Найманской сутуры.

Северо-западнее карельские породы слагают тектонические линзы, прорываемые котнакскими гранитоидами, севернее Куланкетпесской мульды с

известным флюоритовым месторождением в ее западном основании. В протяженной полосе южнее Бурултасского полиметаллического месторождения выходят породы вендского карбонатного чехла Жельтауского террейна, состоящие из оолитовых известняков и доломитов и кварцевых песчаников дарбазинской толщи, перекрывающих ее тиллоидов шопшокинской толщи, содержащих валуны рифейских ортокварцитов и контрастных вулканитов [26, 28, 29].

Плитные микрофитолиновые карбонаты, относимые нами к чехлу кратонного Жельтауского террейна в некоторых местах протрудированы метаморфизованными габбро, плагиогранитами и серпентинитами сарытумского плутонического офиолитового комплекса и перекрыты тектоническими покровами. Среди них (снизу вверх) следуют тектонические покровы: 1 – склоновые фосфатоносные фтаниты карагузской толщи кембрия, 2 – субщелочные базальты, туфы и туффиты ритмично построенной жалгызской толщи рифтового этапа раскрытия Сарытумской зоны в позднем кембрии, 3 – красные яшмы и пестрые кремни, фтаниты бурубайтальской толщи позднего кембрия-раннего ордовика [26, 28, 31]. Бурултасскую толщу [28, 32], следует рассматривать в качестве склоновых подводно-оползневых смесей типа олистостром, так как она состоит из черносланцевого матрикса, включающего блоки и линзы аркозов и доломитов позднего докембрия, а также базальтов и кремней раннего палеозоя.

В районе жезнодорожного разъезда Бурубайтал на венд-кембрийский карбонатный чехол налегают глинистые кремни, лавы и агломераты дифференцированной базальт-андезит-дацитовый болгожинской островодужной толщи раннего ордовика. Вся эта колонна пород прорывается габбро-гранодиорит-гранитами котнакского комплекса раннего или среднего ордовика и перекрывается с размывом флишоидно-молассовыми с олистоплаками карбонатных рифов отложениями среднего-верхнего ордовика. Формирование Болгожинской островной дуги связано с поглощением океанической коры Жалаир-Илийской офиолитовой зоны в, падавшей под Жельтауский террейн, Болгожинской зоне палеосубдукции [26, 28]. На заключительном этапе девонского орогенеза докембрийский фундамент Жельтауского террейна претерпел интенсивное плавление с образованием в эпизоне преимущественно кислых вулcano-плутонических ассоциаций раннего-среднего девона из дегрезской дацит-риолитовой толщи и жельтауского комплекса субщелочных лейкократовых гранитов на западе и мамбетовской дацит-риолитовой толщи и басчийского комплекса гранитов на востоке [26, 28].

Позднекембрийско-среднеордовикская Сарытумско-Текелийская зона офиолитов, на западе под острым углом прилегакает к Жельтаускому кратонному террейну, и соединяется с Жалаир-Найманской сутурой. Собственно Сарытумская зона трассируется в плане мелкими протрузивными телами метаморфизованных плутонических ультрамафитов, деформированных

в линейные антиформы яшмы и милонитизированных базальтов в полосе развития ордовикского флиша шириной от 20 до 60 км [26].

В фундаменте Прибалхашского бассейна, фрагменты раннепалеозойской океанической коры Сарытумского задугового бассейна по отношению к Болгожинской островной дуге, представлены не полной ассоциацией пород офиолитов. Первый слой ассоциации сложен красными яшмами бурубайтальской толщи верхнего кембрия-нижнего ордовика (в антиформах). Второй слой состоит из базальтов чемпекской толщи раннего-среднего ордовика [26, 28, 29]. В третий слой входят метаморфизованные плагиограниты-габбро-перидотиты сарытумского комплекса, протрудирующие докембрий краевой части Жельтауского террейна. Западнее железнодорожной станции Чаганак бурубайтальские яшмы содержат ленточные прослои седиментного и диагенетического барита, который во многих местах отличается повышенной марганценосностью.

По северному обрамлению полосы Сарытумских надвигов в северо-западном направлении на 20 км при ширине до 15 км протягивается зона прибрежных моласс Мынаральского силурийского, преимущественно флишевого задугового бассейна. В этом Мынаральском бассейне происходит накопление флишеидных, в основании разреза мынаральской и шалпанской и пестроцветных рифово-олистоостромовых верхних акканской и кашкантизской толщ силура [26].

На восточном продолжении зоны в южном борту Прибалхашского бассейна, положение Текелийского сегмента неясно. По периферии Текелийской шовной зоны тянется узкая полоса, не более 1-2 км при длине около 100 км [23, 26]. Эта тектоническая полоса, круто изогнутая на западе, разбитая серией правосторонних сдвигов, представлена пакетом тектонических покровов, принадлежащих Текелийскому задуговому бассейну. Здесь отмечается перемежание с тектоническими чешуями рифейских континентальных и карбонатно-кремнистых чехольных и склоновых толщ венда-силура [26].

Актау-Жонгарский микроконтинент имеет протяженность порядка 1100 км при максимальной ширине до 300 км [26]. Комплекс основания сложен рифейскими сланцами, ортокварцитами и порфироидами содержащими граниты. Гранитно-порфиرويدная часть установлена в Орумбайском блоке Западного Прибалхашья. Актауский сегмент микроконтинента устанавливается по широкому развитию даже в Сарытумской зоне девонских субщелочных редкометальных лейкогранитов Жалгызского, Карамысского и Каибского массивов, что указывает, что в девоне Сарытумские тектонические покровы продолжали свое развитие на континентальном фундаменте Актауского сегмента микроконтинента [28, 31].

В Жонгарском сегменте микроконтинента фундамент слагает осевую часть Сарычабынского купола. Ядро купола сложено амфиболит-гнейсово-мигматитовой сарычабынской серией протерозоя, в породах выделяются

мелкие порфиروبласты граната, дистена, силлиманита, андалузита с множеством мигматитовых гранитных выплавок с возрастом цирконов  $1388 \pm 11$  млн. лет [80].

Каледонские дислокации в Актау-Жонгарском микроконтиненте завершились внедрением позднеордовикских батолитов габбро-диорит-плагиогранитной серии. В Жонгарии в этой серии выделялись габбро и габбро-диориты актастинского и плагиограниты мынчукурского комплексов [31].

Накопление флиша и морских моласс на Жонгарском сегменте микроконтинента продолжалось в течение силура и среднего девона. Живетские части разрезов представлены полимиктовыми песчаниками. Флишеподобные породы силура-девона сильно дислоцированы, контакты их с фундаментом и интрузивами часто сорваны, поэтому датирование многочисленных мелких выходов гранодиоритов в полосе флишоидов следует считать условным – многие из них могут оказаться аналогами позднеордовикского комплекса Актауского сегмента микроконтинента. Более вероятен среднедевонский возраст габбро-гранодиорит-гранофирового буканского комплекса, прорывающего флишоиды, но перекрывающегося с размывом эйфельскими песчаниками [24-26].

Салкинбельская и Тастауская аккреционные призмы, Северо-Балхашская (Итмудунды-Тюлькуламской) сутура формируют центральную часть Прибалхашского бассейна в соответствии с рисунком 30. В современной структуре палеозойд Казахстана остаточный Жонгаро-Балхашский океанический бассейн включает в свой состав следующие тектонические единицы, входящие в состав Жонгаро-Балхашской складчатой области: 1) среднеордовикскую Северо-Балхашскую (Тюлькуламскую) сутуру, 2) девонско-раннекарбовую Салкинбельскую и Тастаускую аккреционные зоны [19, 23, 26]. Реликтовый бассейн ныне имеет запад-северо-западное простирание при длине 500 и ширине 200 км [26, 31].

В погребенной части Прибалхашского осадочного бассейна (Итмурунды-Тюлькуламской сутура) обнажаются меланжированные фрагменты офиолитовой триады ордовика из первого океанического слоя красных яшм - казыкской толщи, второго слоя из базальтовых пиллоу лав итмурундинской толщи, а также третьего океанического слоя габбро-перидотитов, среднеордовика, возраст которых является условным [26]. Все эти выходы принадлежат полосе Северо-Балхашских деформированных тектонических пластин с пумпеллиит-стильпномелановым метаморфизмом базальтов. В районе озера Балхаш по габбро-перидотитам развит Итмурундинский меланж с родингит-жадеитит-гидроэклогитовым метаморфизмом с наложенными глаукофан-сланцевыми и пренит-пумпеллиитовыми минеральными ассоциациями [31, 32]. Западнее меланжа в полосе длиной 60 км при ширине до 10 км имеются остатки Жаманшурукской андезит-плагиогранитовой островной дуги, прорванной позднеордовикскими гранодиоритами. В Балхашском бассейне островодужным вулканитам жаманшурукской толщи сопоставимы

туффиты, тектонически перемешанные с красными казыкскими яшмами. Офиолиты и островодужные вулканы с размывом и несогласием, перекрываются силурийскими флишоидами. В Саякской зоне выше флишоидов силура следуют более мелководные ритмитовые туффито-флишоидные отложения. И лишь у края Калмакэмельской зоны девонско-позднепалеозойского Прибалхашского вулкано-плутонического пояса выделяется полоса островодужных туфов и туффитов андезитового состава фамена-турне [26, 51, 52].

На северо-восточном обрамлении Прибалхашского бассейна в соответствии с рисунком 30 Тастауская зона (аккреционная призма) обнажается в западном крыле Главного Жонгарского разлома (позднепалеозойского правостороннего сдвига) с амплитудой горизонтального перемещения около 400 км. В северной части Тастауской зоны имеются все члены офиолитовой ассоциации, отнесенной к девону. Сверху это известняки с живецкими кораллами и красные яшмы – тастауской толщи (I слой), глубже следуют пиллоу лавы субщелочных базальтов учаральской толщи и силлы мегаплагиофиров (2 слой). Серия тектонических блоков сложена габбро-перидотитами алакольского комплекса третьего слоя океанической коры [26].

С развитием Тастауской впадины, расположенного в пределах Жонгаро-Балхашского палеобассейна, тесно связана эволюция преддуговой Бороталинской террасы длительного развития, которая отделяет при своем рифтогенном начале северную склоновую часть Жонгарского микроконтинента от, осушенного в силуре, Текелийского сегмента в раннем-среднем девоне [22, 23, 26]. Этот этап развития начался с накопления морской молассы, базальтовых лав и силлов даурумбекской толщи. Далее в среднем-позднем девоне продолжилось накопление толщ (снизу вверх): осадочной с дацитовыми туфами каратальской, песчаниковой акчаганакской, осадочной с риолитовыми туфами койлимбайской, вулканомиктовых конгломератов, терригенной с риолитовыми туфами тюзмойнакской, песчано-карбонатно-алевролитовой кызкурганской и лабинской, в раннем карбоне – терригенной с риолитовыми туфами мукринской и внедрением габброидов теректинского, гранодиорит-гранитов алтынэмельского комплексов, в среднем карбоне – карбонатно-терригенной сандыктаской и вулканогенно-осадочной андезитовой тастынской [23, 26]. В позднем карбоне-перми в восточной части зоны активно функционировала Шолакская вулкано-плутоническая зона с образованием (снизу вверх): дацито-риолитовой алтыбайской, андезит-андезидацитовый сальтинской толщи с габбро-граноднорит-граносиенитовыми комагматами шолакского комплекса, а также связанной с кальдерообразованием трахириолитовой актогульской толщи [24, 26].

В пределах Шуйского террейна магматизм в перми формировались трахибазальт-дацитовые вулканы курманчитинской и риолит-комендитовые чингельдинской толщ, размещающиеся на красноцветных молассах раннего-среднего девона и, перекрытые красноцветными молассами, бетпакдалинской,

сарыкамышской и жингельдинской толщ среднего-позднего девона. Возможно, эти породы принадлежат единому чингельдинскому субвулканическому комплексу среднего девона [26, 31].

В Кендыктасском блоке в девоне получил развитие контрастный по составу магматизм с формированием основных вулканических серий и кислых плутонов. Здесь присутствуют девонские красноцветы тастинской толщи, им подчинены лавы и силлы трахибазальтов сугандинской толщи, а в верхах разрезов исключительно широко на юго-западных и северо-восточных склонах гор Кендыктас залегают орогенные красноцветные молассовые толщи жингельдинской или кербулакской толщ фамена-турне, с резким несогласием перекрывающие позднеордовикские гранитоиды Курдайского батолита. Эти гранитоиды в девоне были прорваны крупными плутонами гранитов чатыркульского и субщелочных гранитов-аляскитов жадринского комплекса.

В Заилийском Алатау в ослабленном виде проявлен ранне-среднедевонский вулканизм с образованием андезибазальтовой каракастекской и дацито-риолитовой кастекской толщ и их субвулканических аналогов, перекрываемых красноцветной молассой тастинской толщи, выше которой располагаются фаменско-турнейские красноцветные молассовые отложения жаманкоринской или басулытауской толщ [26, 28].

Вдоль Жалаир-Найманской офиолитовой зоны в раннем-среднем девоне сформировалась коктасская толща, местами представленная красноцветной молассой, местами содержащая большое количество прослоев и силлов андезибазальтов и порфиринов основного и среднего состава, а также гранодиорит-порфиринов и микрогранитов местами же почти целиком состоящая из андезибазальтовых лав и туфов, а также проявления основного вулканизма, отнесенное к типу шовных зон [84].

Жельтауский террейн в раннем-среднем девоне был ареалом дифференцированного (от коктаских андезибазальтов через андезиты и дациты к дегрезским риолитам с широким развитием микрогранитовых субвулканов карасайского типа) вулcano-плутонизма с огромным количеством пестрых по составу кольцевых и конических даек по обрамлению многочисленных большей частью срезанных зрозией кальдер, центральные части которых интродуцированы лакколитами микрогранитов гранит-порфиринов и плутонами граносиенитов и более обширными многокупольными плутонами редкометальных субщелочных лейкократовых гранитов жельтауского комплекса [84, 85].

Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулcano-плутонический пояс (активная континентальная окраина карбона-триаса) в рассматриваемом регионе формирует в плане дугу протяженностью около 2000 км при ширине 150-350 км. Эта дуга с внешней стороны оконтуривает Жонгаро-Балхашский микроокеанический бассейн, маркируя на поверхности земной коры область субдукционного взаимодействия литосферных палеоплит. Этот вулcano-плутонический пояс распадается на ряд самостоятельных сегментов:



Токрауский и Калмакэмельский на севере региона, Баканасский на северо-востоке, на юго-западе Прибалхашско-Илийский как показано на рисунке 30 [26, 52].

В Токрауском, Калмакэмельском и Баканасском сегментах в основании разреза залегают островодужные туфы и туффиты фамена-турне. Выше по разрезу следует дифференцированная андезибазальт-андезит-дацитриолитовая вулканическая серия каркаралинской свиты с комагматичными плутонами габбро-диорит-гранодиорит-гранитовой балхашского и музбельского комплексов. Наличие под Баканасским сегментом крупных положительных гравитационных аномалий может свидетельствовать о наличии на глубине крупных расслоенных тел [19, 31].

Структура Баканасского сегмента состоит из массы округлых мульд диаметром 10-20 км, насыщенных силами основного и кислого состава, а покровные базальты вмещают медно-цеолитовые проявления [24, 26].

Илийский сегмент позднепалеозойского вулканического пояса по периферии обрамлен раннекарбоновой коллизионной ассоциацией алтынэмельского комплекса. Характерной особенностью Илийского сегмента является приуроченность к нему интенсивных положительных аномалий гравитационного поля, поднимающихся вверх до выходов на поверхность интрузивов южножонгарского комплекса и, свидетельствующих о наличии на глубине крупных масс основного состава, как в Баканасском сегменте [19, 26].

## 5.2 Комплексы чехла

Развитие главных тектонических элементов западной части Южного Казахстана связано с геодинамической эволюцией Туркестанского и Жонгаро-Балхашского бассейнов, причем закрытие осуществлялось путем направленной на восток и север (в современных координатах) субдукции океанической литосферы под докембрийское основание Казахстана [19, 23].

Восток Южного Казахстана развивался в связи эволюцией Обь-Зайсанского бассейна, аппендиксом которого на нашей территории является реликтовый Жонгаро-Балхашский бассейн, связывающийся с реликтами Обь-Зайсанского через ориентированную в восток-северо-восточном направлении аккреционную призму Китайской Жонгарии [23, 86, 87]. Субдукция литосферы этого бассейна под Казахстанский составной континент была направлена на юго-запад и юг (в современных координатах), изменяясь на северо-восток под Монголо-Алтайский микроконтинент.

Встречная субдукция литосферы Туркестанского и Обь-Зайсанского бассейнов под Казахстанский составной континент [23, 52, 88, 89], документируемая с ордовика по пермь, привела к развитию общей для них (Тенизско-Шу-Сарысуиско-Срединнотяньшанской системы задуговых бассейнов с центральной осью из Ишим-Нарынской офиолитовой сутуры, уже не разъединявшей, а связавшей Улутау-Сарыджасский и Кокчетав-

Северотяньшанский микроконтиненты. В более широком смысле были связаны все микроконтиненты Кыргызстана и Казахстана в единый составной Кыргызско-Казахстанский составной континент, опоясанный с внешней стороны граничными девонскими вулкано-плутоническими поясами [23].

Тенгиз-Шу-Сарысуейский задуговой бассейн, фиксируется красноцветными континентальными и прибрежно-эвапоритовыми формациями девона, карбона и перми, хотя в раннем карбоне весь составной континент был затоплен водами шельфового моря. Очертания этого бассейна резко менялись во времени, в очень больших временных интервалах он ограничивался с севера Шуйским, а с юга Главным Каратауским разломами. Последний играл роль разделявшего Запад и Восток Южного Казахстана долгоживущего трансформного разлома [78]. На территории Кыргызстана одной из границ бассейна служила линия Николаева. Важно отметить, что Главный Каратауский и Шуйский разломы и линия Николаева являются упорами для флангов позднепалеозойских вулканоплутонических поясов, связанных с поглощением литосфер разных океанов.

На западе этого бассейна, в Большом Каратау накапливались красноцветные терригенные отложения тюлькубашской свиты на востоке, в Шуйско-Кендыктасской зоне – красноцветные конгломерат-песчаниковые средне-познедевонская бетпакдалинская и познедевонские сарыкамысская и жингельдинская свиты. В фамене-турне Малого Каратау формировались кварцевые конгломераты и аркозы сулеймансайской толщи, залегающие с размывом и угловым несогласием на докембрии и нижнем палеозое, а также прорывающих их позднеордовикских гранитоидах [25, 26]. Близкие по составу молассы с большой ролью галек ордовикских конодонт-радиоляритов накапливались на склонах Шуйского и Кендыктасского террейнов. В центре бассейна формировалась пестроцветная терригенно-карбонатная с эвапоритами бестюбинская свита фамена, перекрытая сульфатно-карбонатно-терригенной, карбонатно-спонголитовой и сероцветной сульфатно-карбонатно-терригенной толщами раннего карбона. В среднем-позднем карбоне накапливались первоначально пестроцветная с прослоями кремнистых туффитов (таскудукская свита), а затем красноцветная (джезказганская свита) толщи аллювиальных равнин [26, 28]. В ранней перми накапливалась мергелисто-глинистая с эвапоритами пестроцветная терригенная жиделисайская толща. В поздней перми происходило отложение красноцветных песчано-глинистых и пестроцветных с серыми алевролитами и известняками и мергелями озерных отложений кенгирской свиты.

Отложения бассейна смяты в крупные пологие синклинали, разделенные куполами со слепыми солевыми диапирами в ядрах. Более линейные антиклинали характерны для центральной осевой части бассейна, известной как Тастинское поднятие [28].

В линейных складках залегают фаменские и раннекарбоновые толщи на склонах Малокаратауского поднятия и Киргизского хребта по юго-западному и южному обрамлению Шу-Сарысуейского бассейна. Ранние деформационные

структуры осложнены поздними надвигами, по которым чешуи квазиплатформенных осадков перемещались в южном направлении по более древним комплексам, оставляя в них клинья карбонатовых известняков. При этом структурный план изменяется в северо-восточном направлении синклинали сложенные квазиплатформенных отложений в сторону Шуйского поднятия (Тесбулакская, Каракольская и другие мульды) [8, 24-26]. Эти структуры связаны с поперечными северо-восточными разломами. По периферии Шуйского террейна в терригенно-карбонатных или иных породах отмечается довольно много субсогласных тел довольно свежих субщелочных базальтов и андезитов, иногда несущих алмазы и, видимо, относящихся к позднему палеозою [26].

## 6 ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ И МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

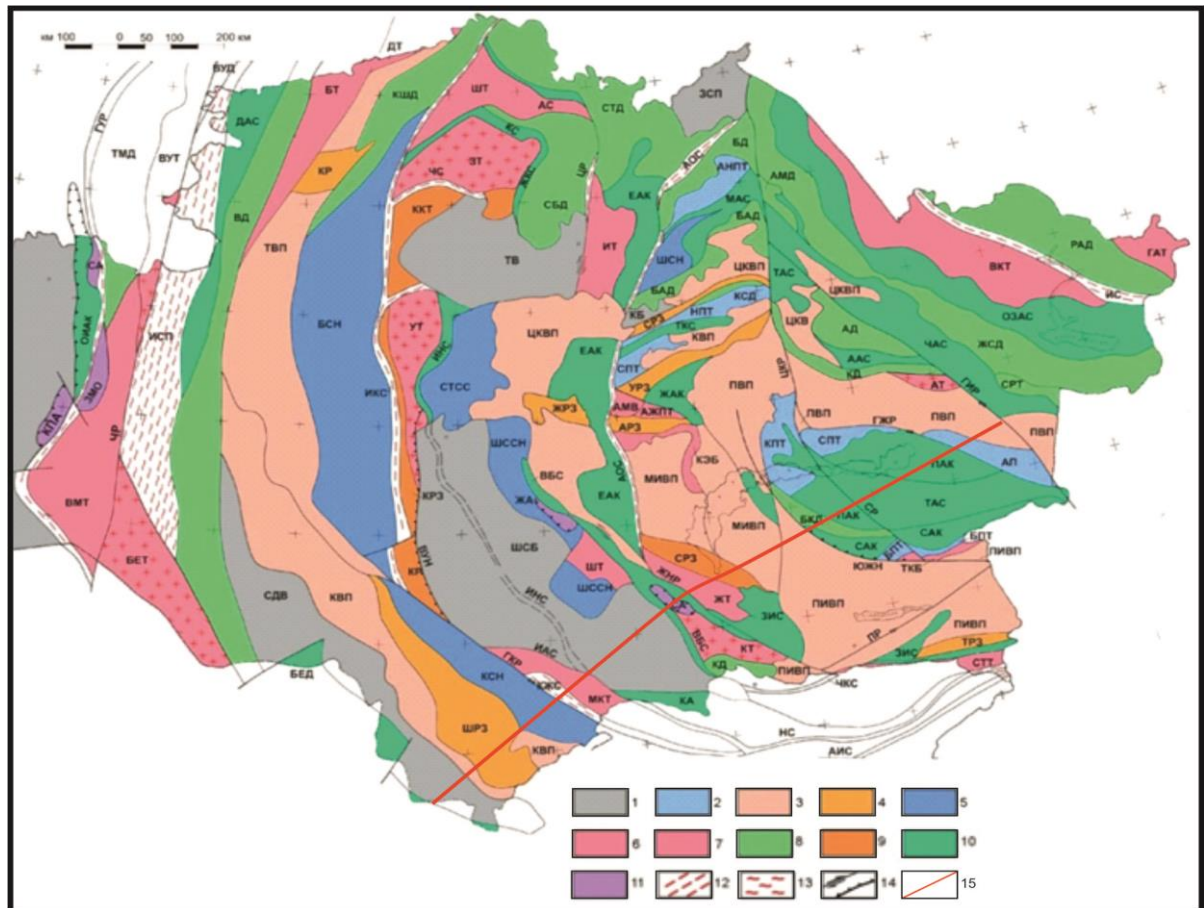
Рассматриваемая территория охватывает значительные пространства Южного Казахстана, занимая центральное место в структуре палеозоид Центральной Евразии [23, 26]. В этой связи важной задачей данного обобщения было изучение и картирование геодинамических обстановок палеозойских структур (сутуры, аккреционные призмы, покровы, сдвиги). В качестве исходных геодинамических реконструкций были использованы последние разнообразные палеогеографические, палеотектонические и геодинамические построения [23, 52, 86, 87, 72, 73].

### 6.1 Палеогеографические и геодинамические реконструкции

В основе наших представлений о тектонической природе развития Казахстанских палеозоид, входящих в состав Казахстанско-Байкальский аккреционно-коллизийного континента [75], лежит опыт глобальных исследований подобного рода и всесторонний анализ корреляционных литолого-стратиграфических разрезов, существенно дополняющих результаты палеогеографических и палинспастических реконструкций, выполненных при составлении Атласа литолого-палеогеографических карт Центральной Евразии [23, 52, 90]. Приведенная ниже реконструкция этапов тектонической эволюции палеозоид Южного Казахстана, охватывает период времени, начиная с мезопротерозоя по настоящее время.

Раскрытие Палеоазиатского океана, возможно, произошло в результате воздействия суперплюма на суперконтинент Родиния [91], и это привело к его расколу на несколько континентов – Сибирский и Восточно-Европейский (Балтию). Позднее деструкция Гондваны в позднем докембрии привела к возникновению в структуре Палеоазиатского океана множества микроконтинентов и блоков [74, 89, 92].

Эти периоды коррелируются с этапами раскрытия Северной и Южной Пацифики [74, 75, 88, 90, 93]. Кратонные террейны и выходы массивов докембрия, такие как, Улутауский, Большекаратаский, Макбальский, Шуйский, Кендыктасский располагаются в бортах Шу-Сарысуевского осадочного бассейна. В западном и южном бортах Илийского бассейна находятся Каракастекский и Заилийский выступы докембрия. По периферии Прибалхашского бассейна залегают Анрахайский и Жонгарский протерозойские блоки, в соответствии с рисунком 31, 32.



1 – тектонические впадины (осадочные бассейны); 2 – фрагменты преддуговых террас; 3 – вулканические и вулканоплутонические пояса; 4 – рифты и авлакогены; 5 – складчато-сдвигово-надвиговые зоны; террейны (6–9): 6 – подвергнувшиеся слабой гранитизации, 7 – с гранито-гнейсовыми куполами), 8 – фрагменты вулканических островных дуг, 9 – фрагменты рифтогенных бассейнов; 10 – коллизионные сuture с аккреционными призмами; 12 – зоны трансформных sutur и шовные зоны (shear zone); 13 – сланцевые зоны (slate belts); 14 – постколлизионные разломы: сдвиги и надвиги; 15 – ориентировка геолого-геофизического профиля Туркестанский [52, с. 11].

Ниже римскими цифрами (I-VIII) обозначены основные структурные единицы. Символами на рисунке обозначены названия (первая часть индекса) и типы геологических структур (вторая часть индекса): **Б** – выступы фундамента, блоки; **Т** – террейны; **О** – фрагменты океанических структур; **ОС** – фрагменты вулканических острово-дужных систем; **ПТ** – преддуговые террасы; **АК** – аккреционные призмы; **АС** – аккреционные призмы с коллизионными sutурами; **РЗ** – рифтогенные шовные зоны; **В** – впадины; **П** – плиты (структуры чехла платформ); **ВП** – вулканоплутонические пояса; **А** – аллохтоны; **СН** – складчато-надвиговые зоны; **С** – sutуры и их фрагменты; **Н** – главные надвиги; **Р** – разломы, включая сдвиги [72, с. 22].

### I. Тургайско-Срединно-Тяньшанский микроконтинент (докембрийский).

*Вулканоплутонические пояса:* **ТВП** – Тургайский девонский; **КВП** – Кураминский позднекарбонново-пермский; *Складчато-надвиговые зоны:* **КСН** – Большекарататауская; **БСН** – Байконурская; *Рифтогенные шовные зоны:* **ШРЗ** – Шалкиинская; **КР** – Кушмурунский рифт; *Впадины:* **СДВ** – Сырдарьинская. [78, с. 13].

Рисунок 31 – Схема тектонического районирования палеозойда Казахстана [52, 72, 78]

## **II. Атасу-Жонгарский микроконтинент (докембрийский).**

*Выступы фундамента (блоки):* АМБ – Актау-Моинтинский; КЭБ – Кызылэспинский; ТКБ – Текелийский; *Вулкано-плутонические пояса:* МИВП – Моинты – Илийский (юго-западная ветвь девонского вулкано-плутонического пояса); ПИВП – Прибалхашско-Илийский карбоново-пермский;

## **III. Кокшетау-Северо-Тяньшаньская складчатая область (Казахстанский составной континент).**

*Террейны:* А). Гранито-гнейсовые купола (как следствие наложения высокотемпературного метаморфизма): ЗТ – Зерендинский; УТ – Улытауский; КТ – Кендыктасский; Б). Фрагменты микроконтинентов: ШТ – Шатский; ККТ – Калмакольский; ИТ – Ишкеольмесский; ШТ – Чуйский; ЖТ – Жельтауский; МКТ – Малокаратауский; СТТ – Северо-Тяньшаньский; *Рифтогенные шовные зоны:* КРЗ – Карсакпайская; СРЗ – Сарытумская; *Фрагменты вулканических островодужных систем (вулканические дуги, задуговые и междуговые бассейны):* СБД – Степнякско-Бетпақдалинская (вулканическая дуга и задуговой бассейн); СТД – Селеты-Тенизская; КД – Кастекская; *Офиолитовые аллохтоны:* ЖА – Жоантобинский; СА – Саксаулдалинский; *Аккреционные призмы:* ЕАК – Ерементау-Бурунтауская; *Аккреционные призмы с коллизионными сутурами:* АС – Азатская; ЖКС – Жукейско-Керейская; КС – Кокшетауская; ИНС – Ишим-Нарынская; ЧС – Чистопольская; ЗИС – Заилийская; *Коллизионные сутуры:* ИАС – Ичкелетау-Арамсуйская; ВВС – Восточно-Бетпақдалинская; ЧКС – Чилико-Кеминская; *Зоны трансформных сутур:* АИС – Атбаши-Иныльчекская; АОС – Атасу-Олентинская; ИКС – Ишим-Каратауская; НС – Линия Николаева; КЖС – Кокжотская; *Окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс:* ЦКВП – Центрально-Казахстанский (девонский); *Структурные элементы чехла:* ЗСП – Западно-Сибирская плита; ТВ – Тенизская впадина; ШСВ – Чу-Сарысуйская впадина (бассейн); КБ – Карагандинский бассейн; СТСС – Сарысу-Тенизская сбросово-сдвиговая зона; ШССН – Чу-Сарысуйская сдвигово-надвиговая зона; *Постколлизионные рифтовые зоны (авлакогены):* ЖРЗ – Жаильминская; АРЗ – Акбастауская; ТРЗ – Туюкская; *Постколлизионные разломы:* *Сдвиги:* ГКР – Главный Каратауский; ЖНР – Жалаир-Найманский; ЦР – Целиноградский; *Надвиги:* ВУН – Восточно-Улытауский[52, с. 34] ;

## **IV. Чингизская складчатая область.**

*Террейны* (фрагменты вулканических островных дуг): БД – Бозшакольский; АМД – Алкамергенский; БАД – Баянаульский; АД – Абралинский; *Аккреционные призмы с коллизионными сутурами:* МАС – Майкаинская; ЧАС – Чингизская; ААС – Акчатауская; ТАС – Токайская; *Складчато-надвиговые зоны:* ШСН – Шидертинский; *Постколлизионные разломы, сдвиги:* ГЧР – Главный Чингизский;

## **V. Жонгаро-Балхашская складчатая область.**

*Террейны* (фрагменты микроконтинентов): АТ – Аягузский; *Фрагменты вулканических островных дуг и задуговых бассейнов:* КСД – Карасорский; КД – Каиндинский; БКД – Буракойский; *Аккреционные призмы с коллизионными сутурами:* ТКС – Тектурмасская (силуро-девонская); ТАС – Тастауская; *Аккреционные призмы:* ПАК – Северо-Балхашская; ЖАК – Жаман-Сарысуйская; САК – Салкинбельская; *Фрагменты преддуговых террас:* СПТ – Сарысуйский; НПТ – Нуринский; КПТ – Кентерлауский; СПТ – Саякский; АНПТ – Ангрэнсорский; АПТ – Актогайский; БПТ – Бороталинский; АЖПТ – Акжалский; *Постколлизионные рифтогенные шовные зоны:* СРЗ – Спасская надвиговая; УРЗ – Успенская; *Вулкано-плутонические пояса:* ПВП – Прибалхашский; КВП – Калдырминский; *Постколлизионные сдвиги:* ГЖР – Главный Жонгарский; АР – Алтынэмельский; СР – Солдатсайский; ЮЖН – Южно-Жонгарский; ПР – Панфиловский [52, с.22];

Рисунок 31, лист 2

## **VI. Уральская складчатая область.**

*Террейны* (фрагменты микроконтинентов, подвергшиеся гранитизации — метаморфические ядра): **ВУТ** — Восточно-Уральский; **БЕТ** — Бельтауский; *Фрагменты микроконтинентов не подвергшиеся интенсивной гранитизации*: **ВМТ** — Восточно-Мугоджарский; *Фрагменты вулканических островодужных систем*: **МД** — Магнитогорская; **ВУД** — Восточно-Уральская; **ВД** — Валерьяновская; *Коллизионные сутуры*: **ГУР** — Главная Уральская; **БЕД** — Бельтауская вулканическая дуга Южно-Тяньшаньского орогенической области; *Фрагменты океанических структур*: **ЗМО** — Западно-Мугоджарский; *Аллохтоны офиолитов*: **СА** — Сакмарский; **КПА** — Кокпектинский; **ОИАК** — Орь-Илекская; *Аккреционные призмы с коллизионными сутурами*: **ДАС** — Денисовская (Зауральская); *Сланцевые пояса*: **ИСП** — Иргизский; *Главные постколлизионные разломы*: **ЧР** — Челябинский разлом [72, с. 44];

## **VII. Северо-Тургайская складчатая область.**

*Террейны* (фрагменты микроконтинентов): **БТ** — Боровской; **ДТ** — Демьяновский; *Фрагменты вулканических островных дуг*: **КШД** — Карашиликская; *Вулкано-плутонические пояса*: **ТВП** — Тургайский;

## **VIII. Обь-Зайсанская складчатая область.**

*Террейны*: **ГАТ** — Горноалтайский; **ЗКТ** — Западно-Калбинский; *Фрагменты вулканических островодужных систем*: **СРТ** — Сарсазанская; **РАД** — Рудно-Алтайская; **ЖСД** — Жарма-Саурская; *Аккреционные призмы и коллизионными сутурами*: **ОЗАС** — Обь-Зайсанская; *Трансформные сутуры*: **ИСС** — Иртышская зона смятия

Рисунок 31, лист 3

## **Мезопротерозой (1600-1000 млн. лет)**

События этого этапа реконструируются с некоторой долей условности. После лаксфордской орогении, которая происходила на рубеже 1,4 млрд. лет и сопровождалась распадом суперконтинента Родиния. В этот этап происходило формирование основания фундамента будущих осадочных бассейнов Южного Казахстана.

Характерный тип стратиграфического разреза мезопротерозоя на окраинах Улутаского, Кокчетавского, Шу-Кендыктаского, Анрахайского, Заилийского и других микроконтинентов представлен толщами порфиroidов контрастного базальт-риолитового, либо риолитового состава. По химическому составу эти вулканы соответствуют окраинно-континентальному, либо рифтовому типу. Внутренние зоны микроконтинентов сложенные карбонатными и кварцитопесчаниковыми толщами, сформировались в переходной или мелководной морской обстановке. В ряде массивов, таких как, Кокчетавский (кууспекская свита), Южно-Улутауский (жидинская серия), Шу-Кендыктаского, Анрахайского (копинская свита) в основании мезопротерозоя разреза залегают преимущественно андезитовые и андезидацитовые серии. Выше залегают карбонатно-черносланцевые и кварцито-песчаниковые толщи, которые являются составной частью комплекса чехла микроконтинентов. Полученные изотопно-геохронологические данные [74, 75, 94, 95] позволили получить датировки кварцитопесчаниковых толщ не только Кокчетавского и

Улутауского, но Атасу-Жонгарского и других регионов Казахстана и Тянь-Шаня в соответствии с рисунком 31.

Вследствие распада Родинии образовалась суперконтинент Гондвана, состоящая из ряда будущих древних платформ – континентов Южная Америка, Африка, Индостан, Австралия, Антарктида, до начала ордовика в состав Гондваны входили Южный и Северный Китай.

Отдельно обособились три палеоконтинента так называемой Лавразийской группы: 1) Европа, 2) Лаврентия (Северная Америка) и 3) Сибирь. Эти континенты располагались и по периферии ограничивали Палеоазиатский океан. Помимо этого, от Гондваны обособились множество ее обломков или террейнов [74, 75, 88, 92, 93]. Нас интересуют только, так называемые «казахстанские» кратонные террейны, такие как, Улутауская и Кокчетавская группы этих террейнов состоящая из ряда массивов, которые в этот период времени активно мигрировали в центральной части акватории Палеоазиатского континента, имея на тот период времени пассивные континентальные окраины по своей периферии.

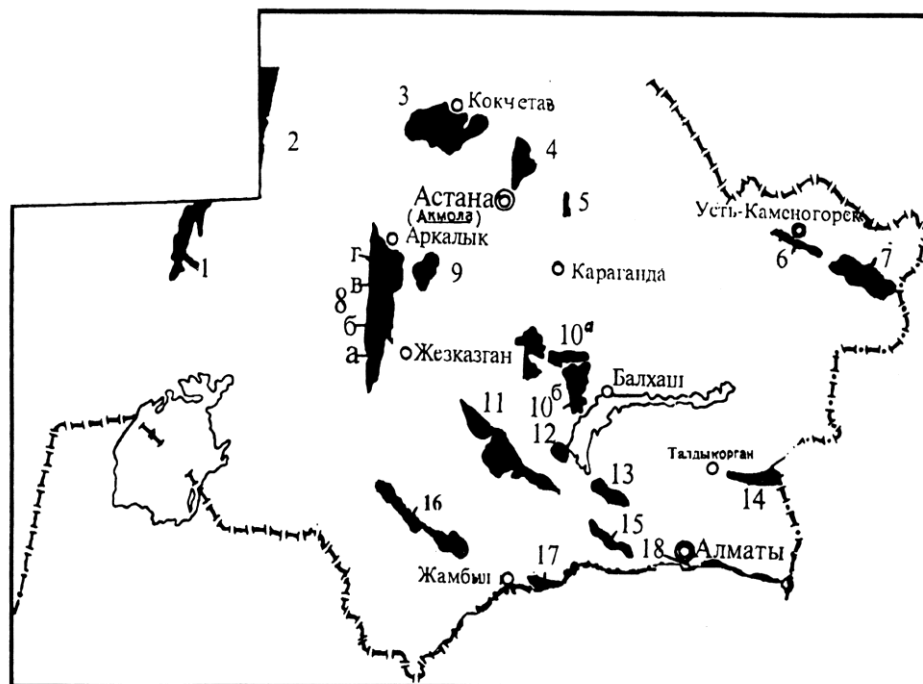
Террейны, образованные из крупных микроконтинентов, Тургайско-Срединно-Тяньшаньский, Атасу-Жонгарский, представляют собой обломки мезопротерозойского континента Родинии [23, 74, 75, 88]. Они имеют палеопротерозойский фундамент и мезопротерозойско-палеозойский чехол, сравнительно слабо деформированный и метаморфизованный, сохранивший первичную стратиграфическую последовательность толщ.

В Улутау в первой половине мезопротерозоя активно развивался вулканизм, связанный с формированием локальных рифтовых структур. Улутайский массив в современной структуре палеозой представлен следующими тектоническими блоками с юга на север: 1) Майтубинским, 2) Карсакпайским, 3) Северо-Улутауским, 4) Кирейским.

Тургайский и Сырдарьинский массивы входили в состав единого Тургайско-Срединно-Тяньшаньского микроконтинента, который представляет собой обломок палео-мезопротерозойского суперконтинента Родиния.

На этом фоне активно развивались Шуйский, Кендыктасский, Большекаратауский, Макбальский, Заилийский кратонные террейны, которые вероятно, представляли обломки, отделившиеся от суперконтинента Родиния во время ее распада в процессе лаксфордской орогении [74, 75, 91]





1-18 – регионы - выступы континентальной протокры (террейны, массивы, блоки): 1 – Восточно-Мугоджарский, 2 – Зауральский, 3 – Кокчетавский, 4 – Ишкеольмесский, 5 – Ерментауский, 6 – Иртышская зона смятия, 7 – Курчум-Кальжирский, 8 – Улутауский (блоки: а – Байконурская, б – Карсакпайская, в – Жаксы-Улутауская, г – Северо-Улутауская), 9 – Кирейский, 10 – Атасу-Моинтинский (10а – Атасу-Жамшинский, 10б – Кызыл-Эспинский), 11 – Шуйский, 12 – Каракамысский, 13 – Анрахайский, 14 – Жонгарский, 15 – Кендыктасский, 16 – Большекаратауский, 17 – Макбальский, 18 – Заилийский [96]

Рисунок 32 – Схема распространения докембрийских комплексов Казахстана

### Неопротерозой, рисунок 32, (1000-540 млн. лет)

Судя по палеогеографическим реконструкциям [23, 90], началось сближение Шуйского, Кендыктасского, Большекаратауского, Макбальского, Заилийского кратонных террейнов. В это время окончательно происходит обособление двух структурных этажей в разрезе указанных кратонных террейнов: 1) фундамента, сложенного гранито-гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и др. видами метаморфических пород амфиболитовой фации метаморфизма, 2) плитного комплекса сложенного (снизу в верх) сланцево-карбонатными породами, на которых залегают кварцито-песчаники, порфириоиды и порфиритоиды и далее пачка карбонатно-терригенных пород. Уровень метаморфизма этого комплекса соответствует зеленосланцевой фации метаморфизма [19, 23, 26].

Характерной особенностью конца непротерозойского (вендского) времени является развитие оледенения, фиксирующее расположение Восточной Палеогондваны в приполярных широтах южного полушария (Торгай-Срединный Тянь-Шань). Имеется несколько уровней (чаще всего два)

ледниковых отложений. Наиболее выражен уровень, приуроченный к рубежу венда и кембрия [26].

### **Кембрий-ранний ордовик**

Этот этап наследует тенденции развития, которые были заложенные в неопротерозое (позднем рифее-венде), события этого и последующих этапов реконструируются преимущественно по результатам биостратиграфических, радиоизотопных и петрохимических исследований. По мнению [97], в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-раннепалеозойская субдукционная граница, над которой сформировалась островная дуга Кипчак.

В раннем палеозое в Казахстане происходит заложение вулканических островодужных систем (с запад на восток): Ишим-Каратауской, Степнякской (Степняк-Северо-Тяньшаньской) Бощекульской, Чингизской (Чингиз-Тарбагатайской), которые представляют собой в современной структуре палеозойд дугообразно изогнутые в плане структуры, простирающие которых изменяется от северо-западного на юге до субмеридионального на севере [97, с. 45]. Протяженность их измеряется многими сотнями километров при ширине современных выходов Ишим-Каратауская – до 10-20 км, Степнякская – до 100 км, Бощекульская и Чингиз-Тарбагатайской островодужные системы более 100-150 км. На рубеже среднего-верхнего ордовика происходит формирование составного Казахстанского (Киргизко-Казахстанского) континента в результате аккреции и последующей коллизии докембрийских микроконтинентов и массивов (Кокчетауского, Шатского, Заградовского, Улутауского, Чуйского, Кедыктасского, Заилийского и др.) с островными дугами (Степнякской, Селетинской, Бощекульской). По периферии Казахстанский континент обрамляется амагматическими континентальными окраинами, типа Ишим-Нарынской зоны.

В начале кембрия произошло частичное разрушение протерозойских (рифей-вендских) рифтовых систем, интенсивное новообразование океанической коры и полное отделение от восточно-гондванской части Родинии микроконтинентов и террейнов, упомянутых выше.

В эволюции раннепалеозойского вулканизма Казахстана выделяются три основные вулканические эпохи, обозначающие максимумы проявления островодужного вулканизма: 1) кембрийская-раннеордовикская; 2) арениг-лланвирнская; 3) карадок-ашгилл-лландоверийская [98, 99]. Заложение островодужных систем Казахстана предположительно относится к началу венда-кембрия. Датировки возраста залегающих в основании разреза вулканогенных формаций были получены для Бощекульской островодужной системы и оцениваются значениями в 525 млн. лет [100, 101]. И это заложение, насколько об этом можно судить на современном уровне стратиграфической изученности, вероятно, не было одноактным процессом.

Степнякская (Степнякско–Северо-Тяньшаньская) и Ишим-Каратауская вулканические дуги характеризуются, более поздним развитием вулканических процессов. Так, в Степнякской зоне, проявился *раннекембрийский* вулканизм

(мощность вулканической серии достигает 2500 метров), тогда как в Ишим-Каратауской – не доказаны проявления кембрийского вулканизма. На северо-востоке Степнякской зоны выделяется кремнистая ирадырская свита (яшмы, кварциты) с аренигскими конодонтами, ниже которых залегает существенно базальтовая сазинская свита мощностью до 500 метров, на юге близкую структурную позицию занимают базальты, и кремни ащисуйской свиты. Во многих местах от севера до юга в пределах Ерменатау–Шу-Илийской зоне в яшмо-кварцитах акдымской серии, ирадырской, бурубайтальской и других свит, обнаружены и датированы верхнекембрийские конодонты [97, 98].

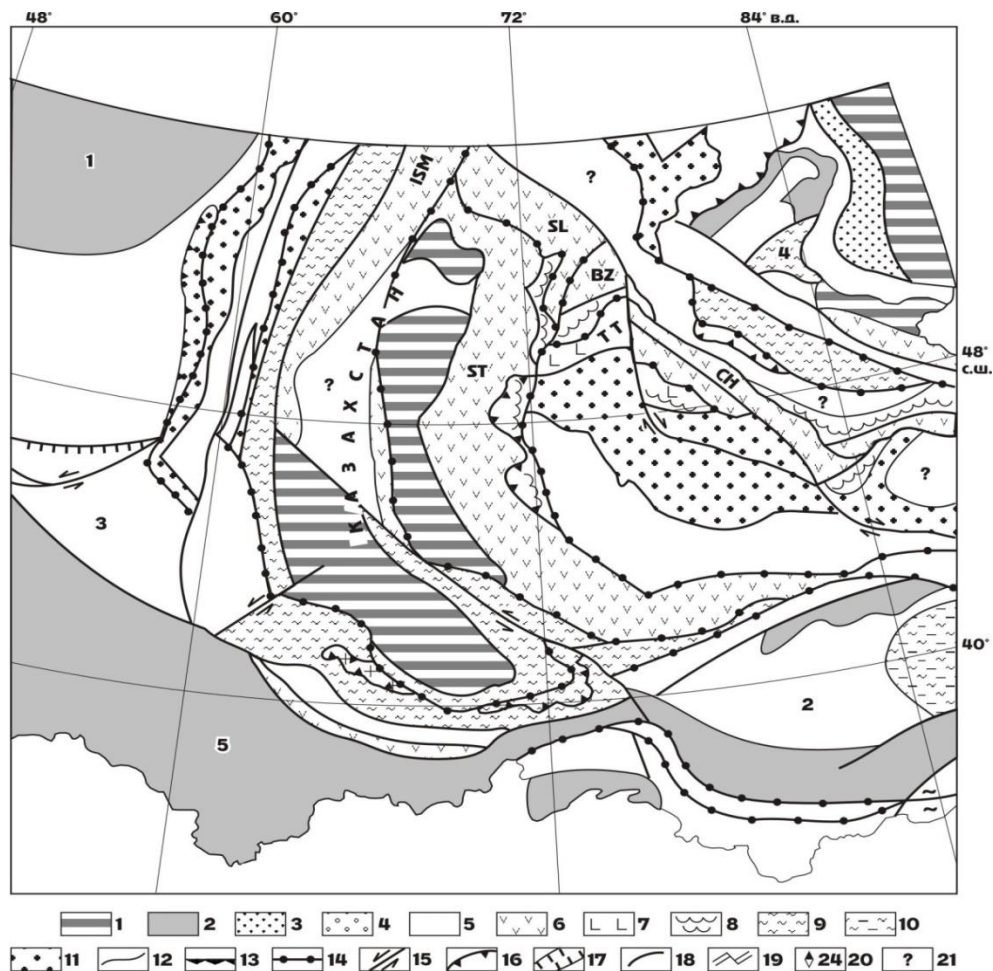
#### **Ранний – средний ордовик, рисунки 33, 34**

В раннем ордовике в Северном Казахстане происходит субдукция вдоль восточного борта Кокчетавского и Улутауского террейнов с океанической плитой Палеоазиатского океана, здесь закладывается и активно развивается северный сегмент Степнякской островной дуги. В Тянь-Шане произошло столкновение островной дуги с Улутауским и Северо-Тяньшанским террейнами.

По внешним границам единого в структурном плане Торгайского-Улутауского микроконтинента активно формируются и развиваются островодужные системы энсиалического типа на западе на границе с Восточно-Уральским океаном и на востоке Степнякская вулканическая дуга указывающие на активные конвергентные границы. В Байконурской зоне восточного Торгая происходит смена глубоководных терригенных осадков на мелководные шельфовые. Происходит сближение Кокчетавского, Улутуского, Сырдарьинского, Шуйского и Кендытассого террейнов по системам Главного Каратауского и Жалаир-Найманского разломов.

Активизировались вулканические процессы в пределах Степнякской островодужной системы, которая на юге разделяла Шу-Сарысуыйский и Прибалхашско-Илийский регионы. В ее пределах проявляется отчетливая латеральная сегментация, которая подразделяется на ряд последовательно расположенных вулканических сегментов (с севера на юг, в скобках указана средняя мощность вулканической серии): собственно, Степнякский (1000 метров), Сарысу-Тенизский (500 метров), Шу-Илийский (500-800 метров), Северо-Тяньшаньской (Кендыктас-Заилийский – 400-650 метров). Субширотные ответвления Степнякской островодужной системы, состоят из Володарского и Калмыккульского сегментов[97, с.56].

Ишим-Каратауской островодужная система подразделяется на Ишимский и Байконурский вулканические сегменты. Сочетание субмеридиональных и субширотных вулканических ареалов в этой части Казахстана в раннем палеозое формируют мозаичную систему вулканических структур[96, с. 58].

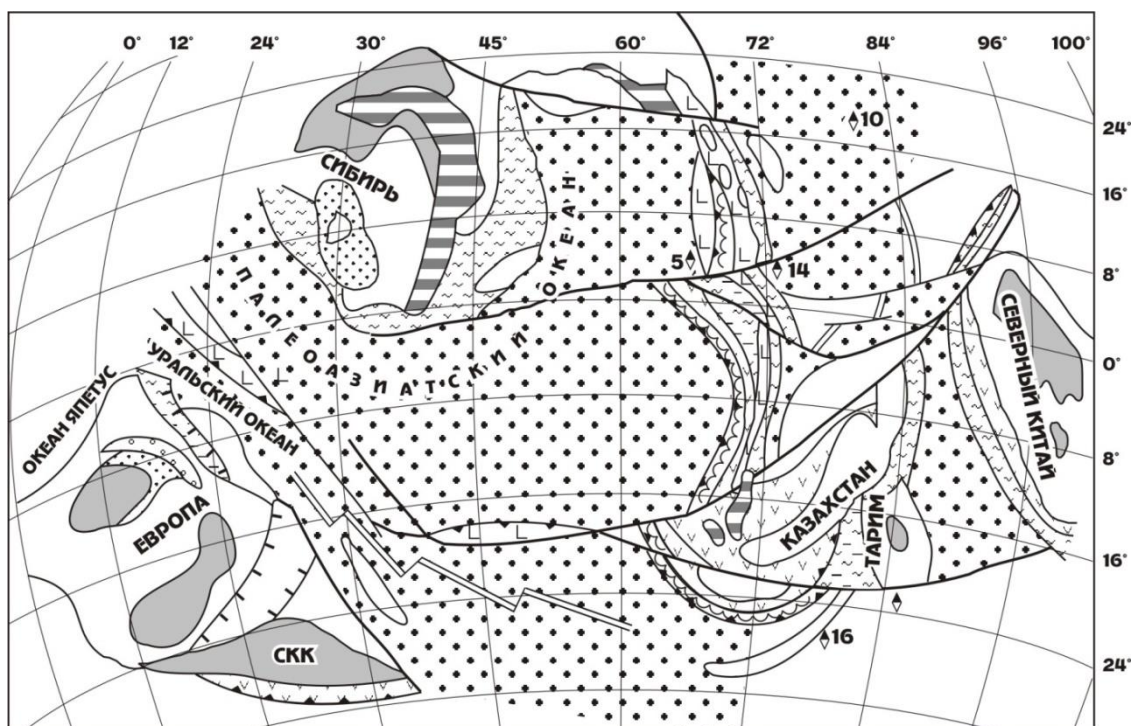


Континентальные обстановки: 1 – возвышенности, 2 – низменности, 3 – флювиально-озерные, 4 – эвапоритовые бассейны. Морские и океанические обстановки: 5 – шельф, 6 – зрелые островные дуги, 7 – юные островные дуги, 8 – аккреционные призмы, 9 – континентальный склон, батиаль, 10 – глубоководные моря (отложения черных сланцев), 11 – абиссаль [23, с. 10]. Тектонические и прочие обозначения: 12 – границы фаций, 13 – зоны субдукции, 14 – сугуры, 15 – сдвиги, 16 – надвиги, 17 – грабены, 18 – неопределенные разломы, 19 – оси спрединга и трансформные разломы, 20 – палеомагнитные векторы и палеошироты, 21 – предполагаемые и дискуссионные обстановки [23, с. 14]. 1 – Восточно-Европейский континент; 2– 5 – микроконтиненты, массивы и другие блоки: 2 – Тарим, 3 – Устырт, 4 – Алтай, 5 – Центральный Каракум. Главные островные вулканические дуги: Степнякская (ST), Селетинская (SL), Бозшакольская (BZ), Ишимская (ISM), Тектурмаская (TT), Чингизская (CH). [23, с. 14]

Рисунок 33 – Палеогеографическая схема Центральной Евразии – средний-поздний ордовик. Образование Казахстанского составного (аккреционно-коллизийного) континента [23, 52, 104]

Характерно развитие во фронтальных частях ордовикских островодужных систем мощных аккреционных призм, состоящих из турбидитов или тейфротурбидитов, включающих горизонты олистостром и блоки разновозрастных офиолитов [98, 102]. Формируются более зрелые островные дуги с дифференцированными вулканитами несколько более

высокой, по сравнению с кембрийскими вулканитами, щелочности и с мощными турбидитами. В окраинных бассейнах (Жонгаро-Балхашском, Обь-Зайсанском) происходило новообразование океанической коры.



СКК – Центрально-Каракумский микроконтинент

Рисунок 34 – Палинспастическая схема Центральной Евразии – средний-поздний ордовик. Образование Казахстанского составного (аккреционно-коллизийного) континента. [23, 52, 104]

Примечание – Условные обозначения на рисунке 33

Степнякская вулканическая дуга имеет ширину 100-150 км и сложена ордовикскими вулканическими и вулканогенно-осадочными толщами, включая комплексы карадокского вулканического флиша предугового прогиба (бассейна). Ордовикские образования налегают на кембрийские вулканогенно-осадочные породы Селетинской дуги, в фундаменте которой расположены докембрие породы Шатского и Ешкиольмесского континентальных блоков в соответствии с рисунками 31, 33. Степнякская вулканическая дуга опоясывает с севера и востока Кокчетавский массив, включающий фрагменты одноименного микроконтинента, метаморфический комплекс пород высоких и сверхвысоких давлений и по обрамлению – офиолиты, олистостромы и аккреционного клина [74, 75, 103]. Южнее Кокчетавского массива находится Калмаккольский террейн, представляющий собой фрагмент пассивной континентальной окраины. Нижняя, арениг-лланвирнская вулканическая толща Степнякской дуги перекрывает докембрийские образования Шатского и Ешкиольмесского докембрийских террейнов. Раннеордовикская (раннеаренигская) олистострома, выделенная в составе хаотического комплекса аккреционной призмы по

обрамлению Кокчетавского массива. По обрамлению Кокчетавского массива олистолиты и олистоплаки имеют окатанную и удлинённую форму и сложены породами Кокчетавского микроконтинента (гранито-гнейсами, кварцитами, кварцито-песчаниками, углеродистыми карбонатами), а также гранат-слюдистыми и слюдистыми сланцами и амфиболитами. Матрикс имеет гравелито-песчаниково-алевролитовый состав. Раннеордовикская (среднеаренигская) олистострома выделенная в районе поселка Жанаталап, слагает верхние части дистального флиша Степнякского прогиба и представлена тектоническими линзами, в которых залегают переслаивающиеся песчаники, алевролиты и кремнистые алевролиты. В составе олистостромы присутствует обломочный материал из двух источников. Первая группа (резко преобладает) представлена породами, слагающими покровно-чешучатую структуру Кокчетавского массива: гнейсами, кварцитосланцами и габбро-амфиболитами. Вторую группу, имеющую подчиненное значение и приуроченную к основанию олистостромовой толщи, составляют хорошо окатанные обломки размерами до 10-15 см магматических и осадочных пород, вероятно, Степнякской островной дуги. Арениг-лланвирнские вулканы Степнякской островной дуги (жанасуйская свита) сложенные вулканическо-кремнисто-терригенными породами (переслаивающиеся риолитами, яшмами, фтанидами, кремнистыми алевролитами, аргиллитами). Среди кремней встречаются прослои базальтов, спилитов, диабазов мощностью до 20 м. Породы жанасуйской свиты залегают в тектонических пластинах, перемежающихся с вулканидами вышележащей сагской свиты [104].

В основании ордовикского островодужного комплекса Степнякской дуги залегает свита тассу. Эта свита сложенная крупногалечными туфоконгломератами и туфобрекчиями, состоящими из обломков эффузивов риолитового, трахириолитового и трахидацитового состава. Реже в разрезе встречаются лавы и игнимбритоподобные породы трахириолитового и трахидацитового состава. Мощность свиты тассу в некоторых местах достигает 1500 метров. Среди туфобрекчий встречаются различные по размеру субвулканические тела порфировых риолитов и трахидацитов. Возраст свиты по радиологическим данным 483 млн. лет, что соответствует тремадокскому ярусу нижнего ордовика [100, 101]. Во внешней зоне Степнякской дуги локально развита жанасуйская свита нижнего ордовика сложенная фтанидами, красными яшмами, кремнистыми алевролитами с горизонтами базальтов и дацитов.

#### **Поздний ордовик, рисунки 33, 34**

К концу среднего ордовика относятся первые крупные коллизионные события. В Казахстане на рубеже среднего и позднего ордовика произошло изменение полярности островных дуг [23, 88, 89]. Вероятно, это было связано с раскрытием Уральского и Туркестанского океанов. Эти процессы привели к коллизии казахстанских и тьянь-шаньских островных дуг с рядом микроконтинентов и, в первую очередь, Кокчетавским, Улутауским, Чуйским, Кендыктасским и Заилийским [23, с. 17]. 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. В результате аккреционных и коллизионных процессов на рубеже среднего-позднего ордовика формируется Казахстанский составной континент, представляющий собой коллаж микроконтинентов (Кокчетаского, Улутауского, Чуйского, Кедыктасского, более мелких массивов Шатского, Боровского, Макбальского, Заилийского и др.) с фрагментами островных дуг (Степнякской, Бошекульской)[23, с. 18].

В среднем ордовике происходит раскрытие герцинских океанических бассейнов, таких как, Уральского, Туркестанского, Жонгаро-Балхашского. В конце ордовика – начале силура, Восточно-Европейский континент находился в низких широтах южного полушария Европы [89, 92]. 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.

Изучение раннепалеозойских вулканических образований Казахстана показывает, что наиболее интенсивным вулканизмом в период времени от венда и до раннего силура отличалась Бошекульская и Чингиз-Тарбагатайская островодужные системы, которые характеризуется наиболее полным и магмонасыщенным формационным рядом. В строении зоны участвует около десяти вулканогенных комплексов кембрия-раннего силура, общая стратиграфическая мощность которых достигает 15 километров [52].

Менее полным (редуцированным) было развитие двух западных зон. В Степнякской – Северо-Тянь-Шаньской и Ишим-Каратауской. Здесь, вероятно, не проявились вендские-раннекембрийские и слабо развиты раннесилурийские вулканогенные образования. В строении Степнякской – Северо-Тянь-Шаньской участвуют восемь вулканогенных комплексов общей мощностью 6 километров. По магмонасыщенности она занимает как бы промежуточное положение. В Ишим-Каратауской зоне вулканизм был проявлен крайне слабо, из стратиграфического разреза выпадают все до позднеордовикские вулканические образования и представлена лишь одна позднеордовикская вулканическая серия мощностью 1500 метров.

Карадокские толщи Степнякской дуги пользуются значительным распространением. Они залегают в некоторых местах на докембрийском фундаменте и на арениг-лланвирнских вулканитах и докарадокских аккреционных образованиях, т.е. образуют, по сути дела, самостоятельный структурный этаж. На этом стратиграфическом уровне выделяется олистостромовый комплекс, представляющий преддуговой бассейн и аккреционную призму. На западном фланге Степнякской дуги формируется задуговой бассейн, в котором происходит накопление флиша с примесью

вулканического материала и подводно оползневыми структурами. В осевой части дуги располагается широкая полоса распространения андезитовых вулканитов и комагматичных гранитоидов.

В самом конце позднего ордовика вследствие, упомянутой выше, коллизии на Казахстанском континенте формируются орогеническое поднятие и коллизионный плутонический пояс. Этот пояс имеет в плане полукольцевую форму (первичная структура пояса, вероятно, была линейной) и протяженность от Северного Казахстана до Тянь-Шаня достигает 2500 километров. Позднеордовикские коллизионные гранитоиды представлены батолитами следующих комплексов: крыккудукским и зерендинским (в Северном Казахстане – Кокчетавский, Шатский районы) [96], крыккудукским (Улутауский район), огистауским (в Бетпак-Дале), курдайско-чатыркульским (хр. Кендыктас), Заилийским (Тянь-Шань). Размеры плутонов широко варьируют и достигают 1000 квадратных километров (Зерендинский, Курдайский, Заилийский и др. плутоны). Большой частью гранитоиды этих комплексов относятся к известково-щелочной серии и представляют группу пород с нормальной и повышенной щелочностью калинатрового ряда. В карадоке на большей части Казахстанского континента происходит накопление молассовых отложений. Такие отложения известны в Кокчетавском, Жаркаин-Агашском, Агалатасском, Шу-Илийском и Каратауском районах.

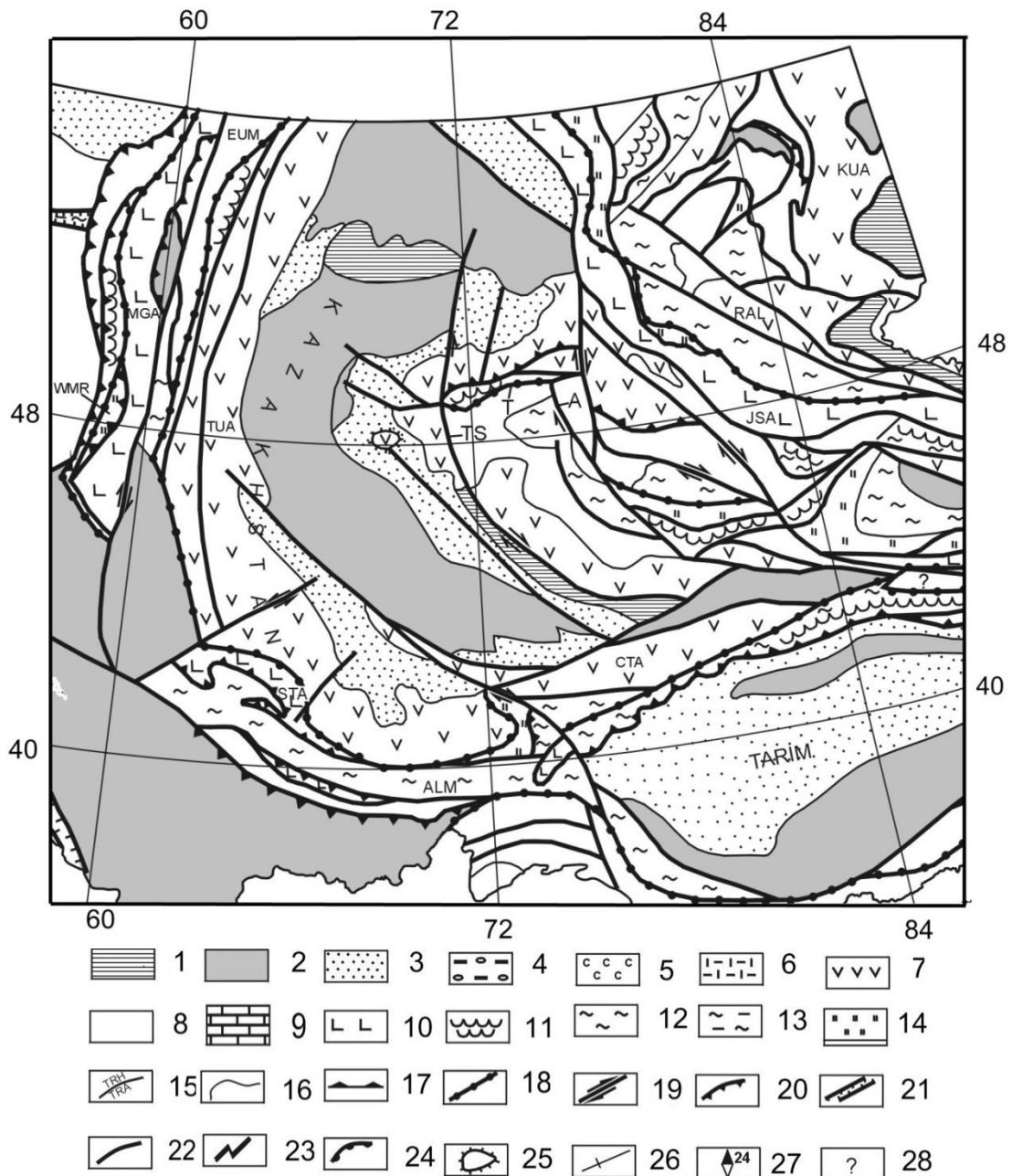
### **Силур**

На территории Казахстанского континента происходит накопление прибрежно-морских и морских молассовых и флищоидных отложений [105]. Под континентом формируется зрелая кора континентального типа.

В позднем ордовике-силуре на окраинах Казахстанского континента формируются терригенные и вулканогенные компенсированные преимущественно шельфовые осадочные комплексы. Это время проявления регрессии, шельфовые бассейны отступают к окраинам Казахстанского континента. В течение всего силура на юго-востоке Шу-Илийского районах продолжает накопление сероцветных и красноцветных моласс [96, с. 12].

В конце силура происходит коллизия Казахстанского континента с островными дугами Туркестанского и Обь-Зайсанского бассейны океанического типа, что приводит к формированию гранитных поясов в Северном Тянь-Шане и на Чингизе [96, с. 13]. В Северном Казахстане на границе силура-раннего девона внедряется боровской плутонический комплекс [96, с.14], являющийся, вероятно, отражением коллизионных событий, происходящих на северной окраине континента.





*Континентальные обстановки:* 1 – возвышенности, 2 – низменности, 3 – флювиально-озерные, 4 – угленосные бассейны, 5 – эвапоритовые бассейны, 6 – рифтовые и орогенные вулканы, 7 – окраинно-континентальные вулканические пояса и зрелые островные дуги. *Морские и океанические обстановки:* 8 – шельф, 9 – карбонатные платформы, 10 – юные островные дуги, 11 – аккреционные призмы, 12 – континентальный склон, батталь, 13 – глубоководные моря (отложения черных сланцев), 14 – абиссаль. *Тектонические и прочие обозначения:* 15 – климатические границы (STH – субтропический гумидный, TRH – тропический гумидный, TRA – тропический аридный, EQU – экваториальный), 16 – границы фаций, 17 – зоны субдукции, 18 – сутуры, 19 – сдвиги, 20 – надвиги, 21 – грабены, 22 – неопределенные разломы, 23 – оси спрединга и трансформные разломы, 24 – бровки шельфа, 25 – карбонатные платформы, 26 – направление современных географических координат, 27 – палеомагнитные векторы и палеошироты, 28 – предполагаемые и дискуссионные обстановки. Островные вулканические

Рисунок 35 – Палеогеографическая схема Центральной Евразии, ранний девон – эйфель [23, 52]

дуги и окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса: Кузнецкая (KUA), Рудно-Алтайская (RAL), Жарма-Саурская (JSA), Тургайская (TUA), Центрально-Тяньшаньская (СТА), Южно-Тяньшаньская (СТА), Магнитогорская (MGA). Микроконтиненты, массивы и другие блоки: Восточно-Уральский (EUM), Алайский (ALM); Западно-Мугоджарский рифт (WMR). Разломы: Актасский (А), Целиноградский (ТС), Тектурмасский (Т).

Рисунок 35, лист 2

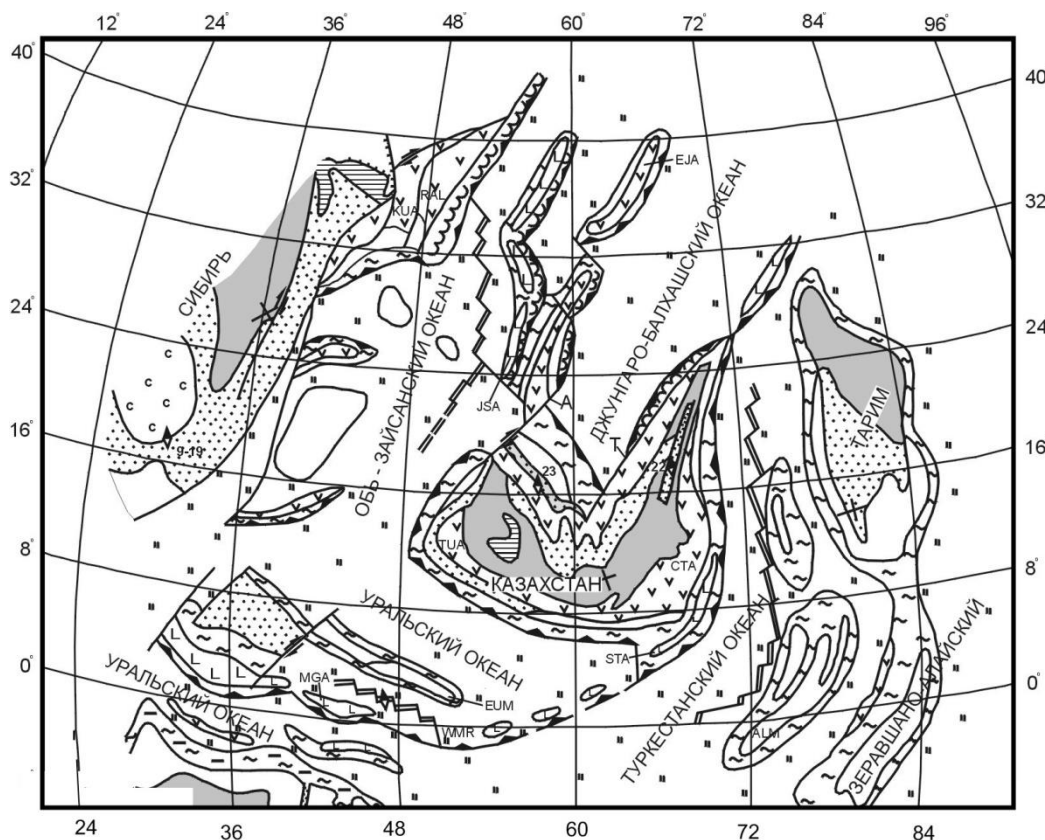


Рисунок 36 – Палинспастическая схема Центральной Евразии, средний девон [23, 52]

Примечание – Условные обозначения на рисунке 34

### Ранний–поздний девон (фран), рисунки 35, 36

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 продолжалось раскрытие Обь-Зайсанского, Уральского и Жонгаро-Балхашского океанов. Казахстанский континент имел активные окраины практически со всех сторон. Вдоль его южной окраины протягивался Торгайский вулканический пояс. Южно-Тяньшанская вулканическая дуга отделялась от континента окраинным спрединговым морем. Жонгаро-Балхашский океанический залив окаймлялся Центрально-Казахстанским вулканическим поясом. Происходило встречное

сближение берегов залива, приведшее впоследствии к закрытию бассейна и формированию Центрально-Казахстанского ороклина.

Во второй половине раннего девона субдукция Жонгаро-Балхашского океанического плиты на активной окраине Казахстанского континента и привела к образованию девонского Центрально-Казахстанского вулканоплутонического пояса окраинно-континентального типа. Этот пояс, представляющий собой гетерогенную структуру, почти сплошного распространения эмско-франских риолит-гранитных вулканоплутонических комплексов (вулкан над интрузией). По составу вулканические ассоциации сложены туфами, лавами, игнимбритами, игниспумитами. Среди вулканических образований известково-щелочные серии по химическому составу выделяются ассоциации пониженной калиевости и ассоциации высококалиевой ветви шошонитовой серии и континентальной молассы [84]. Мощность серии составляет в вулканотектонических структурах в среднем до 2000-3000 метров, а за пределами их уменьшается до первых сотен метров. По латерали с запада на восток пояс делится на четыре сегмента – Бетпадалинский, Сарысу-Тенизский, Баяноульский (или Северо-Восточный) и Чингизский [84, 85]. В пределах этого пояса было выделено две петрохимические зоны – фронтальная и тыловая. Эти зоны характеризуются развитием низко щелочной магматической серии на окраине и высоко щелочной серии (тыловая зона) развитой во внутренней части Казахстанского континента. Активная окраина континента фиксируется сменой петрохимических зон на границе с Жонгаро-Балхашским и на северо-востоке с Обь-Зайсанским бассейнами. Бетпадалинский, Сарысу-Тенизский, Баяноульский сегментах магматизм в течение раннего девона и вплоть до фамена развивался на активной континентальной окраине. Выраженная асимметричная магматическая зональность приурочена надсубдукционной области. Чингиз в это время представлял островную дугу энсиматического типа [85].

В среднем и позднем девоне по внешнему и внутреннему обрамлению вулканоплутонического пояса образуются межгорные впадины, в которых происходит накопление континентальных терригенных молассовых (озерных, лагунных, речных) и вулканогенно-молассовых отложений [85, с. 14].

#### **Поздний девон (фамен) – ранний карбон, рисунки 37-40**

Время формирования квазиплатформенного комплекса, который в Шу-Сарысуиском бассейне является главным нефтегазоносным стратиграфическим уровнем [85, с. 14].

Наиболее важными эпизодами в формировании аккреционного коллажа Центральной Азии считаются правосторонние позднекарбоновые, а затем левосторонние позднепермские смещения, обусловленные сближением и вращением Восточно-Европейского континента относительно Сибирского континента [64, 75]. На основе структурных, палеомагнитных, геохронологических и палеогеографических данных [106] делается заключение о крупноамплитудных позднепалеозойских сдвиговых перемещениях по

Главному Каратаускому, Жалаир-Найманскому, Главному Жонгарскому разломам, в результате закрытия Палеоазиатского океана. Показано, что позднепалеозойские сдвиговые деформации с амплитудой более чем 1000 км нарушили более раннюю тектоническую зональность [64].

У юго-восточной окраины Казахстанского континента еще продолжался вулканизм (Южно-Тяньшанская вулканическая дуга), связанный с субдукцией коры Туркестанского бассейна. В фамене началось закрытие океанического бассейна в зоне Главного Уральского разлома. Внутренние области Казахстанского континента подверглись растяжению, с чем было связано возникновение Жайльминский (Атасуйский), Успенский, Каратауский и других рифтов, сопровождавшееся вулканизмом [107]. 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.

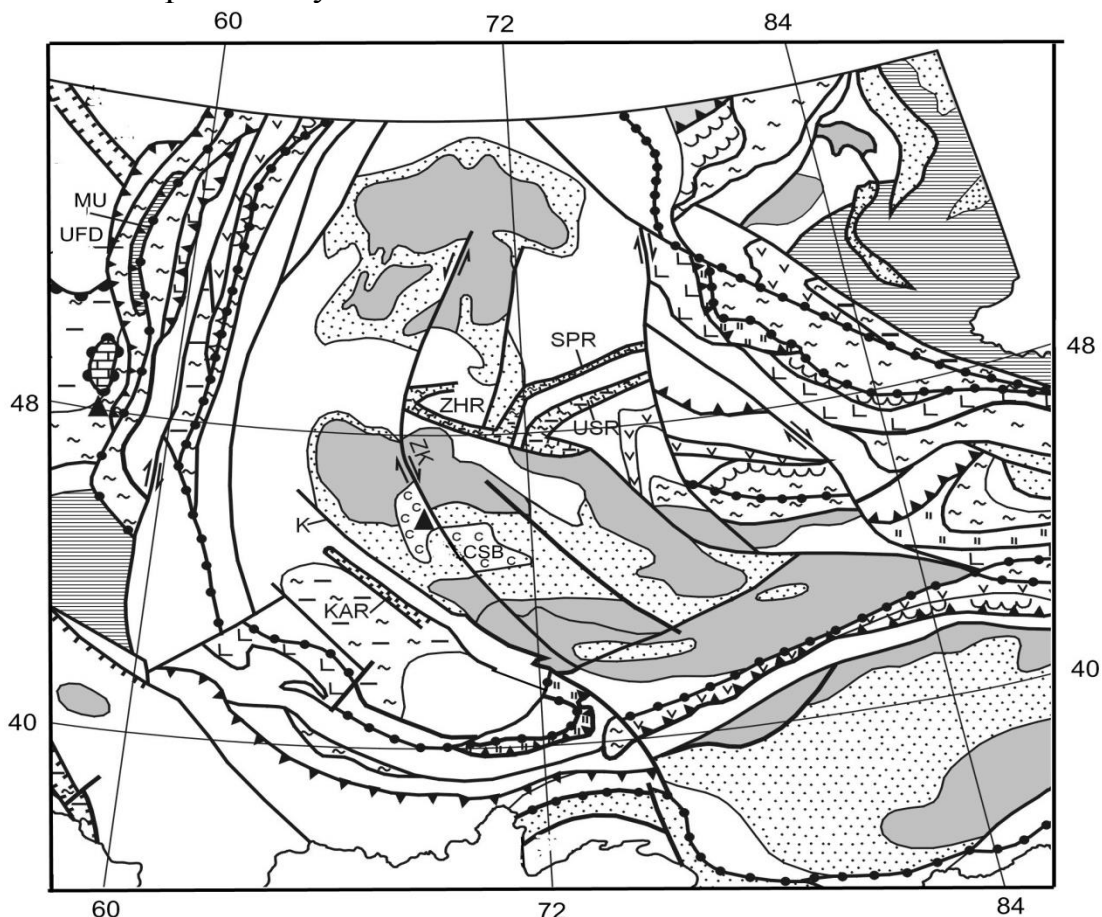
На территории Казахстана и прилегающих территориях в начале раннего карбона сохранились тенденции геологического развития фамена. В конце раннего карбона движение на север с вращением по часовой стрелке возобновилось. На всех окраинах Казахстанского континента возобновилась субдукция океанической коры, с которой связано возникновение Валериановской островной дуги и Прибалхашско-Илийского вулканоплутонического пояса, активная деятельность вулканических дуг и закрытие некоторых междуговых бассейнов [18, 23, 26].

В тылу вулканического пояса на Казахстанском континенте в это время существовали обширные озерно-болотные равнины с мощным угленакоплением [26]. Во второй половине раннего карбона обособливаются три основных бассейна осадконакопления – Тенизский, Жезказганский, Карагандинский (на севере с изолированными более мелкими впадинами). В первых двух бассейнах формируются меденосные и соленосные комплексы, на востоке – мощные угленосные толщи Карагандинского, Экибастусского и других угольных месторождений. В этих бассейнах наряду зелено- и сероцветными, в той или иной степени присутствуют красноцветные отложения [53].

На севере закрывающегося Жонгаро-Балхашского океанического бассейна (от Нуринской до Жаман-Сарысуйской зон) в фамен-карбоне формируются карбонатно-терригенные отложения, мало чем отличающиеся по фациальному облику от аналогичного Казахстанского континента. Южнее на площади современных Токрауской и Калмакэмельской впадин в это время происходит накопление морских, преимущественно, терригенно-вулканогенные отложения, большой мощности (3,5 и более километров).

Основные события этого этапа во второй половине раннего карбона происходят на границе Казахстанского континента и Жонгаро-Балхашского океанического бассейна. Здесь в процессе субдукции океанической плиты под

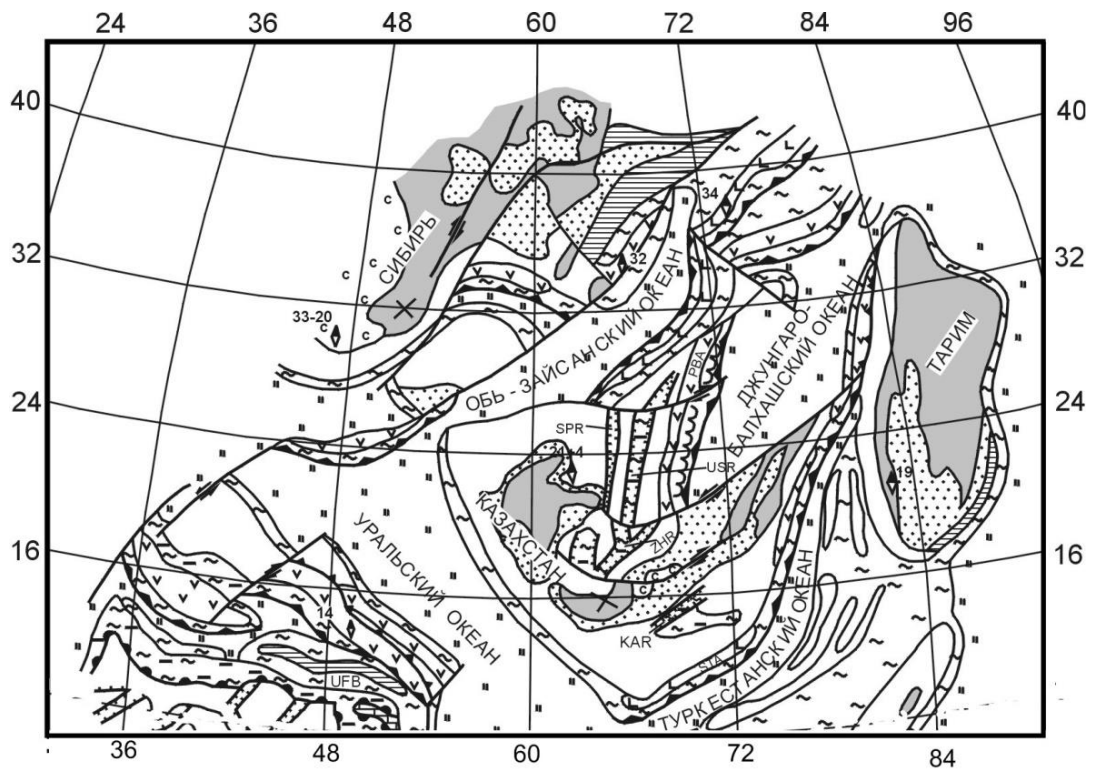
Казахстанский континент формируется Прибалхашско-Илийский вулканоплутонический пояс окраинно-континентального типа. В современной структуре палеозойд Казахстана он имеет в плане полукольцевую, дугообразную форму и распадается на ряд сегментов (вулканических депрессий): Илийский, Кетменский, Токрауский, Калмакэмельский, Баканасский Алакольский [53,с.34]. Нижнекаменноугольные базальты и андезибазальты, относятся к натровой и известково-щелочной сериям. В них установлено высокое содержание глинозема. Все эти петрохимические особенности указывают на их принадлежность к вулканическим сериям энсиалических островных дуг.



Осадочные бассейны: Уральский (UFB), Чу-Сарысуйский (CSB); рифты: Спасский (SPR), Успенский (USR), Жайльминский (ZHR), Каратауский (KAR); разломы: Главный Уральский (MU), Жезказган-Кокчевский (ZK), Главный Каратауский (K).

Рисунок 37 – Палеогеографическая схема Центральной Евразии, поздний девон (фамен) [23, 52] и дополнениями автора [72, 73]

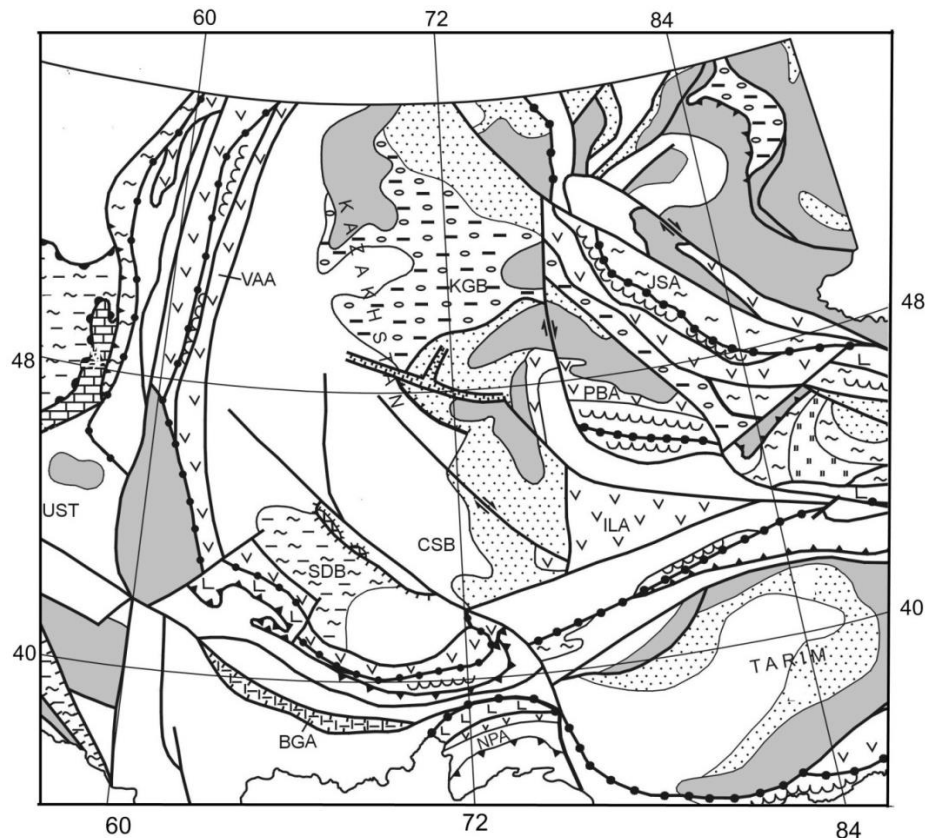
Примечание – Условные обозначения на рисунке 35



Вулканические дуги: Южно-Тяньшаньская (СТА), Прибалхашская (РВА). Предуральский бассейн (UFB). Рифты: Спасский (SPR), Успенский (USR), Жайльминский (ZHR), Каратауский (KAR).

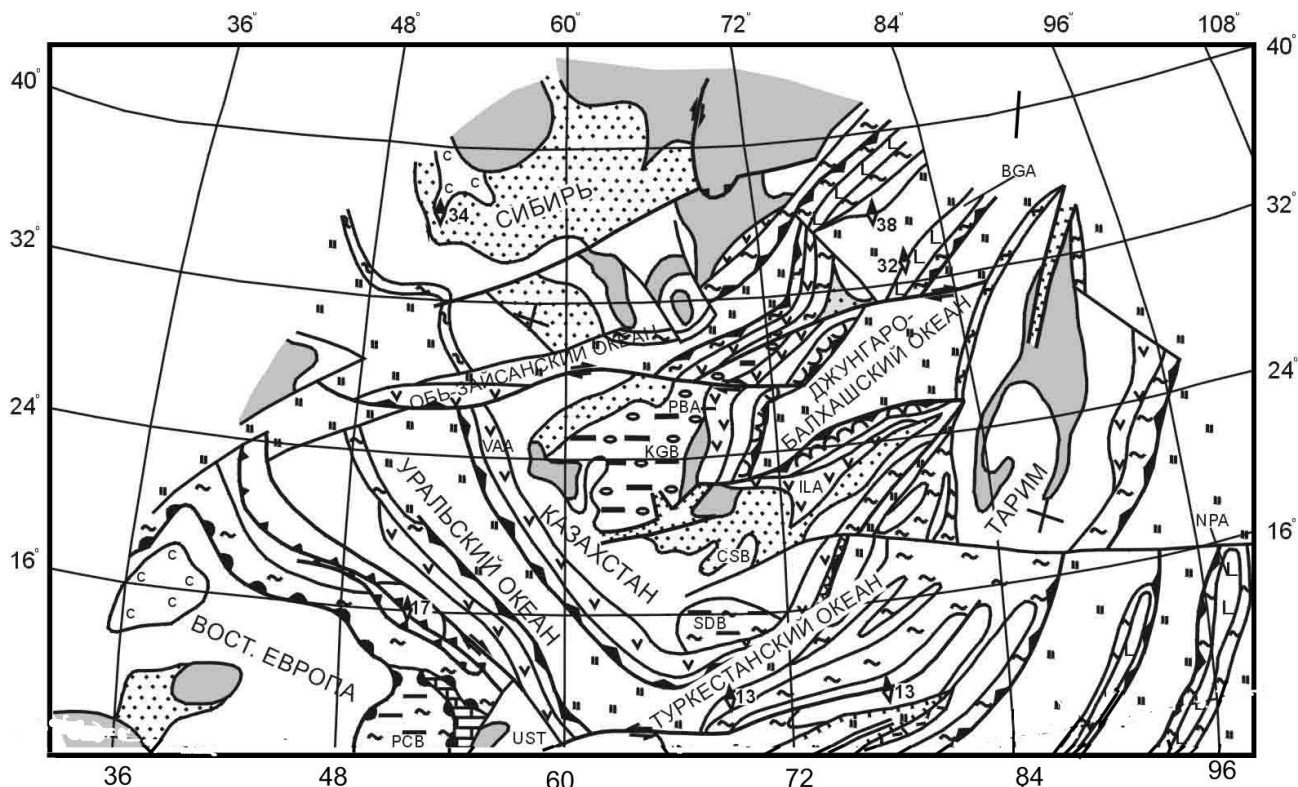
Рисунок 38 – Палинспастическая схема Центральной Евразии, поздний девон [23, 52] и дополнениями автора [72, 73]

Примечание – Условные обозначения на рисунке 35



Осадочные бассейны: Южно-Гиссарский (SHB), Карагандинский (KGB), Чу-Сарысу́йский (CSB), Сырдарьинский (SDB), Устуртский (UST). Островные вулканические дуги и окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса: Валерьяновская (VAA), Прибалхашская (PBA), Или́йская (ILA), Богдошаньская (BGA), Северо-Памирская (NPA), Жарма-Саурская (JSA).

Рисунок 39 – Палеогеографическая схема Центральной Евразии, ранний карбон (визе-серпухов) [23, 52] и дополнениями автора [72, 73]  
Примечание – Условные обозначения на рисунке 35



Осадочные бассейны: Карагандинский (KGB), Шу-Сарысуийский (CSB), Сырдарьинский (SDB), Устюртский (UST), Прикаспийский (PCB). Островные вулканические дуги и окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса: Валерьяновская (VAA), Прибалхашская (PBA), Илийская (ILA), Богдошаньская (BGA), Северо-Памирская (NPA).

Рисунок 40 – Палинспастическая схема Центральной Евразии, ранний карбон (визе) [23, 52] и дополнениями автора [72, 73]

Примечание – Условные обозначения на рисунке 35

### Средний - поздний карбон

В среднем карбоне продолжались тенденции движений конца раннего карбона. Активно работали все окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса. Все океанические бассейны закрывались. С середины и до конца периода повсеместно формируются наземные обломочные отложения, в центральной и южной частях Казахстана чередующиеся вулканическими сериями.

В самом конце позднего карбона и начале перми начался коллизионный этап, с которым связан гранитоидный плутонизм. На Урале, в Казахстане, Жонгарии, Тянь-Шане формируются коллизионные орогенические пояса. В центре Казахстанского континента при аридном климате развиваются бессточные межгорные впадины.

В Северном Прибалхашье происходит излияние и извержение большой по объему массы кислых вулканитов (до 65 тыс. км<sup>3</sup>, [108]). Вулканические серии этого этапа сложены в Северном Прибалхашье (Токрауский, Калмаэмельский, Баканский сегменты) преимущественно кислыми вулканическими породами керегетасской и колдарской свит, а на юге в



Илийском и Кетменском сегментах – кугалинской и жалгызагашской свитами, сложенных риолитами, риодацитами, трахириолитами. Завершается кислый вулканизм сравнительно небольшими по объему (около 10 тыс. км<sup>3</sup>) извержениями в Северном Прибалхашье трахидацитовых-трахитовых игнимбритов и внедрением субщелочных гранитоидов [108]. Ареалы вулканизма базальт-андезитового ряда пространственно приурочены к шовным зонам, тогда как кислые комплексы распространены на удалении от шовных зон, формируя вулкано-тектонические депрессии, осложненные поднятиями. Сравнение общей щелочности вулканических серий Прибалхашско-Илийского пояса указывает на существование определенной петрохимической зональности.

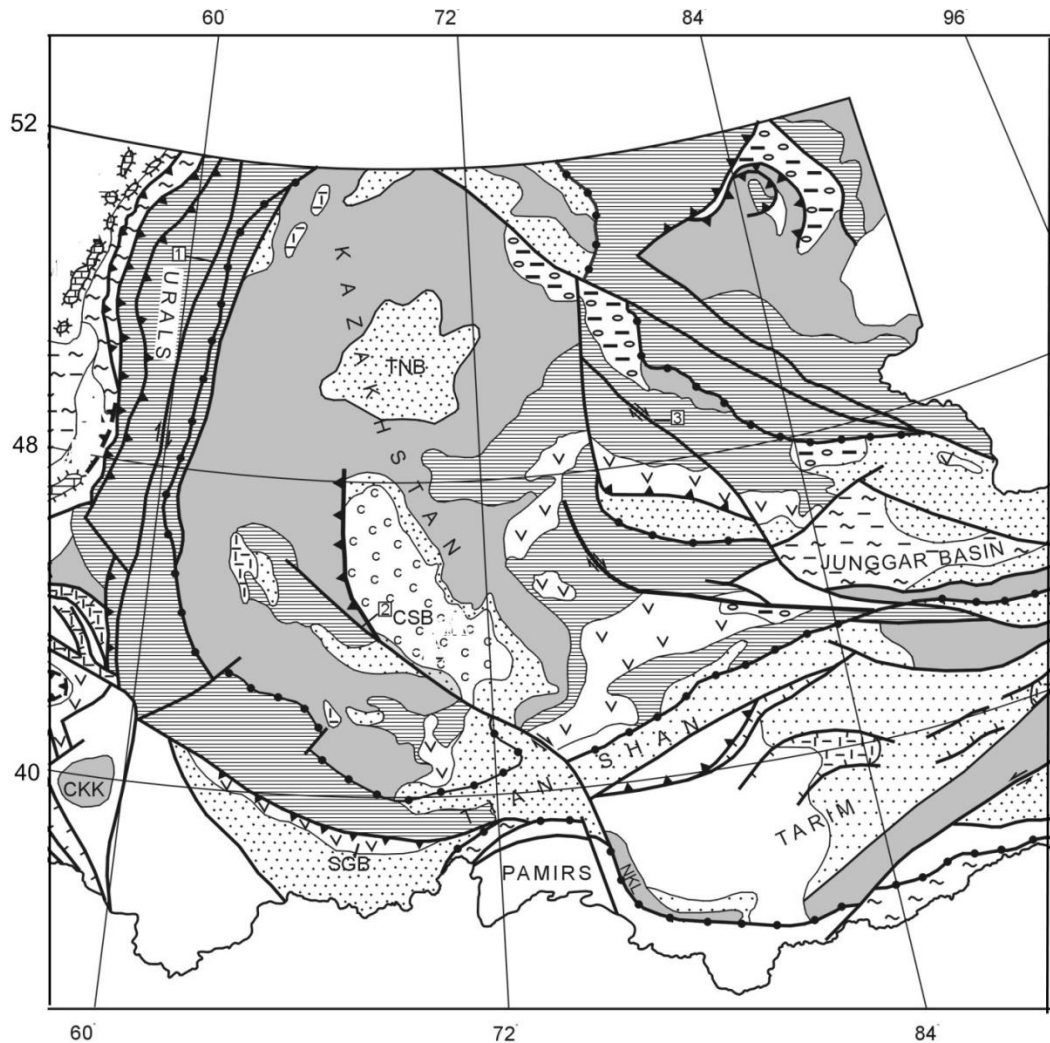
#### **Пермь, рисунки 41-44**

В ранней перми началась активная стадия коллизии Казахстанского континента с Таримом и Восточно-Европейским континентом. Коллизия сопровождалась гранитоидным магматизмом и горообразованием. При этом Тарим и Центральный Казахстан испытали интенсивные вращательные сдвиговые перемещений, по системам возникших коллизионных сдвигов. Восточно-Европейская плита сместились к северу. [64, 109]. С вращательным движением по часовой стрелке в перми связано начало активных движений по Челябинскому, Главному Каратаускому, Жалаир-Найманскому, Целиноградскому, Центрально-Казахстанскому, Главному Жонгарскому, и другим правосторонним сдвигам. Наряду с поднятием горных хребтов, в ранней перми образовались остаточные полузамкнутые глубоководные бассейны. В Жонгарском бассейне, 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 Казахстане к этому времени закрылись все герцинские океанические бассейны и происходила коллизия, сопровождавшаяся мощных субщелочным и щелочным вулканизмом. На месте окраинно-континентальных поясов и островодужных систем формируются коллизионные пояса. Магматизм в этих структурах приобретает ярко выраженный щелочной характер. В Балахаш-Илийском поясе раннепермские трахибазальты и трахиандезиты формируют вулкано-тектонические депрессии (лавовые покровы, экструзии и субвулканы). В отличие от каменноугольных базальтов и андезитов, раннепермские характеризуются повышенной щелочность (сумма щелочей составляет 5-6 %). В позднепермские базальтоиды (оливиновые трахибазальты, трахидолериты, пикритовые базальты) характеризуются повышенной щелочностью. При излиянии они образуют мощные покровы в условиях сформировавшейся зрелой континентальной земной коры. Химизм базальтоидов в различных сегментах Прибалхашско-Илийского пояса отличается. В Баканасском и Алакульском сегментах широко развита субщелочная трапповая серия (бакалинская или курайлинская свиты), характеризующаяся высокой глиноземистостью и

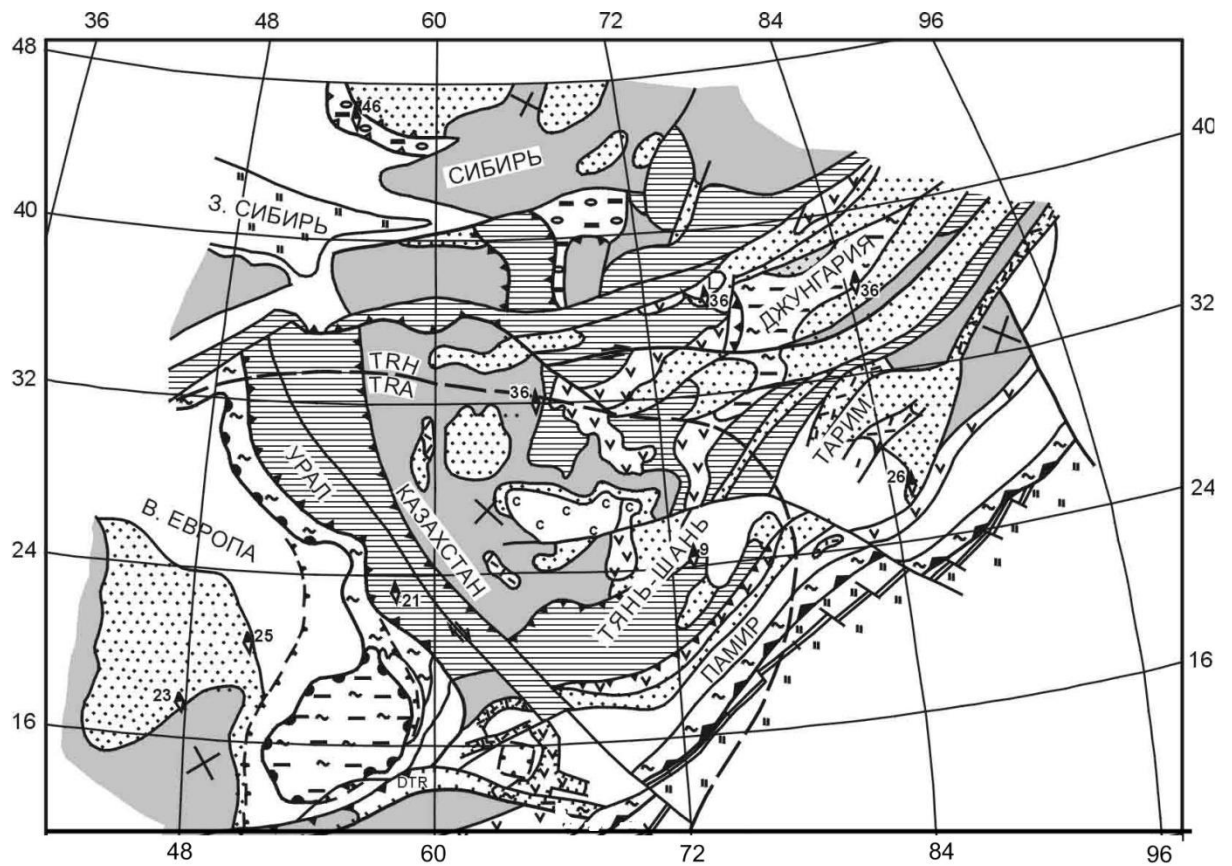
щелочностью (с преобладанием натрия над калием). В Заилийском Алатау и хр. Кетмень верхнеперская серия базальтоиды имеют несколько пониженную калиевую щелочность [53, 54].

Это время завершения формирования коллажа структур Центрально-Азиатского орогенического пояса, отмеченного 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 [64, 109].



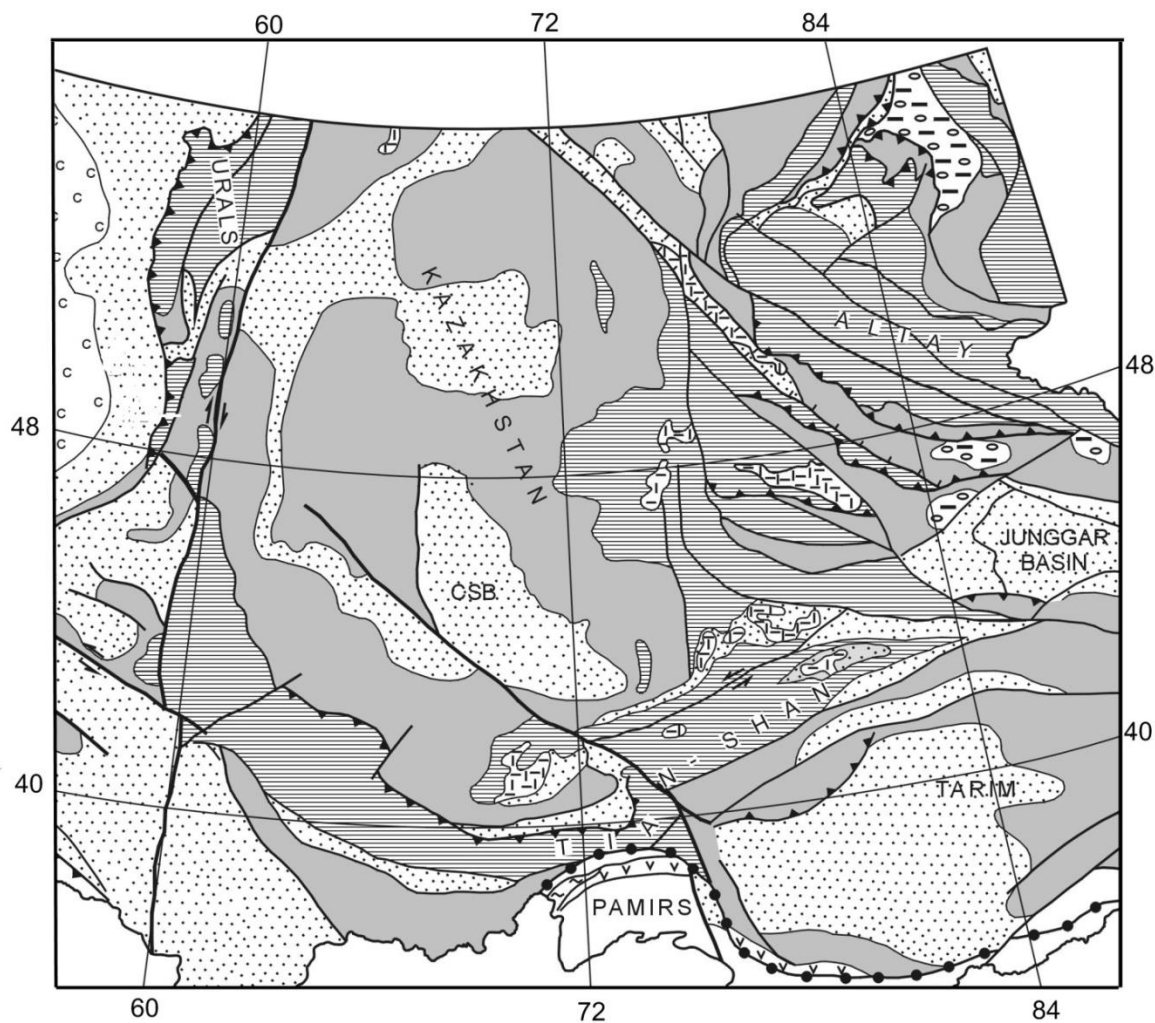
Осадочные бассейны: Шу-Сарысу́йский (CSB), Южно-Гиссарский (SGB), Тенизский (TNB); блоки: Центрально-Каракумский (СКМ); главные разломы (цифры в кружках): Челябинский (1), Главный Каратауский (2), Главный Чингизский (3).

Рисунок 41 – Палеогеографическая схема Центральной Евразии, ранняя пермь [23, 52] и дополнениями автора [72, 73]  
Примечание – Условные обозначения на рисунке 35



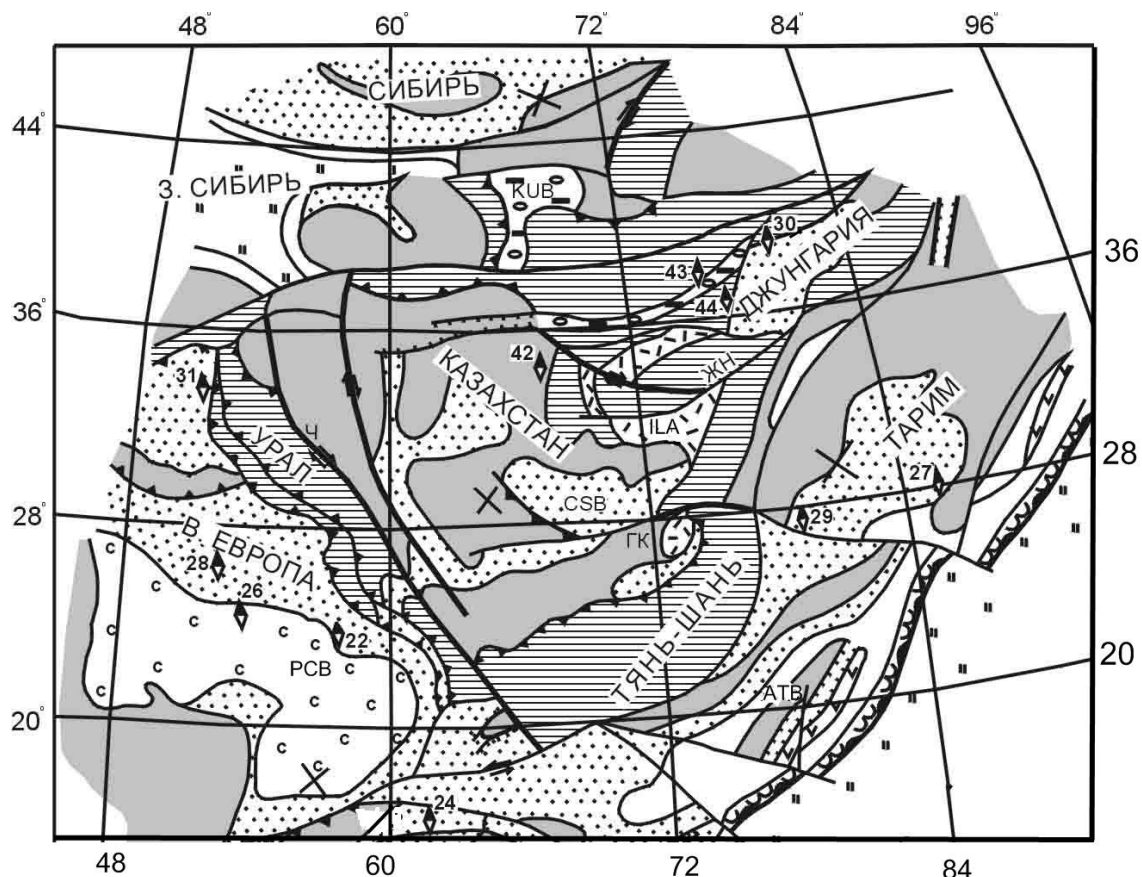
DTR – Донецко-Туақырский рифт

Рисунок 42 – Палинспастическая схема Центральной Евразии, ранняя пермь [23, 52] и дополнениями автора [72, 73]  
 Примечание – Условные обозначения на рисунке 35



CSB – Шу-Сарысу́йский бассейн

Рисунок 43 – Палеогеографическая схема Центральной Евразии, поздняя пермь [23, 52] и дополнениями автора [72, 73]  
 Примечание – Условные обозначения на рисунке 35



Бассейны: Кузнецкий (KUB), Прикаспийский (PCB), Чу-Сарысу́йский (CSB), Афгано-Таджикский (АТВ). Илийская вулканическая дуга (ILA). Сдвиги: Челябинский (Ч), Главный Каратауский (ГК), Жалаир-Найманский (ЖН).

Рисунок 44 – Палинспастическая схема Центральной Евразии, поздняя пермь [23, 52] и дополнениями автора [72, 73]

Примечание – Условные обозначения на рисунке 35

### Триас

Основная часть Центральной Евразии была сушей с преобладанием процессов денудации. В Раннем триасе по периферии располагались озерно-аллювиальные бассейны с накоплением терригенных красноцветных пород большой мощности (до 5-7 км) – Прикаспийский, Устюртский, Аму-Дарьинский и др. На крайнем юге существовали шельфовые моря (Кавказ, Копет-Даг, Северный Памир). В раннем триасе в Западной Сибири и Северном Казахстане возникла меридиональная рифтовая система с базальтами (траппами), во многих районах формировались присдвиговые и приразломные грабены [23, 26].

В среднем триасе блоки 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) [23, 26].

В позднем триасе произошли интенсивные сдвиго-надвиговые движения на Урале, в крыже Карпинского, вдоль Центрально-Устюртского, Аму-Дарьинского, Главного Каратауского и других. С этим этапом связано заложение Южно-Тургайских грабен. К концу триаса Евразия продвинулась по сравнению с концом перми на 14-16° на север [23, 26, 52].

### **Юра**

Как и в позднем триасе, в ранней юре почти вся Евразия являлась сушей с отдельными небольшими бассейнами континентального осадконакопления (Торгайский, Ферганский, Аму-Дарьинский, Устюртский, Таримский) [26]. Активно работали сбросо-сдвиги, вдоль которых формировался Южно-Торгайский нефтеносный бассейн (пул-апарт) с накоплением морских терригенных отложений [19, 23, 26].

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 [23, 26]. В шельфовых морях преобладала терригенная седиментация. Произошло прямое соединение юрских бассейнов Тетиса между собой (Кавказского и Памирско-Кунлуньского) и вдоль Урала с бореальными морями.

В келловее фактически завершилось осадконакопление в большинстве континентальных бассейнов, за исключением Торгая и Жонгарии, 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 [23, 26, 52].

### **Ранний мел**

В неокоме палеогеография существенно не изменилась [23]. Началось сокращение Большекавказского задугового бассейна, восстановилась связь юго-западных морей с океаном Тетис, прекратилось соленакопление; в область континентального осадконакопления были вовлечены Арало-Сырдарьинский и Тургайский 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

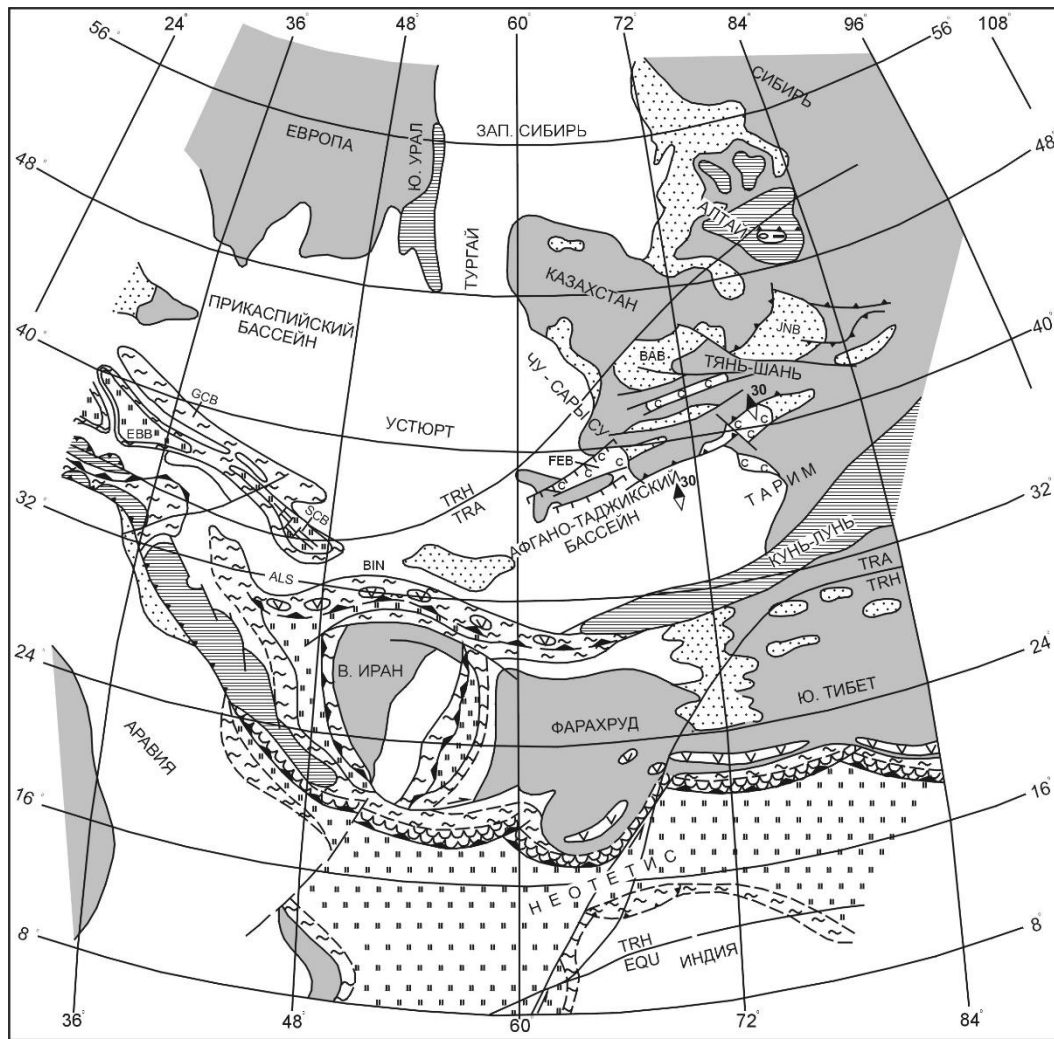
клиноформенного строения. На Закавказском микроконтиненте продолжается вулканизм, связанный с субдукцией под него Тетиса [19, 23, 26].

Поздний мел, в сеномане прерывается связь юго-западных морей с бореальными [26]. С турона развивается обширная трансгрессия со стороны Тетиса. В раннем туроне морской бассейн проник в Тургай, Шу-Сарысуйскую, Сырдарьинскую, Ферганскую впадины и на запад Тарима. Расширился на юг и Западно-Сибирский бассейн, отделенный от южных морей узким перешейком в районе Костаная. В этом районе в карстах формировались бокситы [19, 23, 26].

В позднем туроне-коньяке понижение уровня океана привело к формированию обширной озерно-аллювиальной равнины в пределах юго-западного Казахстана и смежных районов Узбекистана [19, 26, 73]. В неогене в этих отложениях были сформированы уникальные месторождения урана гидрогенного типа. В самом конце мелового периода, в маастрихте Западно-Сибирский морской бассейн через Тургайский прогиб соединился с южными морями [6, 8, 23, 26].

#### **Палеоген, рисунок 45**

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) [26]. В шельфовых морях накапливались маломощные карбонатно-глинистые породы и кварц-глауконитовые пески с фосфоритами [23].



Бассейны; ВАВ – Балхашский, ФЕВ – Ферганский, JNB – Жонгарский, SCB – Южно-Капийский

Рисунок 45 – Литолого-палеогеографическая карта Восточного Казахстана и прилегающих территорий Центральной Евразии, 50 млн. лет (ипрское время) [23]

Примечание – Условные обозначения на рисунке 35

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. Большая часть суши в палеогене представляла пенепленизированные слабо возвышенные равнины с интенсивными процессами выветривания и отдельными озерно-аллювиальными пресноводными или слабо засоленными бассейнами (Тарим, Жонгария, Балхашье) [8, 23,26]. В палеогене начинают проявляться движения по ряду



разломов, вдоль которых впоследствии возникли неотектонические структуры [26].

### **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 [24-26]. Олигоцен и ранний миоцен характеризуются значительной регрессией с отступанием моря на юго-запад. Море покинуло Западную Сибирь, Тургай, Шу-Сарысуйскую и Сырдарьинскую впадину, здесь возникли озерные бассейны. Крупные озерные бассейны существовали в Прибалхашье, Зайсане, Тариме, Жонгарии. В северных озерных бассейнах (Тургай, Западная Сибирь) накапливались сероцветные глинисто-песчаные породы с углями, в южных – красноцветные, карбонатные, иногда загипсованные терригенные отложения [23].

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 [8, 26].

В среднем-позднем миоцене под влиянием коллизионных процессов на тетической окраине Евразии продолжалось сокращение и обмеление морского бассейна, рост гор и развитие речной сети [23, 26]. 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 [18, 23, 26].

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 [24-26].

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 [23, 26]. 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 [19, 23, 26].

В заключении по этой главе следует отметить, что в пределах Центральной Евразии расположен ряд осадочных нефтегазоносных бассейнов: Прикаспийский, Южно-Прикаспийский, Шу-Сарысуйский, Таримский, Жонгарский, южная часть Волго-Уральского, Предкавказско-Мангышлакский, Аму-Дарьинский, Южно-Тургайский [23, 72, 73].

Шу-Сарысуйский нефтегазоносный бассейн, расположенный в центральной части раннепалеозойского Казахстанского континента, чехол которого был сформирован в шельфовых и континентальных условиях в позднем девоне-перми и поэтому обладает нефтегазогенерационным потенциалом [23, с. 16].

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 [23, с. 17]. Высоким нефтегазоносным потенциалом обладают также специфические остаточные бассейны Южно-Каспийский (плиоцен) и Жонгарский (пермь). Особый тип нефтегазоносных бассейнов связан с внутриконтинентальными присдвиговыми грабенами [23, 26]. К ним относятся Южно-Тургайский, Ферганский и Турфанский бассейны. Здесь нефтепроизводящими являются юрские терригенные озерно-болотные отложения [72, 73].

## 6.2 Модель глубинного строения региона

В качестве исходных данных были использованы разнообразные палеогеографические, палеотектонические и геодинамические реконструкции и построения. Центрально-Азиатский орогенический пояс (ЦАОП) в соответствии с рисунками 29, 30 представляет собой один из крупнейших фанерозойских аккреционных орогенов мира, который простирается от Северного Китая, захватывая Тарим, через Казахстан до Сибирского кратона [1-15, 19, 23]. В ЦАОП располагаются интересующие нас осадочные бассейны, такие как, Шу-Сарысуйский, Прибалхашский и Илийский. Окончательное формирование Центрально-Азиатского орогенического пояса произошло в

перми, и сопровождалось значительной коллизионной, постколлизионной и магматической активностью. В течение мезозоя и кайнозоя части ЦАОП периодически активизируются в ответ на коллизионные события с активными позднекайнозойскими тектоническими фазами, связанными с Индо-Евразийской коллизией [74, 75]. Как следствие этих событий происходит масштабная активизация ЦАОП, в рельефе, которого преобладают внутриконтинентальные горные сооружения (в основном состоящие из деформированных докембрийских и палеозойских блоков), разделенные межгорными и предгорными бассейнами, которые характеризуются, главным образом, позднепалеозойскими и мезозой-кайнозойскими осадочными отложениями.

В ЦАОП расположен ряд осадочных бассейнов, перспективы которых на углеводородное сырье до конца не выяснены. Шу-Сарысуйский бассейн в соответствии с рисунком 30, расположенный в центральной части ЦАОП формировался, начиная с позднего палеозоя [19, 23, 52, 72-75]. Граница бассейна с обрамляющими горными системами проходит по разломам сдвиго-надвигового типа. Фундамент бассейна состоит из блоков (террейнов), сложенных метаморфическими породами докембрия и вулканическими породами нижнего палеозоя, прорванными позднеордовикско-силурийскими коллизионными гранитами. Осадочный чехол достигает толщины 5 км [21-25]. Главный Каратауский разлом (ГКР) определяет юго-западную границу бассейна. ГКР активно функционировал в конце перми и ранней юре. Амплитуда сдвига (правого) достигает 200-250 км, на неоген приходится 10-15 км. На северо-западе ГКР разделяется на несколько ветвей, одна из которых проявлена на северо-западе у подножья гор Улутау, где докембрийский фундамент надвинут на карбон, а последний на соленосную пермь. Остальные ветви образуют в Южном Тургае систему нефтеносных юрских грабен. По центру впадины расположен Жезказган-Кокшетауский правый сдвиг с амплитудой 100-150 км. С ним связано позднепермское крупное Гастинское поднятие. Сдвигово-складчатые деформации образованы в результате вращательных движений Казахстанского континента при коллизии [23, 64, 109]. Эти движения сформировали основную часть локальных структур, с которыми связано несколько небольших газовых месторождений.

В палеозойском разрезе Шу-Сарысуйского бассейна выделяется три толщи: лагунная терригенно-соленосная толща фамена-турне (до 500-800 метров), терригенно-карбонатная морская мелководная местами угленосная нижнего карбона (500-2000 метров), аллювиально-озерная преимущественно красноцветная среднего карбона-перми (до 2,5 километров). В низах нижней перми развита соленосная толща до 500 метров. Перекрываются палеозойские отложения континентальными и морскими породами верхнего мела-кайнозоя [24-26, 49]. Вдоль ГКР и других сдвигов мощность кайнозойских красноцветных моласс возрастает до 3 километров. Магматические породы включают щелочные базальты фамена-турне, которые ассоциируются с

разломами по центральной части впадины и которые свидетельствуют о расширении впадины. Очертания Шу-Сарысуйского бассейна резко менялись во времени, в очень больших временных интервалах он ограничивался с севера Шуйским, а с юга Главным Каратауским разломами [26, 41-45]. ГКР играл роль разделявшего Запад и Восток Южного Казахстана долгоживущего трансформного разлома [26, 41-43]. На территории Кыргызстана одной из границ бассейна служила линия Николаева. При этом ГКР и Шуйский разломы, а также линия Николаева являются границами флангов позднепалеозойских вулcano-плутонических поясов, связанных с поглощением литосфер разных палеоокеанов [74, 76].

На западе этого бассейна, в Большом Каратау накапливались красноцветные терригенные отложения тюлькубашской свиты, на востоке в Шуйско-Кендыктасской зоне – красноцветные конгломерат-песчаниковые средне-позднедевонская бетпакдалинская и позднедевонские сарыкамысская и жингельдинская свиты. В фамене-турне Малого Каратау формировались кварцевые конгломераты и аркозы сулеймансайской толщи. Близкие по составу отложения накапливались на склонах Шуйского и Кендыктасского террейнов. В центре бассейна формировалась терригенно-карбонатная с эвапоритами бестюбинская свита фамена, перекрытая сульфатно-карбонатно-терригенной, карбонатно-спонголитовой и сероцветной сульфатно-карбонатно-терригенной толщами раннего карбона [7, 26]. В среднем-позднем карбоне накапливались первоначально пестроцветная с прослоями кремнистых туффитов (таскудукская свита), а затем красноцветная (жезказганская свита) толщи аллювиальных равнин. В ранней перми формировалась мергелисто-глинистая с эвапоритами пестроцветная терригенная жиделисайская толща. В поздней перми происходило отложение красноцветных песчано-глинистых и пестроцветных с серыми алевролитами и известняками и мергелями озерных отложений кенгирской свиты [47,53].

Илийский и Прибалхашский бассейны являются мезозой-кайнозойскими предгорными бассейнами, сформировавшимися на северных склонах Тянь-Шаньского и Западно-Жонгарского орогенов, расположены в юго-западной части ЦАОП [21, 22]. Тектонически активный внутриконтинентальный Тянь-Шаньский ороген простирается с запада на восток на расстоянии более 2000 км через Узбекистан, Казахстан, Таджикистан, Кыргызстан и Китай (провинция Синьцзян), ориентирован в широтном направлении. Тянь-Шань разделен на различные тектонические единицы. Традиционно, на постсоветском пространстве Тянь-Шань делится на три тектонические единицы: Северный Тянь-Шань (СТШ), Срединный Тянь-Шань (СрТШ) и Южный Тянь-Шань (ЮТШ) [10, 11], в соответствии с рисунком 30. В основном СТШ состоит из докембрийских микроконтинентальных блоков и раннепалеозойских гранитоидных плутонов [10, 11, 96]. Фундамент СТШ в основном состоит из докембрийских метаморфических комплексов, которые перекрыты отложениями раннего и среднего палеозоя и внедрившимися

позднепалеозойскими гранитоидами. СрТШ представляет собой позднепалеозойские аккреционные комплексы, связанные со столкновением Палеоказахстана с Таримом в течение позднего палеозоя [74, 76].

Геолого-геофизический разрез пространственно совпадает с направлением профиля МОВЗ (метод обменных волн землетрясений) – ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование) «Туркестанский», имеет протяженность порядка 1300 км и реконструирует морфологию структур до границы раздела Мохоровичича (М). Были привлечены результаты геолого-геофизической интерпретации [31]. При построении геологического разреза были использованы геофизические материалы МОВЗ – ГСЗ трех уровней обобщения: 1) в изолиниях скоростей сейсмических волн, 2) в изолиниях положительных или отрицательных аномалий в скоростях таких волн, 3) в изолиниях расчетных модулей упругости. Геолого-геофизический профиль «Туркестанский» пространственно ориентирован вкрест простирания главных структурных единиц палеозойского Южного Казахстана в соответствии с рисунками 2, 30. Начало его находится в районе станции Арысь (Сырдарьинская впадина). Далее этот профиль ориентирован на северо-восток, где пересекает Большой Каратауский хребет в его центральной части, далее профиль проходит по плато Кокжон, пересекает хребет Малый Каратау, далее Шу-Сарысуйскую впадину в центральной ее части, затем пересекает Шу-Илийские горы (в районе южного окончания Жельтауского плутона и Карасайской вулканоплутонической структуры) [26, 28, 29]. Сейсмический профиль пересекает южную часть Шу-Сарысуйского и центральную часть Прибалхашского бассейна, и окончание его находится в северо-западной части оз. Сасыкколь. Таким образом, данный профиль пересекает и несет в себе информацию об интересующих нас осадочных бассейнах Южного Казахстана.

По результатам интерпретации в разрезе земной коры, в пределах профиля «Туркестанский» были обнаружены многочисленные горизонтальные и полого залегающие отражатели на глубинах от нескольких километров до границы М, как указано на рисунке 29. Очевидно, эти отражающие плоскости связаны с системой пологих взбросов, надвигов и межформационных срывов [31, 72, 73], и таким образом, они являются выражением тектонической расслоенности земной коры. В сочетании с крутопадающими разломами, которые мы наблюдаем на дневной поверхности, они образуют листрическую систему. Сгущения отражателей отмечаются, как правило, на глубинах 10-20 км и вблизи границы М. Это главные detachменты (пологие срывы) земной коры рассматриваемого региона. Верхний detachмент является пограничным слоем между складчатыми комплексами высокой и низкой степени метаморфизма. Он обнажен в Жалаир-Найманской и Сарытумской шовных зонах и сложен зелеными сланцами с признаками интенсивного деформационного течения. Выявленный detachмент делит земную кору на структурные этажи с разной вергентностью [26, 72]. Выше него вергентность всюду меняется в зависимости от первичного направления субдукции, которая, в свою очередь, определяется

полярностью Степняк-Бетпакдалинской и Шу-Кедыктасской островных дуг. Вергентность структур верхнего этажа контролируется преобладающим направлением коллизионных движений. Положение главных сутурных зон определяется наиболее крупными пучками наклонных отражающих площадок. Состав главных террейнов и блоков определяется по гравитационным и магнитным данным [26, 52]. Так, интенсивные положительные гравитационные и магнитные аномалии служат для распознавания слябов и аллохтонов океанической коры, указывающих положение главных сутурных зон. Блоки древней континентальной коры обладают пониженными значениями гравитационного и магнитного полей, их осадочный чехол слабо деформирован. Блоки молодой континентальной коры распознаются по присутствию коллизионных интрузий гранитоидов соответствующего возраста в верхнем структурном этаже [19, 29]. В основании верхнепалеозойских и мезозойских осадочных бассейнов присутствуют грабены, образованные листрическими разломами по механизму простого сдвига. Осадочный чехол бассейнов деформирован в складчато-сбросовом и складчато-надвиговом стиле.

В структуре земной коры отчетливо выделяются главные тектонические единицы, которые обозначены поверх геолого-геофизического разреза. К ним относятся террейны, фрагменты вулканоплутонических поясов с аккреционными призмами и, разделяющие их, сутурные зоны. С запада на восток, в пределы профиля, попадают следующие тектонические единицы палеозойского: 1) Сырдарьинский внутриконтинентальный бассейн; 2) Большекаратауская рифтовая зона; 3) Ишим-Каратауская (Кокжотская) сутурная зона; 4) Малокаратауский террейн; 5) Шу-Сарысуйский внутриконтинентальный бассейн; 6) Ишим-Нарынская сутурная зона; 7) Шу-Сарысуйская сдвигово-надвиговая зона; 8) Шуйский террейн; 9) Жалаир-Найманская аккреционная призма; 10) Жельтауский террейн; 11) Сарытумская рифтогенная зона; 12) Илийский и 13) Прибалхашско-Илийский вулканоплутонические пояса; 14) Салкинбельская; 15) Тастауская и 16) Северо-Балхашская аккреционные призмы; 17) Прибалхашский вулканический пояс в соответствии с рисунками 29-30 [26, 50, 114].

Граница раздела М под террейнами и палеобассейнами имеет глубину залегания порядка 40-42 км, тогда как под аккреционными и рифтогенными зонами возрастает до глубин 45-50 км. В разрезе земной коры по геофизическим данным обнаружены, полого и горизонтально залегающие, отражатели на глубинах от 5 км до границы раздела М. Эти отражатели, вероятно, отражают корневые зоны листрической системы разломов, сформировавшихся в условиях метаморфического преобразования пород, проникающие на глубины до 15-20 км в соответствии с рисунком 29 [26, 72].

Перечисленные выше структурные единицы второго порядка входят в состав следующих докембрийско-раннепалеозойских структур в соответствии с рисунком 29 – Торгайско-Срединно-Тяньшаньского микроконтинента (1-4), Кокшетау-Северо-Тяньшаньского орогенического пояса (5-11), Атасу-

Жонгарского микроконтинента (12, 13) и позднепалеозойского орогенического Жонгаро-Балхашского пояса (14-17). В пределах геолого-геофизического разреза докембрийская континентальная земная кора отмечается в Каратау, Шу-Илийских горах и Жонгарии [26, 29]. Большая часть земной коры под микроконтинентами имеет докембрийский возраст, тогда как земная кора раннепалеозойского возраста подстилает аккреционные зоны. Молодая кора, вероятно, сформировалась в процессе позднепалеозойской коллизии и залегает под сутурными зонами и подстилает Шу-Сарысуйскую сдвигово-надвиговую зону, Шуйский и Жельтауский террейны, Сарытумскую рифтогенную зону, Илийский вулканоплутонический пояс, а также Салкинбельскую, Тастаускую и Северо-Балхашскую аккреционные призмь в соответствии с рисунками 29, 30 [28, 31]. Деформированная океаническая кора подстилает Ишим-Каратаускую (Кокжотскую) и Ишим-Нарымскую сутурные зоны, а также все аккреционные зоны, а на поверхность выходят лишь отдельные аллохтоны офиолитов. Эти аллохтоны обнажаются в наклонной (40-45°) на запад Ишим-Каратауской сутурной зоне, тогда как в пределах Ишим-Нарымской сутуры и Жалаир-Найманской аккреционной зоны они плавно погружаются уже на северо-восток под углами 30-35° [29-31].

В восточной части Прибалхашского бассейна, фундамент которой является частью Тастауской аккреционной призмь развиты тектонические пластины деформированных офиолитов падают на юго-запад под углами наклона 35-40. В пределах Сырдарьинской впадины и хр. Каратау геолого-геофизический разрез построен по методу сравнения скоростей прохождения продольных сейсмических волн МОВЗ – ГСЗ. Сверху вниз в нем показаны: 1 – тела с пониженной и повышенной скоростью (плотностью) в верхней коре; 2 – литопластины с пониженной плотностью в средней коре, обычно отождествляемой с гранитным слоем; 3 – гранулит-базитовый слой в нижней коре, отличающийся высокими плотностями и скоростями [23, 26, 52, 114]. В районе Ишим-Каратауской сутуры этот слой надвинут на вышележащую кору. Субгоризонтальный слой с пониженной плотностью в этой верхней коре местами совпадает со слоем позднерифейских риолитов, но, видимо, большей частью соответствует детачменту вдоль границы докембрийского и раннепалеозойского структурно-вещественного комплекса. В пределах Шу-Сарысуйской и Балхаш-Илийской впадин в соответствии с рисунком 29 геолого-геофизический разрез вдоль Туркестанского профиля построен с выявлением глубинных положительных и отрицательных аномалий скоростей прохождения сейсмических волн, соответствующих высокоплотным и разуплотненным литопластинам [26, 50, 114]. В основании Кокчетав-Северо-Тяньшанского микроконтинента залегает, предположительно венд-кембрийская офиолитая литопластина. По надвиговой зоне эти офиолиты были перемещены в верхнюю часть консолидированной коры.

В пределах Шу-Илийских гор, которая разделяет Шу-Сарысуйский и Прибалхашский бассейны, обнажается фрагмент Жалаир-Найманской сутуры

прослеженный в виде полосы из трех положительных овальных скоростных аномалий, погружающихся под Жельтауский кратонный террейн.

Сарытумская и Текелийская шовные зоны фиксируются линзой положительной скоростной аномалии, возможно, принадлежащей офиолитовым покровам. В пределах Жонгаро-Балхашской складчатой системы положительные скоростные аномалии подобного типа отмечены в консолидированной коре, которые при приближении к Актау-Жонгарскому террейну как бы разделяются на надвиговую и поддвиговую компоненты. В нижней коре близ границы раздела М в базит-гранулитовых пластинах появляются отрицательные скоростные аномалии, возможно связанные с офиолитами [26, 28]. В средней части консолидированной коры имеется отрицательная скоростная аномалия, связываемая с гранитным плутоном перми.

Северо-восточным продолжением Туркестанского разреза выбрано направление вдоль Актогайского профиля длиной 245 км, пересекающего границу Жонгаро-Балхашской складчатой области с Балхашским сегментом позднепалеозойского вулcano-плутонического пояса. Жонгаро-Балхашская структурная единица, и соответствующий ей одноименный океанический бассейн, как и на Туркестанском разрезе, характеризуется теми же особенностями, то есть наличием в верхней коре и верхах нижней коры положительных скоростных аномалий, возможно, связанных с литопластинами ордовикских офиолитов. В средней части земной коры Южного Прибалхашья имеется крупная отрицательная скоростная аномалия, обусловленная плавлением бассейновых граувакк с образованием надсубдукционного гранитного батолита, выходы которого на поверхность отмечаются в виде пермских гранитов [26, 29].

Под Балхашским фрагментом Прибалхашского вулcano-плутонического пояса на глубине около 10 км фиксируется положительная скоростная аномалия, связываемая с расслоенной габбро-перидотитовой пластиной, производными которой, вероятно, являются раннетриасовые сиениты и граносиениты кольцевых массивов, прорывавших контрастные вулканиты севернее Актогайского меднопорфирового месторождения [26, 29]. Оно размещено в кровле Музбельской зоны палеосубдукции, фиксируемой серией устойчивых отражавших площадок, интерпретируемых как поверхность надвигов в Южном Прибалхашье и поддвиговых под Балхашско-Аягузский террейн. Магнитные и гравитационные поля в этом районе характеризуются очень сложным строением. Для низов нижней коры здесь характерно активное, разуплотненное состояние, отмечающееся отрицательными скоростными аномалиями [19, 23, 114].

В течение раннего палеозоя фундамент составного Казахстанского палеоконтинента был сформирован путем последовательной аккреции и последующей амальгамации докембрийских микроконтинентов (вероятно, образованное Восточной Гондваной) и от кембрийских до раннесилурийских



островных дуг [23, 74, 75]. Эти многочисленные раннепалеозойские аккреционно-коллизийные события и, связанные с ними магматические серии, породили формирование Казахстанского палеоконтинента в конце ордовика [23, 52], а не в конце силура как это считает ряд исследователей [74, 88, 93]. Как следствие, раннепалеозойские гранитоиды связаны с коллизийно-аккреционными событиями, создающими Казахстанский палеоконтинент, которые можно обнаружить по всему Казахстану и фундаменту СТШ [23, 52].

После этой амальгамации составной Казахстанский палеоконтинент в течение позднего ордовика-раннего девона сместился на север [23]. Во времена среднего и позднего палеозоя палеоконтинент был изолирован от Сибири, Европы и Тарима, и был окружен Обь-Зайсанским (СЗ), Уральским (ЮЗ), Туркестанским (ЮВ) и Жонгарско-Балхашским (СВ) океанами [23]. Эти океанические бассейны рассматриваются как суббассейны Палеоазиатского океана.

Последующая тектоническая история Казахстанского палеоконтинента как показано на рисунках 32,33 связана с Сибирь–Палеоказахстан–Таримской коллизией. Субдукция Жонгаро-Балхашской океанической литосферы под северо-восточный борт Казахстанского палеоконтинента началась в раннем девоне [23, 52, 74, 75], в соответствии с рисунками 34, 35. К концу девона, зоны субдукции перешли на восток и дуговой магматизм продолжился в Или-Балхашском регионе до позднего карбона-ранней перми [23, 75]. Одновременно, к юго-востоку от континента, происходило закрытие Туркестанского бассейна, начиная с позднего карбона до ранней перми, и стало результатом столкновения между Казахстаном и Таримом в соответствии с рисунками 36-39. В связи с общими конвергентными движениями между Таримом и Сибирью, с Казахстаном, заключенным между ними, появился девоно-раннемезозойский ороклинальный изгиб Казахстанского палеоконтинента [52, 75].

После окончательного присоединения Казахстанского палеоконтинента к Палеоевразии в перми преобладал внутриконтинентальный режим как показано на рисунках 43, 42. Во время поздней перми-раннего мезозоя.

Казахстанский ороклин стал полностью закрытым, и эта территория была подвергнута (пост-) коллизийным деформациям и крупномасштабным сдвиговым движениям (например, Главный Каратауский, Жалаир-Найманский, Главный Жонгарский разломы) [28, 42, 75], связанным с относительным движением Балтики, Сибири, Жонгарии и Тарима и тектоническим эффектом столкновений, происходящим на границах плит в несколько сотен км [93]. Также, в перми тип магматизма изменяется из обстановки столкновения в постколлизийную [109]. Следы этих постколлизийных магматических серий (в основном А-типа и щелочной магматизм) можно найти, например, в Киргизском Северном Тянь-Шане [76], Центральном Тянь-Шане Китая [110], Западной Жонгарии [23, 31]. В связи с закрытием океана Палеотетис, произошло несколько аккреционно-коллизийных событий, в результате чего

была создана мезозойская структура Тянь-Шаня [23, 109]. Эти события часто группируются как киммерийский орогенез и включают столкновения Памиро-Тибетских блоков.

В кайнозое эта область стала тектонически более стабильной и существует мнение, что пенеплен был сформирован в конце мела – начале палеогена [23, 110]. С раннего эоцена, крупные структуры в южной части ЦАОП были активизированы, что связано с закрытием Океана Тетиса и амальгамацией островных дуг и континентальных осколков Большой Индии и южной Евразии [23, 110]. С конца олигоцена-миоцена и по настоящее время, южный сегмент ЦАОП был подвергнут деформации, на этот раз, вызванной Индо-Евразийской коллизией, на что указывают данные термохронологии [66, 67], литолого-фациального [23, 74, 75] и структурного [52] анализов.

В Шу-Сарысуйском бассейне установлены небольшие месторождения газа с разведанными запасами около 30 млрд. кубических метров [8, 16]. Продуктивные залежи приурочены к песчаникам визе и нижней (подсолевой) толще перми. Основным источником газов является нижневизейская угленосная толща, развитая на юго-востоке, где размещены промышленные месторождения углеводородов. Пермская соленосная толща служит региональной покрывкой. Изучение вещественного состава пород нижнего карбона-перми юго-восточной части Шу-Сарысуйского разреза позволило установить распределение РОВ [59-62]. Минералогическая интерпретация результатов анализов показала наличие кварца, полевых шпатов, минералов группы слоистых силикатов, карбонатов и др. Установлено, что: 1) концентрирование  $C_{орг}$  в известняках протекает в микропорах, а также в трещинах и сколах карбонатов; 2) фоновое содержание РОВ в каменноугольно-пермском разрезе распределено равномерно в пределах 0,1-0,5%; 3) в терригенных породах, в составе которых преобладают полевые шпаты и глинистые минералы, содержание РОВ достигает 2%; 4) полученные данные позволяют внести коррекцию прогнозных ресурсов юго-западной части Шу-Сарысуйского бассейна [18, 26, 111].

В целом потенциал нефтематеринских пород указанных осадочных бассейнов невысок, что связано с внутриконтинентальной обстановкой осадконакопления и тем что нефтепроизводящие толщи на больших площадях содержат ограниченное количество ОВ [26,111].

## 7 ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

При геолого-экономической оценке нефтегазового потенциала осадочных бассейнов одним из наиболее важных этапов является прогнозирование объема запасов углеводородного сырья [18, 111, 115]. В 2003 году ТОО «Горно-экономический консалтинг» была произведена оценка прогнозных ресурсов УВ сырья для наиболее погруженной восточной и юго-восточной частей впадины, а также для территорий ряда прогибов (Колутонского, Аукельбекского, Кайминского) [112]. Эти расчеты были выполнены на современной геолого-структурной картографической основе без учета литолого-палеогеографических и палинспастических реконструкций.

Для расчета прогнозных ресурсов осадочных бассейнов Южного Казахстана (Шу-Сарысуйского, Илийского, Прибалхашского) были рассчитаны основные параметры. К числу основных расчетных параметров относятся: 1) площадь осадочного бассейна, 2) мощности нефтематеринских комплексов 3) содержания в нефтематеринских комплексах органического вещества, 4) объемы нефтематеринских пород. Данные по площадям осадочных бассейнов взяты по результатам построения литолого-палеогеографических и палинспастических карт, данные по толщинам получены в результате проведения детальных литолого-стратиграфических исследований, данные по содержанию органического вещества получены путем проведения рентгеноструктурного и термического анализов нефтематеринских пород [50, 51, 60-63, 114, 115].

Остальные данные были получены путем соответствующих расчетов. Подсчет прогнозных ресурсов был осуществлен объемно-статистическим методом по формуле Л.Г. Уикса [112]:

$$Q = q_v \cdot V,$$

где  $Q$  – начальные геологические ресурсы;  $q_v$  – объемная плотность ресурсов;  $V$  – объем осадочного выполнения. Л.Г. Уикс не использует термины «седиментационный» или «нефтегазоносный бассейн», но при этом указывает, что оценки величины объемной плотности ресурсов ( $q_v$ ) корректны для больших объемов осадочного заполнения [111, 116].

### *Шу-Сарысуйский бассейн*

Нефтегазоносность Шу-Сарысуйского осадочного бассейна изучена детально в южной ее части (Кокпансорский и часть Мойынкумского прогибов). С этими районами связаны известные газовые месторождения. Извлекаемые запасы большей части относятся к категории мелких и средних (Амангельдинское и Придорожное) объектов.

Исходя из имеющихся данных [50, 51, 60-63, 112-117] для оценки ресурсов углеводородного сырья имеются данные о суммарных величинах объемов осадочных комплексов Жезказганского (северная часть), Тасбулакско-Сузак-Байкодамская (центральная часть) и Мойынкумская (южная часть бассейна) районов. Собрана информация о литолого-стратиграфических особенностях их осадочного заполнения, наличии и особенностях строения коллекторов и покрышек.

Для количественной оценки прогнозных ресурсов были выбраны методы оценки по степени геолого-геофизической изученности и аналитические данные по содержанию органического углерода в нефтегазоносных и перспективных нефтегазоносных комплексах [50, 51, 60-63].

По ареалу фамен-каменноугольного комплекса Шу-Сарысуйская впадина имеет среднестатистические длину 825 км и ширину 337 км, площадь всего бассейна достигает 278 025 км<sup>2</sup>. С учетом палинспастических реконструкций площадь бассейна возрастает в 1,4-1,5 раза [60-63].

По площади развития пермского нефтегазоносного комплекса получены следующие данные: протяженность 637.5 км и ширина 262.5 км, площадь бассейна осадконакопления достигает 167 344 км<sup>2</sup>. Объемная плотность ресурсов принята 12 000 т/км<sup>3</sup>[18]. Данные расчета прогнозных ресурсов углеводородного сырья Шу-Сарысуйского бассейна представлены в таблице 8.

Таблица 8 – Прогнозные ресурсы углеводородного сырья Шу-Сарысуйского бассейна [26, 111]

Элементы районирования	Стратиграфические единицы	Площадь районов, км <sup>2</sup> , без учета палинспастики	Мощность нефтегазоносного комплекса, км	Объем нефтегазоносного комплекса, км <sup>3</sup>
Жезказганская	D <sub>3</sub> fm-C <sub>3</sub>	107 500	2.0	215 000
	P	52 075	1.0	52 075
Центральная часть бассейна (Тасбулакско-Сузак-Байкодамская)	D <sub>3</sub> fm- C <sub>3</sub>	96 275	1.7	163 667.5
	P	68 906	1.0	68 906
Южная часть бассейна – Мойынкумская	D <sub>3</sub> fm- C <sub>3</sub>	74 250	1.0	74350
	P	46 363	0.8	37 090

Элементы районирования	Категории ресурсов	Объем комплекса км <sup>3</sup>	Всего (ресурсы) в млн. тонн	Стратиграфические единицы	Литология коллектора	
				Палеозой		
Жезказганская	D <sub>1</sub>	215 000	2 580.0	D <sub>3</sub> fm- C <sub>3</sub>	карбонатный	
		52 075	624 .9	P		смешанный
Центральная часть бассейна (Тасбулакско-Сузак-Байкодамская)	D <sub>1</sub>	163 667.5	1 964.0	D <sub>3</sub> fm- C <sub>3</sub>	карбонатный	
		68 906	826.9	P		смешанный
Южная часть бассейна – Мойынкумская	D <sub>1</sub>	74 250	891.0	D <sub>3</sub> fm- C <sub>3</sub>	карбонатный	
		37 090	445.1	P		смешанный
Итого			7 331.9			

### *Прибалхашский бассейн*

К настоящему времени значимых объектов УВ сырья в пределах Прибалхашской впадины не открыто [8, 17-20, 26, 111]. На южном борту р. Или – в скважине Г-3 Кайралганского газоупроявления вскрыт эффузивно-осадочный комплекс перми. Породы комплекса представлены кливажированными вулканитами и песчаниками, из которых в интервалах 2992-2997 м и 2969-2971 м получен притоки разгазированной хлоридно-кальциевой воды дебитом 32 м<sup>3</sup>/сут и газовым фактором 18 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>. Газ азотный с содержанием гелия 2,5%, метана 0,15%, углекислого газа 2% [17, 24]. Газ находится в перенасыщенном растворе и при снижении пластового давления может выделяться в свободную фазу. Из аркозовых и вулканомиктовых песчаников нижней перми в интервалах 2861-2880 м и 2842-2770 м получены притоки хлор-кальциевой воды с растворенным газом, содержащим метан в количестве 22,7%.

В кайнозойском комплексе газопроявления имеются в пределах Илийской впадины в структурах Актау, Койбынской и Жамбылбастауской [24, 25]. В эоцен-олигоценых отложениях в блоке Бестобе установлен горизонт песчаников с газопоказаниями до 9%. Эти отложения на Баскунчакской площади характеризовались частым разгазированием глинистого раствора. Содержание углеводородных компонентов в пробах растворенного газа составляло до 12-19%. При испытании опорной скважины в песчаных горизонтах неогена был получен газ или вода с газом с содержанием метана от 0,87 до 11,75% [24].

Было проведено изучение органического вещества в разнообразных по составу и возрасту породах термическим и рентгенодифрактометрическим методами. Предыдущие исследования показали [19, 24], что относительно повышенной насыщенностью органическим веществом обладают пермские отложения. Так в пермских алевролитах был определен битум в количестве 0,19-0,39%. В триасовых отложениях отмечено содержание битума до 0,01%.

В Балхашском осадочном бассейне региональными покрывками (флюидоупорами) являются палеогеновые и миоценовые глины. В восточной части бассейна предположительно нефтегазоматеринскими толщами может быть угленосная песчано-глинистая юрская толща, в которой фиксируется чередование пластов угля и битуминозных сланцев. Данная толща находится в благоприятной термодинамической обстановке для преобразования органического вещества [18, 24, 26]. Юрские угли, толщина которых достигает 16 м (скважина Г-6), прошли стадию катагенеза [24, 25].

На рассматриваемой территории, ввиду отсутствия промышленных месторождений (запасы углеводородного сырья) углеводородов, прогнозная оценка перспектив нефтегазоносности мезозойского комплекса будет произведена по категории оценки прогнозных запасов. В связи со слабой изученностью геологического строения и отсутствием данных по бурению глубоких скважин в отчете приведены расчеты только по количественной оценке ресурсов для всей суммы углеводородов.

Прибалхашский осадочный бассейн относится к типу предгорных впадин. В низовьях р. Или располагается Южно-Балхашское бурогольное месторождение. По степени изученности оценка ресурсов углеводородного сырья проводится по

категории D<sub>1</sub> [111, 113], к этой категории ресурсов относят литолого-стратиграфические комплексы, нефтегазоносность которых прогнозируются на основании комплекса геолого-геофизических данных. Для мезозойского бассейна (нижне-среднеюрского): протяженностью 225 км, шириной 112 км, площадью прогиба 25 200 км<sup>2</sup>, объемная плотность ресурсов с учетом допусков принята 12 000 т/км<sup>3</sup> [112]. Данные расчета прогнозных ресурсов углеводородного сырья Прибалхашского бассейна представлены в таблице 9.

Таблица 9 – Прогнозные ресурсы углеводородного сырья Прибалхашского бассейна

Элементы районирования	Стратиграфические единицы	Площадь районов, км <sup>2</sup> , без учета палинспастики	Мощность нефтегазоносного комплекса, км	Объем нефтегазоносного комплекса, км <sup>3</sup>
Западная часть бассейна (Нижеилийский угленосный бассейн)	T <sub>2</sub> -J	25 200	0.3	7 560

Элементы районирования	Категории ресурсов	Объем комплекса км <sup>3</sup>	Всего (ресурсы) в млн. тонн	Стратиграфические единицы
Западная часть бассейна (Южно-Балхашский угленосный бассейн)	D <sub>1</sub>	7 560	90.720	T <sub>2</sub> -J
Итого			90.720	

### *Илийский бассейн*

Ранними геологоразведочными работами было установлено, что повышенная гелионасыщенность газов выявлена на двух участках Восточно-Илийской впадины – Кайралган (южный борт) и Жамбылбастау-Койбын (северный борт) [8].

В пределах южной части впадины находится Кайралганское газопоявление. Здесь скважиной Г-3 установлено, что проявления газа связаны с эффузивно-осадочной толщей перми. Коллекторы сложены трещиноватыми вулканитами и песчаниками, из которых в интервалах 2992-2997 м и 2971-2969 м получен приток разгазированной хлоридно-кальциевой воды дебитом 32 м<sup>3</sup>/сут с газовым фактором 18 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>. Газ азотный с содержанием гелия 2,5%, метана 0,15%, углекислого газа 2%. Газ находится в перенасыщенном растворе и при снижении пластового давления может выделяться в свободную фазу [16, 26]. Из аркозовых и туфовых песчаников нижней перми в интервалах 2861-2880 м и 2842-2770 м получены притоки хлоркальциевой воды с растворенным газом, содержащим метан в количестве 22,7% [17, 24].

В верхнепермской толще в скважинах Г-3 и Г-6 по результатам газового каротажа выделяются аномалии с содержанием метана до 15%, приуроченные к песчаным коллекторам.

Триасовые и юрские отложения изучены в скважине Г-3, где растворенные в воде азотные газы содержат гелий до 1,0-1,2%. Дебиты воды из триаса составляют – 123 м<sup>3</sup>/сут [24, 25].

Меловая толща была исследована скважиной Г-5 Бестюбинская. Меловые породы представлены аргиллитами с прослоями известковистых песчаников. Суммарное содержание горючих газов меняется от 23 до 63%.

В кайнозойских отложениях газопроявления зафиксированы в структурах Актау, Койбынской и Жамбылбастауской. В структуре Актау наблюдался выброс горючего газа из песчаной пачки олигоцена, а на Койбынской и Жамбылбастауской зафиксированы проявления азотно-гелиевых газов (содержание гелия от 1 до 6%).

В эоцен-олигоценовых отложениях на структуре Бестобе встречен горизонт песчаников с газопоказаниями до 9%. В этих отложениях на Баскунчакской структуре в процессе бурения происходило разгазирование глинистого раствора. Содержание углеводородных компонентов в пробах растворенного газа составляло до 12-19%. При испытании в неогеновых отложениях в опорной скважине № 10 из песчаных горизонтов были получены газ или вода с газом с содержанием метана от 0,87 до 11,75% [25, 26, 28].

Газопроявления в кайнозойских отложениях, по мнению многих исследователей, имеют вторичный характер. Гелиеносность вод связана с разгрузкой ювенильных растворов по разломам, а химический состав и степень минерализации обнаруживает сходство с пермскими водами. В структурном отношении локальные поднятия, где получены газопроявления, примыкают к Актау-Хоргосскому разлому, являющемуся каналом миграции газов из более глубоких горизонтов [25, 26].

Песчаники нижнего-среднего триаса обладают пористостью 18-23% и проницаемостью 8-45 мД. Близкие фильтрационно-емкостные свойства имеет песчано-конгломератовая толща верхнего триаса. Пористость песчаников, занимающих до 70% объема юрской толщи, составляет 20-26%, проницаемость до 40 мД. Меловые песчаники характеризуются пористостью 20-30%. В кайнозойских отложениях фиксируется уменьшение величины коллекторских свойств [16, 26]. Тем не менее, проницаемые толщи встречаются по всему разрезу. Плиоценовые песчаники обладают пористостью 10-22%. Подземные воды впадины характеризуются разнообразным составом. Воды нижнепермских отложений относятся к хлоридно-кальциевому типу с минерализацией 8,5 г/л. Состав растворенных газов позволяет предполагать присутствие залежей углеводородных газов в пермской вулканогенно-терригенной толще. Для подземных вод меловых отложений характерна высокая минерализация (0,35-0,9 г/л) и высокие дебиты (до 6,5 тыс. м<sup>3</sup>). Воды палеогена имеют контрастную минерализацию от 4,8 до 36,7 г/л [8, 16, 24]. Неогеновая толща пород представляет собой водоупор. Подземные воды образуют здесь изолированные резервуары с повышенным напором. Минерализация нарастает от бортов к центру впадины – от 3 до 50 г/л, состав вод сульфатный, сульфатно-хлоридный и хлоридно-натриевый. Плиоцен-четвертичные отложения являются верхним гидрогеологическим этажом с артезианским режимом в центральной части впадины. Данный этаж является зоной развития инфильтрационных вод. В составе предполагаемого нефтегазоматеринского

субстрата выделяются вулканогенно-терригенная пермская и угленосная песчано-глинистая юрская толщи, которые находятся в наиболее благоприятной термодинамической обстановке для преобразования органического вещества. На дневной поверхности юрские бурые угли, имеют толщину пласта до 16 метров. На перспективность верхнепалеозойских толщ в нефтегазоносном отношении указывает обнаружение пачек битуминозных известняков визейского яруса нижнего карбона в восточной части хр. Кетмень.

В соответствии с инструктивным документом [112] прогнозные ресурсы структурно-вещественных комплексов в пределах рассматриваемого района, прогнозируются на основе имеющихся геолого-геохимических и геофизических данных [8, 24, 25]. Прогноз ресурсов УВ нефтегазоносного района представляет собой: 1) качественную оценку с целью выявления геологических факторов, благоприятных для формирования, последующего накопления и консервации углеводородного сырья; 2) количественную оценку ресурсов и их распределение по площади и разрезу осадочного чехла [8, 18, 26]

Илийский осадочный бассейн относится к типу межгорных впадин, формировавшийся в мезозой-кайнозойской время [19, 26]. На границе с КНР находятся два угольных месторождения (Колжатское и Ойкарагайское). По степени изученности оценка ресурсов углеводородного сырья проводится по категории D<sub>1</sub> [112]. Ареал мезозойского (среднетриас-юрского) комплекса Илийская впадина распадается на два прогиба: 1) Восточно-Илийский (Колжатский) и 2) Копинский (западная часть) бассейна, параметры этих сегментов приведены в таблице 10. Протяженность Восточно-Илийского прогиба в казахстанской части 188 км и ширина 135 км, а площадь его достигает на территории Казахстана – 25 380 км<sup>2</sup> [26, 111].

Таблица 10 – Прогнозные ресурсы углеводородного сырья Илийского бассейна [111]

Элементы районирования	Стратиграфические единицы	Площадь районов, км <sup>2</sup> , без учета палинспатики	Мощность нефтегазоносного комплекса, км	Объем нефтегазоносного комплекса, км <sup>3</sup>
Восточно-Илийский прогиб – Казахстанская часть	T <sub>2</sub> -J	25 380	1.8	45 684
	KZ	10170	2.2	22 374
Копинский прогиб (запад бассейна)	T <sub>2</sub> -J	3420	1.3	4 446
	KZ	5700	2.0	11 400

Элементы районирования	Категории ресурсов	Объем комплекса км <sup>3</sup>	Всего (ресурсы) в млн. тонн	Стратиграфические единицы	Литология коллектора
Восточно-Илийский прогиб – Казахстанская часть	D <sub>1</sub>	45 684	456.84	T <sub>2</sub> -J	терригенный
		22 374	223.74	KZ	терригенный
Копинский прогиб (запад бассейна)	D <sub>1</sub>	4 446	44.46	T <sub>2</sub> -J	терригенный
		11 400	114.00	KZ	терригенный
Итого			839.04		



Для мезозойского комплекса параметры Западно-Илийского (Копинского) прогиба: длина – 90 км, ширина – 38 км, площадь достигает 3420 км [24, 26]. Для кайнозойского (палеоген-неогенового) комплекса, протяженность казахстанской части 113 км, ширина 90 км, площадь 10170 км<sup>2</sup> [111, 113, 116].

Для кайнозойского комплекса параметры Западно-Илийского (Копинского) прогиба следующие: протяженность 150 км, ширина 38 км, площадь 5700 км<sup>2</sup>.

Для расчета прогнозных ресурсов был выбран объемно-статистический метод, использован расчет ресурсов по формуле Л.Г. Уикса. При расчете прогнозных ресурсов объемная плотность  $g_v$  для межгорных впадин принята равной 10000 т/км [112]. Данные расчета прогнозных ресурсов углеводородного сырья Прибалхашского бассейна представлены в таблице 10.

Таким образом, на основании обобщения и анализа геолого-геофизический материала в пределах Шу-Сарысуйского, Балхашского, Илийского и Алакольского осадочных бассейнов проведен вероятностный количественный расчет прогнозных ресурсов углеводородного сырья. Для выяснения особенностей геологического строения осадочных бассейнов Южного Казахстана были использованы данные разнообразных методов: 1) стратиграфического; 2) литолого-фациального; 3) тектонического и геодинамического; 4) анализа данных глубинного сейсмического зондирования земной коры, 5) данные других геофизических методов (грави-, магнито- и электроразведки и др.) 6) изучение вещественного состава керн скважин; 7) термическое и рентгеноструктурное изучение образцов горных. Для нефтегазоносных и перспективных нефтегазоносных комплексов и определены значения их мощности. Использован комплект литолого-палеогеографических карт [50, 51, 60-63, 111, 117]. На основании анализа этих карт и литолого-стратиграфических разрезов установлены значения толщин, площади распространения нефтегазоносных и перспективных нефтегазоносных комплексов, а также содержание в них органического углерода (с помощью термического и рентгеноструктурного анализов). Все эти данные в полной мере были использованы при подсчете прогнозных ресурсов углеводородного сырья.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

### **Краткие выводы по результатам диссертационных исследований**

В результате проведенных работ был обобщен и проанализирован геолого-геофизический материал по Шу-Сарысуйскому, Прибалхашскому и Илийскому бассейнам. Изложены данные по строению осадочных бассейнов и прилегающим территориям Южного Казахстана, степени их изученности, геолого-геофизическим характеристикам чехла и фундамента. Для изучения особенностей геологического строения осадочных бассейнов Южного Казахстана были использованы разнообразные методы исследования: 1) стратиграфический анализ; 2) литолого-фациальный анализ; 3) тектонический и геодинамический анализы; 4) анализ данных глубинного сейсмического зондирования земной коры, 5) анализ данных гравитки, магнитометрии и электроразведки, каротажа буровых скважин, 6) изучение вещественного состава керна скважин; 7) термическое и рентгенодифрактометрическое изучение образцов горных пород осадочных бассейнов [26, 59, 117]. Были составлены литолого-стратиграфические разрезы (7 разрезов) верхнепалеозойских, мезозойских и кайназойских толщ. Выделены нефтегазоносные и перспективные нефтегазоносные комплексы. Внесены дополнения в литолого-палеогеографические и палинспастические схемы (7 схем). Для уточнения геологического возраста осадочных бассейнов были привлечены данные изотопной геохронологии и трекового анализа. На основании анализа составленных карт и разрезов установлены значения толщин, площадей распространения нефтегазоносных и перспективных нефтегазоносных комплексов, а также содержание в них органического углерода (с помощью термического и рентгенодифрактометрического анализов) [19, 23, 26, 111, 114]. Все эти данные и являются важными параметрами при подсчете прогнозных ресурсов УВ [26, 50, 51, 61].

**Оценка полноты поставленных задач:** исследовательское обобщение послужит вкладом в изучение геологии, прогноза и оценки углеводородного потенциала территории Южного Казахстана. В данной работе использованы и реализованы современные достижения в области геологии, литологии, геодинамики, глубинной геофизики, картографии и компьютерного моделирования нефтегазоносных областей с целью оценки перспектив Южного Казахстана на углеводородное сырье. [26, 61, 62]

### **Рекомендации и исходные данные по конкретному использованию результатов**

Проведенный комплекс геолого-геофизических исследований позволил разработать геолого-геофизическую модель глубинного строения нефтегазоносных областей региона, что в итоге позволило получить результаты по выявлению перспективных структур в пределах рассматриваемых осадочных бассейнов Южного Казахстана, на основании которых будут составлены рекомендации новых направлений на проведение геологоразведочных работ. Практическое значение исследований обуславливается расширением перспектив минерально-сырьевой базы Республики.

Задачи, поставленные в данном исследовании, решены в полной мере и соответствуют требованиям научно-исследовательских работ.

Изложенные исходные данные по конкретному использованию результатов, позволяют составить следующий перечень рекомендаций:

1. Шу-Сарысуйский бассейн. К настоящему времени почти 70% площади исследуемого бассейна изучено не достаточно полно, что не позволяет дать обоснованную оценку его генерационных возможностей. В этой связи рекомендуется проведение детальных сейсмических работ на основании которых будут разработаны детальные 3-D модели. Эти модели послужат основой для постановки целенаправленных поисковоразведочных работ.

2. В Илийском бассейне рекомендуется провести специализированные геолого-геофизические исследования в пределах Восточно-Илийского (Жаркентского) прогиба, и разработать детальную 3-D модель региона и провести апробацию этой модели, на предмет получения положительных результатов при поисках скоплений УВ.

3. Территория Прибалхашского осадочного бассейна и его геологическое строение недостаточно изучена сейсмическими, электрометрическими, буровыми работами. В связи с вышеизложенным, предлагается: Детальное изучение квазиплатформенного (фамен-каменноугоного) комплекса отложений, поскольку его основание маркирует поверхность эпикаледонского пенеплена (отражающий горизонт) и является верхней границей фундамента. С этим комплексом связан перспективно оцениваемый углеводородный потенциал Прибалхашского осадочного бассейна. По данным магниторазведки установлено, что фундамент Балхашского осадочного бассейна в пределах грабен-синклиналей находится на глубинах 6-7км. Требуется уточнение глубинного положения фундамента.

**Оценка технико-экономической эффективности внедрения** – является разработка научно-обоснованных критериев нефтегазоносности и выявление перспективных объектов и площадей на территории Южного Казахстана.

Основным объектом на поиски и последующую разведку УВ сырья является Шу-Сарысуйский, не определенные перспективы имеют Илийский и Прибалхашский бассейны.

Таким образом, необходимость проведения поисково-разведочных работ на УВ в осадочных бассейнах Южного Казахстана определяется, их положением и близостью к экономическим центрам страны.

**Оценку научного уровня выполненной работы в сравнении с лучшими достижениями в данной области.**

Аналогичные работы по изучению и выявлению закономерностей проявления перспективных нефтегазоносных районов с целью прогноза новых и переоценки известных объектов систематически проводятся во многих зарубежных странах. Подобные работы проводятся в Казахстане.

### **Шу-Сарысуйский бассейн**

За более чем полувековую историю поисковых работ, степень геолого-геофизической изученности территории Шу-Сарысуйского бассейна остается недостаточной. Наиболее изучены лишь два его района: 1) южная часть Кокпансорского прогиба, где открыты газоконденсатные месторождения

Придорожное, Тамгалытар, Орталык и Западный Оппак; 2) северный сегмент Моинкумского – с месторождениями Амангельды, Айракты, Жаркум, Малдыбай и ряда других. Следует отметить, что имеются перспективы открытия газоконденсатных объектов расположенных в фамен-каменноугольном квазиplatformном комплексе по аналогии с месторождением Амангельды.

1. При комплексном исследовании бассейна были использованы разнообразные геолого-геофизические данные, которые позволили уточнить и достроить литолого-палеогеографические карты и разрезы областей осадконакопления по ключевым горизонтам палеозойского разреза, осуществить тектоническое районирование и составить модель глубинного строения.

2. Шу-Сарыуский бассейн начал формироваться в начале девона на западной окраине Казахстанского составного континента [19, 23, 72, 73]. Девонская субдукция океанических плит Туркестанского и Жонгаро-Балхашского герцинских палеоокеанов под Казахстанскую плиту привело к формированию вулканоплутонического пояса окраинно-континентального типа, расположенного по периферии Шу-Сарыуского бассейна. В дальнейшем, в течение позднего палеозоя, именно с внешнего вулканоплутонического обрамления в осадочный бассейн поступал обломочный материал. На протяжении позднего палеозоя Шу-Сарыуский бассейн входил в состав на западного сегмента Казахстанского палеоконтента, входившего в состав суперконтинента Пангея II. Нефтематеринские материнские породы и большая часть коллекторов сформировалась именно в это геологическое время. Изменения уровня моря Уральского океана определили степень и виды осадков, накопившихся в Шу-Сарыуском бассейне.

3. Шу-Сарыуский бассейн на протяжении триасового и юрского периодов стал зоной поднятия во внутренней части Пангея II. Высокое содержание азота, обнаруженные в коллекторах структур, расположенных на горстообразных поднятиях, образованных надвигами возможно связаны с материнскими породами, богатыми углями, которые были подвергнуты очень высоким температурам (метагенез) или указывают на глубинное их происхождение.

4. Шу-Сарыуский бассейн имеет единую активную углеводородную систему, включающих зрелые материнские породы из отложений нижнего карбона и верхнего девона [8, 19]. Коллекторами здесь являются терригенная и карбонатная толща верхнего девона, карбона и нижней перми. Соленосные толщи верхнего девона и нижнего карбона служат зональной, а нижнепермская – региональной покрывкой в Шу-Сарыуском бассейне. Каменноугольные глины формируют локальные покрывки для некоторых газовых месторождений.

- Подсчитанные потенциальные ресурсы углеводородов Шу-Сарыуского бассейна, составили немногим более 7 331.9 млн.т. условного топлива.

- Согласно проведенным расчетам, потенциальные возможности Шу-Сарыуского бассейна достаточно высоки. Однако их достоверность требует подтверждения. Для исследуемого бассейна эта проблема может быть решена лишь проведением значительного объема комплексных геофизических работ с оконтуриванием локальных объектов и постановкой в их пределах нефтегазопроисследовательского бурения.

### **Илийский бассейн**

В результате обобщения и анализа литературного и фондового материалов, а также результатов проведенных геолого-геофизических исследований и данных поискового бурения рассмотрены особенности геологического строения, тектонического развития Илийского бассейна, существенно уточнена геологическая модель строения бассейна, которая состоит из четырех неравнозначных по размерам тектонических элементов Восточно-Илийский (Жаркентский) прогиб, Богутинская седловина, Западно-Илийский (Алматинский) прогиб и Копинский грабен.

На основании проведенных изысканий [8, 19, 23, 24] Илийский нефтегазоносный бассейн имеет хорошие перспективы на поиски УВ сырья.

На перспективный потенциал по обнаружению углеводородного сырья указывают следующие факторы:

1. Илийский межгорный бассейн, по геологическому строению и условиям формирования имеет много общего с соседними Ферганским и Жонгарским межгорными бассейнами, в пределах которых открыты скопления нефти и газа.

2. Согласно последней геолого-геофизической и буровой информации позиция и глубины залегания осадочного чехла пермских, юрских и меловых отложений, с большой долей вероятности являются нефтегазогенерирующими. На это указывают обнаруженные углеводородсодержащие газы [19] и проведенные аналитические работы [114].

3. Не достаточно изученные верхнепалеозойские отложения, которые в должной мере являются носителями углеводородов. Этот комплекс отложений требуют более детального геологического изучения.

4. Наличие месторождений урана, бурого угля в Восточно-Илийском (Жаркентском) прогибе можно считать одним из показателей наличия углеводородов. В этой связи наиболее перспективным на нефть и газ, возможно, следует считать Восточно-Илийский (Жаркентский) прогиб, в пределах которого глубины залегания фундамента до сих пор не установлены.

5. Выполнена оценка прогнозных ресурсов углеводородов по категории  $D_2$ , подсчитанная объемным методом, составили немногим более 839.04 млн.т. условного топлива.

### **Прибалхашский бассейн**

В результате обобщения и анализа, проведенных геолого-геофизических исследований, пополненных данными бурения, рассмотрены особенности геологического строения и тектонического развития и проведена оценка Балхашского осадочного бассейна.

Уточнена модель строения Балхашского бассейна, которая состоит из ряда сегментов, которые, в свою очередь расчленены на более мелкие структурные единицы. Проведена оценка мощности структурно-вещественных комплексов, слагающих фундамент и чехол данного бассейна.

При детальном сравнении с соседними межгорными осадочными бассейнами в качестве перспективных на нефть и газ выделен палеозойский структурно-вещественный комплекс в объеме фаменско-нижнепермского возраста, сложенные осадочными карбонатно-терригенными отложениями. Проведено тектоническое

районирование комплексов фундамента и чехла, позволяющих по-новому оценить перспективы нефтегазоносности Прибалхашского предгорного осадочного бассейна.

Выполнена оценка прогнозных ресурсов углеводородов по категории  $D_2$  – подсчитанные объемным методом, составили немногим более 90.720 млн.т. условного топлива.

Скопления залежей нефти и газа, вероятнее всего, могут быть сконцентрированы в шовных зонах сочленения, ограничивающих разнородные структуры. Эти зоны тем самым обладают высокой проницаемостью, а терригенные породы имеют хорошие коллекторские свойства. Не исключено, что в процессе вертикальной миграции нефть и газ, достигают ловушек в мезозой-кайнозойском комплексе, формируя более мелкие залежи.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Архангельский А.Д. Обзор геологического строения Европейской России: Юго-Восток Европейской России и прилежащие части Азии, Том 1. — Издание Геологического комитета, 1922. — 420 с.
- 2 Кассин Н.Г. Очерк тектоники Казахстана. // Проблемы советской геологии. 1934, № 6, с. 161– 180.
- 3 Сатпаев К.И. К вопросу о нахождении диапировых складок в Придзезказганском районе // Советская геология. №3.1939. С. 75-80.
- 4 Шатский Н.С. Некоторые соображения о тектонике Центрального Казахстана. // В кн.: М-лы по геологии Центрального Казахстана. Изд. АН СССР, М– Л., 1940, с. 7-12.
- 5 Большой Дзезказган, геология и металлогения, ред.К.И Сатпаев. Алма-Ата. 1961. 290 с.
- 6 Абдулин А.А., Цирельсон Б.С., Быкадоров В.А. Тектоника области сочленения структур Урала, ТяньШаня и Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. 238 с.
- 7 Абдулин А.А., Чимбулатов М.А., Азербает Н.А., Ергалиев Г.Х., Касымов М.А., Цирельсон Б.С. (ред.). Геология и металлогения Каратау. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1986. 239 с.
- 8 Даукеев С.Ж., Воцалевский Э.С., Ужкенов Б.С. и др. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана //Нефть и газ. — Алматы, 2002. — Т 3. — 248 с.
- 9 Геология СССР, Центральный Казахстан, том XX, кн.2. М.: Недра. 1972. С. 260-266.
- 10 Геология СССР, Южный Казахстан, том XL. кн.1. М.: Недра. 1971. 288 с.
- 11 Геология СССР, Южный Казахстан, том XL. кн.2. М.: Недра. 1971. 286 с.
- 12 Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Серия Южно-Казахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981. 248 с.
- 13 Геологическая карта Казахской ССР, масштаб 1:500 000, серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата. 1980. С.289-291.
- 14 Карта прогноза нефтегазоносности Казахстана. М 1:2500000, редакторы. Даукеев С.Ж, Абдулин А.А., Х.А.Беспает, Э.С.Воцалевский. Министерство энергетики и минеральных ресурсов РК, Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева МО и НАН РК, Алматы. 2000.
- 15 Карта размещения нефтегазоперспективных структур Казахстана. М 1:2000000, Информационно-аналитический центр геологии и минеральных ресурсов Республики Казахстан. Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева МО и НАН РК, Алматы. 2000.
- 16 Воцалевский Э.С., Булекбаев З.Е., Искужиев Б.А., Камалов С.М., Корстышевский М.Н., Куандыков Б.М., Куантаев Н.Е., Марченко О.Н., Шудаев К.С., Матлошинский Н.Г., Нажметдинов А.Ш., Филиппев Г.П., Шабатин И.В., Шахабаев Р.С. Шудабаев К.С. / Справочник «Месторождения нефти и газа Казахстана». Алматы. 1999. — 326 с.
- 17 Воцалевский Э.С., Булекбаев З.Е., Искужиев Б.А., Камалов С.М., Корстышевский М.Н., Куандыков Б.М., Куантаев Н.Е., Марченко О.Н.,

Матлошинский Н.Г., Нажметдинов А.Ш., Филиппьев Г.П., Шабатин И.В., Шахабаев Р.С., Шудабаев К.С. Месторождения нефти и газа Казахстана. Справочник. – Алматы, 2005– 266 с.

18 Отчет «Комплексное изучение осадочных бассейнов Республики Казахстан за 2009-2011 годы: рук. Акчулаков У.А., Куандыков Б.М.– Астана: АО «КИНГ», 2012. 286 с.

19 Акчулаков У. Жолтаев Г.Г., Куандыков Б.М., Исказиев К. и др. Атлас нефтегазоносных и перспективных осадочных бассейнов Республики Казахстан. – Астана. 2014. – 97 с.

20 Карабалин У.С. Ресурсный потенциал недр Казахстана: состояние, проблемы, инновационный вектор развития и реальные перспективы // Нефть и газ. – 2015. – № 3 (87) – С.15-24.

21 Жолтаев Г.Ж. Нефтегазоносные бассейны Казахстана с позиции плитной тектоники. Глубинное строение и металлогения Казахстана. – Алматы, 1997. – С. 71-79.

22 Жолтаев Г. Ж., Куандыков Б. М. Геодинамическая модель строения юга Евразии//Нефть и газ. – 1999. – № 2. – С.62-74.

23 Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. – Алматы: ЮГГЕО, 2002. – Ил. 38.

24 Ли А.Б. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1975. – 220 с.

25 Ли А.Б., Власов В.И., Парагульгов Х.Х., Филиппьев Г.П., и др. Тектоническое развитие и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской депрессии. Алма-Ата. Наука. 1982. 157с.

26 Отчет «Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Южного Казахстана», период 2012-2014 гг., Бекмухаметова З.А., Коробкин В.В., Трипольский В.В., Добровольская Е.А., Тулемисова Ж.С.– Алматы: АО «КБТУ», 211 с.

27 Парагульгов Х.Х. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Восточного Казахстана: автореф. дис. д.г.-м.н.: Алматы: ИГН, 2005. – 45 с.

28 Паталаха Е.И., Абдулин А.А., Аполлонов М.К., Коробкин В.В., Лукиенко А.И. Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. – Алма-Ата, 1980. – 504 с.

29 Чу-Илийский рудный пояс. Строение земной коры. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1980. – 196 с.

30 Абдулин А.А., Паталаха Е.И. Геодинамика земной коры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1980. 176 с.

31 Авдеев А.В. Палеогеодинамическая карта Южного Казахстана // Геология и Геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7. – С. 111-116.

32 Аполлонов М.К. Геодинамическая эволюция Казахстана в раннем палеозое (с позиции классической тектоники плит) // Геодинамика и минерагения Казахстана. Ч. 1. Наука. Алматы, 2000 с. 46–63.

33 Бакиров С.Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Чуйской впадины и Малого Каратау. Стратиграфия девона, карбона и перми Казахстана. Т. II. Алма-Ата. Наука. 1974. С.178-183.



- 34 Петрушевский Б.А. Сарысуйские купола // Изв. АН СССР. Сер. геол. №3, 1938. С.409-433.
- 35 Петрушевский Б.А. О строении Сарысуйских куполов (в порядке обсуждения) // Советская геология. №7. 1939. С. 86-90.
- 36 Варенцов М.И., Дитмар В.И., Шмакова Е.И. Сарысуйские соляные купола // ДАН СССР, 1963, т.151. №2. С. 396-398.
- 37 Зайцев Н.С. О строении Сарысуйских куполов // Изв.АН СССР. Сер. геол., №5, 1940. С.88-113.
- 38 Дитмар В.И., Тихомиров В.И. Пермская галогенная формация Южного Казахстана // Литология и полезные ископаемые. №6. 1967. С. 67-76.
- 39 Быкадоров В.А., Волож Ю.А., Антипов М.П. Солянокупольные структуры Чу-Сарысуйской впадины // Литосфера. 2015. № 4. С. 14–23.
- 40 Галицкий В.В. Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан) // Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана. Труды Института геологических наук АН КазССР. Т. 19. Алма-Ата: Наука, 1967. С. 3–47.
- 41 Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг (ТяньШань). Тр. ГИН АН СССР; Вып. 104. М.: Наука, 1964. 144 с.
- 42 Паталаха Е.И., Гиоргобиани Т.В. Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау (каледонский цикл). Алма-Ата: Наука КазССР, 1975, 196 с.
- 43 Burtman V.S., Skobelev S.F., Molnar P. Late Cenozoic slip on the Talas-Ferghana fault, the Tien Shan, Central Asia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1996. Vol. 108. № 8. P. 1004–1021.
- 44 Allen M.B., Alsop G.I., Zhemchuzhnikov V.G. Dome and basin refolding and transpressive inversion along the Karatau Fault System, southern Kazakhstan // J. Geol. Soc. London. 2001. Vol. 158. P. 83–95.
- 45 Алексеев Д.В., Быкадоров В.А., Волож Ю.А., Сапожников Р.Б. Кинематический анализ юрских грабенов Южного Тургая и роль мезозойского этапа в истории Каратау-Таласо-Ферганского сдвига (Южный Казахстана и Тянь-Шань). Геотектоника № 2. 2017. С. 3-20.
- 46 Парагульгов Х.Х., Ли А.Б., Филиппев Г.П., Шлыгин Д.А., Шлыгина Т.М. Природа Сарысуйских соляных куполов // Вестник АН КазССР, №6, 1983, С.53-59.
- 47 Габай Н.Л. Пермь Джекказганского района В сб. Стратиграфия девона, карбона и перми Казахстана, том. II. Алма-Ата. Наука. 1974. С. 184-189.
- 48 Шахов Р.А., Ржанникова Л.Н. Стратиграфия верхнего девона Чуйской впадины. В сб. Стратиграфия девона, карбона и перми Казахстана. Т. II. Алма-Ата. Наука. 1974. С. 55-58.
- 49 Парагульгов Т.Х., Парагульгов Х.Х., Фазылов Е.М., Шабалина Л.В. Торгайско-Сырдарьинский регион – эволюция глубинного строения и проблемы минерализации // Известия национальной академии наук Республики Казахстан. Серия. геол. и тех. наук. – Алматы, 2013. – № 2. – С. 8-19.
- 50 Тулемисова Ж.С., Коробкин В.В. Сравнительная характеристика стратиграфического разреза чехла Шу-Сарысуйского бассейна и его специализация на поиски углеводородов // Матер. Междунар. науч. конф. «Корреляция Алтаид и

Уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения». – Новосибирск: СО РАН, 2018. – С. 153-156.

51 Коробкин В.В., Тулемисова Ж.С. Специфика геологического строения и геодинамические условия формирования Шу-Сарысуйского осадочного бассейна в позднем палеозое // Воздействие внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений: тез.д.окл. Междунар. Юбилейной науч. конф., посв. 40-летию НС РАН. – Бишкек, 2018. – С. 190-194.

52 Korobkin V.V. Buslov M.M. Tectonics and geodynamics of the western Central Asian Fold Belt (Kazakhstan Paleozooids) Reference: RGG574 Journal title: «Russian Geology and Geophysics», New York. – 2011. – V. 50, № 12. – P. 1585-1603.

53 Бекман В.М., Кошкин В.Я., Габай Н.Л. Каменноугольная система // Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981, с. 98 – 125.

54 Мясников А.К., Кичман Э.С., Топорова Р.П., Краснобородкин И.К., Чабдаров Н.М. Азбель К.А., Борукаева М.Р. Дубовский А.Г., Смирнов А.В., Скринник А.В. Каменноугольная система // Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Серия южноказахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981, с. 86 – 110.

55 Тулемисова Ж.С., Трипольский В.П., Коробкин В.В. О роли современных высокоточных геофизических методов при поисках залежей углеводородного сырья // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: тез.докл. VII Международного симпозиума. – Бишкек, 2017. – С.154-160.

56 Тулемисова Ж.С., Бекмухаметова З.А. Возможности по использованию высокоточной магниторазведки, гравиразведки и электроразведки при поисках углеводородного сырья // Вестник КБТУ. Алматы, 2019. – № 4(51). – С. 185-193.

57 Патент «Способ поисков залежей углеводородов путём наблюдений за суточными вариациями геомагнитного поля» / Трипольский В.П., Бекмухаметова З.А., Коробкин В.В., 2013.

58 Патент «Способ оконтуривания в плане границ залежи углеводородов путем наблюдений за суточными вариациями геомагнитного поля» / Трипольский В.П., Бекмухаметова З.А., Коробкин В.В., 2013.

59 Коробкин В.В., Саматов И.Б., Тулемисова Ж.С. Данные изучения минерального состава и рассеянного органического вещества в породах каменноугольно-пермского разреза юго-западной части Шу-Сарысуйского бассейна // Геология и охрана недр. КазГЕО. – 2018. – № 2 (67). – С. 16-30.

60 Коробкин В.В., Саматов И.Б., Тулемисова Ж.С. Изучение вещественного состава пород каменноугольно-пермского разреза юго-западной части Шу-Сарысуйского нефтегазоносного бассейна. // Воздействие внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений: тез.докл. Междунар. Юбилейной науч. конф., посв. 40-летию НС РАН. – Бишкек, 2018. – С.194-198.

61 Tulemissova Zh. S., Buslov M.M., Bekmukhametova Z.A. Data of studying the content of organic matter in deposits of the stone-perm separation of the southwestern part of the Shu-Sarysu basin. – IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2019. V.319. Iss.1. – Article number 012020.

62 Tulemissova Zh.S., Korobkin V.V. «Features of the Material Composition of the Main Oil and Gas Complex of the Shu-Sarysu Basin» – International Journal of Engineering Research and Technology. ISSN 0974-3154, Volume 13, Number 5 (2020), PP. 1045-1056 © International Research Publication House.

63 Тулемисова Ж.С., Коробкин В.В., Саматов И.Б. Данные изучения вещественного состава перспективного нефтематеринского комплекса пород мезозой-кайнозойского чехла Илийского бассейна // Матер. Междунар. науч. конф. «Корреляция Алтаид и Уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения». – Новосибирск: СО РАН, 2018. – С. 156-158.

64 Buslov M.M., Kokh D.A, Grave J. De Mesozoic-Cenozoic tectonics and geodynamics of Altai, Tien Shan, and Northern Kazakhstan, from apatite fission-track data. Russian Geology and Geophysics 49 (2008) P.648-654.

65 Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции плит: методы трекового и структурного анализов. – М.: Наука. – 2008. – 319 с.

66 Grave J.De, Glorie S., Buslov M. M., et.al The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating. Gondwana Research 20 (2011) P.745–763.

67 De Pelsmaecker E., Glorie S., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Poujol M., Korobkin V.V., Vanhaecke F., Vetrov E.V., De Grave J., 2015. Late-Paleozoic emplacement and Meso-Cenozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement. Tectonophysics, Article in Press. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.014>. P. 416-433.

68 Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W. Thermal annealing of fission track length and track density in apatite, 2. A quantitative analysis // Chem. Geol. 1987. V. 65. P. 1-13.

69 Hurford A.J. Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, south central Switzerland, and an age of vertical movement on the Insubric fault line // Contrib. Min. Petrol. 1986. V. 92. P. 413-427.

70 Bernet M., Brandon M., Garver J., Reiners P., and Fitzgerald P. Determining the zircon fission-track closure temperature // GSA Abstracts with Programs. 2002. V. 34. № 5. P. 66.

71 Brandon M.T., Vance J.A. Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircon // American Journal of Science. 1992. V. 292. P. 565-636.

72 Коробкин В.В., Тулемисова Ж.С. Глубинное строение и геодинамические условия формирования осадочных бассейнов Южного Казахстана (Шу-Сарысуйского, Прибалхашского, Илийского) // Геология и охрана недр. КазГЕО. – 2018. – № 3 (68), 2018 – С. 24-34.

73 Tulemissova Zh. S., Buslov M.M. Geodynamic conditions of formation of sedimentary basins of South Kazakhstan (Shu-Sarysu, Pre-Balkhash, Ili) – IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2019. V.319. Iss.1. – Article number 012021.

- 74 Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 5-27.
- 75 Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 93-108.
- 76 Бакиров А.Б., Максумова Р.А. Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1435–1443.
- 77 Алексеев Д.В. Складчатые надвиги в Малом Каратау (Южный Казахстан) // ДАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 220–222.
- 78 Смирнов А.В., Коробкин В.В. Тектоническая карта Казахстана масштаба 1: 1 000000 (Принципы, легенда, геологические структуры) // Изв. НАН РК. Сер.геол. – Алматы, 2003. – № 2. – С. 77–89.
- 79 Коробкин В.В. Тектоническое районирование и структурные стили палеозойд Казахстана // Изв. Томского политехнического университета. – 2011. – Т.319, № 1. – С. 71–77.
- 80 Авдеев А.В., Халилов В.А., Селевестров К.В., Ильин В.А., Цыганков А.И. Новые данные по геохронологии метаморфических и магматических образований Южного Казахстана // Геология и разведка недр. – 1995. – № 4. – С. 2-6.
- 81 Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е. и др. Геохронологическое и биостратиграфическое обоснование возраста офиолитов Джалаир-Найманской зоны Казахстана // Матер. XLI тектонического совещания. «Общие и региональные проблемы геотектоники и геодинамики» – М: ГЕОС, 2008. – Т.2 – С.214-219.
- 82 Kroner, A., Windley, B.F., Badarch, G., et al. Accretionary growth and crust-formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian-Nubian shield. In: Hatcher, R.D., et al.) (eds.) 4-D Framework of Continental Crust. GSAMemoirs. 2007. 200. P. 181-209.
- 83 Никитина О.И., Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В. Стратиграфия, районирование и основные типы палеобассейнов ордовика Северной Бепак-Далы (Центральный Казахстан) // Известия НАН РК. Сер. Геол. 2008. №3, с. 8–23.
- 84 Шужанов В.М. Формации девона. Алма-Ата, 1984, 223 с.
- 85 Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Мазуров А.К., Хамзин Б.С. Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана // Геотектоника, 2000, № 4, с. 32–43.
- 86 Atlas of the Paleotectonic and Paleogeographical landscape maps of hydrocarbon provinces of Siberia (V.S. Surkov, V.P. Korobeinikov, L.V. Smirnov - eds.). Petroconsultants, Geneva, Switzerland. 1995, 188 p.
- 87 Bykadorov V. A., Bush V. A., Fedorenko O. A., Filippova I. B., Miletenko N. V., Puchkov V. N., Smirnov A. V., Uzhkenov B. S., Volozh Y. A. // Ordovician – permian palaeogeography of central Eurasia: development of Paleozoic petroleum-bearing basing. Journal of Petroleum Geology, vol.26 (3), July 2003, p. 325– 350.
- 88 Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан, М.: ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.

89 Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 78, с. 59-75.

90 Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика палеозойского Казахстана. Науки о Земле в Казахстане. Алматы: ОО «Казахстанское геологическое общество» КазГЕО». 2016. – 498 с.

91 Maruyama S. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan, 1994, v. 100, N 1, p. 24–49.

92 Мосаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3 – 33.

93 Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М: Недра, 1990, т. 1, 327 с., т. 2, 334 с.

94 Летников Ф.А., Халилов В.А. К проблеме датирования тектонитов в зонах глубинных разломов // Докл. РАН, 1994, т.334, №3, с. 352 –355.

95 Ермолов П.В. Геодинамика Казахстана // Материалы международной научно-практической конференции «Геологическая наука и индустриальное развитие Республики Казахстан», посвященной 70-летию Института геологических наук им. К.И. Сатпаева. Алматы, 2010, с. 20– 24.

96 Геологическое строение Казахстана/ Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко и др. Алматы: АМР РК, 2000. – 396 с.

97 Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. // Nature, 1993, v. 364, p. 299– 307.

98 Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002, № 6, с. 512– 525.

99 Никитин И.Ф., Фрид Н.М., Звонцов В.С. Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике // Сов. Геология, 1990, №10, с. 38– 48.

100 Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Раннекембрийские офиолиты Бошекульской зоны (Центральный Казахстан): строение разрезов и обоснование возраста // Доклады Академии наук, 2010, т. 431, № 4, с. 503 – 508.

101 Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Третьяков А.А. Раннеордовикский вулканогенный комплекс Степнякской зоны (Северный Казахстан): обоснование возраста и геодинамическая обстановка формирования // Доклады, 2008, т. 419, № 2, с. 224-228.

102 Никитина О.И., Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В. Стратиграфия, районирование и основные типы палеобассейнов ордовика Северной Бепак-Далы (Центральный Казахстан) // Известия НАН РК. Сер. Геол. 2008. №3, с. 8–23.

103 Де Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Вермиш П., Мак-Виллиамс М.О., Меткалф Дж. Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоне: новым структурные и  $^{40}\text{Ar}$  -  $^{39}\text{Ar}$  данные // Геология и Геофизика, 2006, т.47, №4, с. 428– 445р.

104 Коробкин В.В., Смирнов А.В. Палеозойская тектоника и геодинамика вулканических дуг Северного Казахстана // Геология и геофизика, 2006, т. 4, с. 462–474.

105 Бандалетов С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата, Наука КазССР, 1969, 155 с.

106 Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дектярев К.Е. Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана // Геотектоника, 1997, № 1, с. 71–81.

107 Вейнмарн А.Б., Кузмин А.В., Воронцова Т.Н. Геологические события в Казахстане на рубеже франского и фаменского веков и их значения в ряду глобальных событий этого времени // Бюл. Москв. общества испытателей природы. Отд. геол. 1997, т. 72, вып. 4, с. 35 – 46.

108 Лялин Ю.И. Вулканизм и тектоника позднего палеозоя // Проблемы тектоники Казахстана, Алма-Ата, 1981, с. 90–101.

109 Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т.52, №1, с. 66– 90.

110 Atlas of the Paleogeography of China. Cartographic publishing House. Beijing. 1985, 200 с.

111 Коробкин В.В., Тулемисова Ж.С. Оценка прогнозных ресурсов углеводородного потенциала Шу-Сарысуйского, Илийского и Прибалхашского осадочных бассейнов Южного Казахстана. // Материалы Международной научно-практической конференции «Состояние и перспективы эксплуатации зрелых месторождений» 16-17 май 2019 года. 1-том. Актау. С. 77- 90.

112 Отчет по программе 46, подпрограмме 30 «Оценка прогнозных ресурсов углеводородного сырья Республики Казахстан (нефть, газ, конденсат)». У.Акчулаков, Г.Жолтаев, С.Жылкайдаров и др. Кн.П – Алматы, 2003. 212 с.

113 Инструкция по классификации запасов месторождений, перспективных и прогнозных ресурсов нефти и природного углеводородного газа: утв. приказом Министра энергетики и минеральных ресурсов Республики Казахстан от 27 октября 2005 года, № 283.

114 Отчет «Решение стратегических и прикладных задач в нефтегазовой отрасли Казахстана», период 2018-2020, Габдуллин М.Т., Коробкин В.В., Тулемисова Ж.С. и др. – Алматы: АО «КБТУ», 211 с.

115 Байбаша А.Б. Инновационные технологии прогноза полезных ископаемых Алматы: КазНИТУ имени К.И.Сатпаева. 2018. – 523 с.

116 Тулемисова Ж.С., Коробкин В.В., Буслов М.М. Корреляция стратиграфического разреза с оценкой прогнозных ресурсов углеводородного сырья осадочных бассейнов Южного Казахстана (Шу-Сарысуйского, Илийского и Прибалхашского) // Вестник КБТУ. – Алматы, 2019. – № 4(51). – С. 177-185.

117 Коробкин В.В., Тулемисова Ж.С. Оценка прогнозных ресурсов углеводородного потенциала Шу-Сарысуйского, Илийского и Прибалхашского осадочных бассейнов Южного Казахстана // Матер. Междунар. науч.-практ. конф. «Состояние и перспективы эксплуатации зрелых месторождений». – Актау, 2019 года. – С. 77-90.