

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# Тектоника, формации и нефтегазоносность межгорных впадин



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

5032

# Тектоника, формации и нефтегазоносность межгорных впадин

Средняя Азия  
и Казахстан

Ответственные редакторы:  
доктор геолого-минералогических наук  
Н.А. КРЫЛОВ.

доктор геолого-минералогических наук  
А.Н. ЗОЛОТОВ



МОСКВА "НАУКА" 1988



Авторы:

Д.С. ОРУДЖЕВА, П.В. ГЛУМАКОВ, А.Н. ОБУХОВ, Г.Е. КОРНИЕНКО,  
Е.К. ТАБАЧНИКОВА, В.П. АЛЕКСЕЕВ, Э.А. МАМАДЖАНОВ

УДК 553.98:551.243.33:551.26 (574+575)

Тектоника, формации и нефтегазоносность межгорных впадин: Средняя Азия и Казахстан/ Д.С. Оруджаева, П.В. Глумаков, А.Н. Обухов и др. — М.: Наука, 1988. — 128 с. ISBN 5-02-002026-5

В монографии представлены материалы по формационному составу, тектонике и нефтегазоносности межгорных впадин, расположенных в пределах Центрально-Азиатского эпиплатформенного орогенного пояса. Показано, что в разрезе преобладают континентальные озерные формации, строение впадин асимметричное — южный борт наиболее погружен, подвержен складчатости, а горное обрамление сочленяется с осадочным бассейном по крупным взбросо-надвигам. В отношении нефтегазоносности наиболее перспективны Алайская, Зайсанская, Восточно-Илийская впадины.

Монография представляет интерес для геологов и геофизиков, занимающихся нефтегазоносностью горно-складчатых поясов.

Табл. 3, Ил. 13, Библиогр.: 95 назв.

Рецензенты: *Г.Х. Дикенштейн, А.И. Летавин*

Т 1904050000-045  
042(02)-88 — 192-88—1

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-002026-5

## ВВЕДЕНИЕ

В монографии рассматриваются тектоника и осадочное выполнение межгорных впадин Средней Азии и Казахстана и на этой основе дается прогноз перспектив нефтегазоносности как впадин в целом, так и отдельных структурно-формационных комплексов.

В последние годы существенно повысился интерес к проблемам нефтегазоносности осадочных бассейнов, приуроченных к орогенным поясам. Это связано не только с крупными открытиями нефти в межгорных и предгорных впадинах, но и с тем важным вкладом, который вносят исследования мобильных зон земной коры в теорию и практику нефтегазопроисковой геологии. Новые, активно развивающиеся идеи тектоники плит, тектонической расслоенности литосферы, широкое поступление интересной, подчас уникальной геофизической информации послужили основной причиной обращения авторов к теме настоящей работы.

В работе рассматриваются особенности геологического строения межгорных впадин Средней Азии и Казахстана (Ферганской, Таджикской, Чу-Сарысуйской, Алайской, Нарынской, Иссык-Кульской, Восточно-Чуйской, Западно- и Восточно-Илийской, Кегено-Текесской, Южно-Балхашской, Лепсинской, Алакольской, Зайсанской и Южно-Тургайской) и приводится оценка перспектив их нефтегазоносности. Все эти впадины — наиболее крупные отрицательные структурные элементы Центрально-Азиатского орогенного пояса. В настоящее время они являются объектами интенсивных поисково-разведочных работ.

Промышленная нефтегазоносность Ферганской впадины, Таджикской и Чу-Сарысуйской депрессий известна давно. В последние годы она установлена и в пределах Южно-Тургайской впадины. Перспективы нефтегазоносности остальных впадин оцениваются только на качественном уровне.

Каждая из этих межгорных впадин характеризуется своей спецификой геологического строения и особенностями перспектив нефтегазоносности. Неодинакова и степень геолого-геофизической изученности их глубинного строения. Это определяет и различие в оценке потенциальных возможностей впадин по обеспечению нефтегазодобывающей промышленности сырьевой базой. Каждая из них является самостоятельной автономной системой — промышленно- или возможно нефтегазоносным бассейном, и формационный состав, тектоника структурно-формационных комплексов (крупных геологических тел, слагающих осадочный чехол межгорных впадин), перспективы нефтегазоносности описаны раздельно. Геологические тела выделяются авторами

в качестве нового элемента нефтегазогеологического районирования — известных нефтегазоносных и/или возможно нефтегазоносных суббассейнов.

Примененный подход позволяет более подробно рассмотреть перспективы нефтегазоносности малоизученных межгорных впадин и сформулировать наиболее эффективные направления геологоразведочных работ на нефть и газ. Опираясь на обширную геолого-геофизическую информацию, полученную в производственных объединениях "Узбекнефть", "Таджикнефть", "Киргизнефть", трестах "Саратовнефтегеофизика", "Сибнефтегеофизика", организациях Мингео СССР и многих других, а также на литературные источники, авторы дают единую целостную характеристику наиболее перспективных межгорных впадин Средней Азии и Казахстана.

В монографии выделены и охарактеризованы формации и формационные ряды внутри структурно-формационных комплексов; проведено тектоническое районирование межгорных впадин; выделены нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные суббассейны внутри нефтегазоносных бассейнов (НГБ) или возможных НГБ межгорных впадин как основа для определения наиболее эффективных направлений геологопоисковых и разведочных работ; обоснованы основные критерии прогноза перспектив нефтегазоносности (возможные нефтегазогенерирующие толщи, коллекторы, флюидоупоры, ловушки и т.д.); проведена сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности межгорных впадин.

Авторы не считают, что все вопросы нефтяной геологии межгорных впадин Средней Азии и Казахстана уже решены, а, напротив, полагают, что данная работа послужит толчком к дальнейшему развитию исследований перспектив нефтегазоносности орогенных областей Советского Союза.

В процессе работы над монографией были использованы ценные советы и замечания Г.Х. Дикенштейна, Н.А. Крылова, А.И. Летавина. При подготовке к печати большую помощь оказали М.Х. Короткова и В.С. Федосова. Всем им авторы выражают свою искреннюю благодарность.

## ФЕРГАНСКАЯ ВПАДИНА

Ферганская межгорная впадина расположена на западе горной системы Тянь-Шаня и ограничена на севере Кураминским и Чаткальским, на востоке Ферганским, а на юге Алайским и Туркестанским хребтами. Площадь ее около 40 тыс. км<sup>2</sup>. В административном отношении большая часть центральной территории впадины входит в состав Узбекской, остальная — Таджикской и Киргизской союзных республик.

В нефтегеологическом отношении впадина представляет собой нефтегазоносный бассейн, сформировавшийся в течение неоген-антропогенного этапа развития. Выполненные в последние годы геологоразведочные работы по изучению нефтегазоносности глубокопогруженных зон и более детальному исследованию бортовых частей впадины дали новую информацию, которая позволяет уточнить представления о ее строении и нефтегазоносности и на этой основе оценить потенциальные возможности центральных глубокопогруженных и прибортовых зон в развитии нефтедобывающей промышленности, а также сформулировать наиболее эффективные направления геологоразведочных работ и их задачи.

### ФОРМАЦИИ

Изучению литологии и стратиграфии отложений Ферганской впадины и ее обрамления посвящены труды В.Н. Вебера, Д.И. Мушкетова, О.С. Вялова, М.И. Брика, В.Н. Огнева, А.М. Габрильяна, М.Н. Грама, Н.П. Васильковского, В.Г. Клейнберга, В.И. Попова, С.Н. Симакова, Т.А. Сикстеля, В.В. Кутузова, М.Н. Розанова, Л.В. Рухина, С.В. Рухина, А.М. Акрамходжаева и др. Большинство исследователей, изучая разрезы Ферганы, использовали ее ритмо-стратиграфическое расчленение, основные результаты которого изложены в работе А.М. Габрильяна. Формационный анализ по территории Средней Азии проводился В.И. Поповым, А.Г. Бабаевым, Н.А. Крыловым, А. Алановым и др.

В основу выделения формаций как сообщества геологических слоев нами положен принцип обобщения их в единую ассоциацию горных пород [66]. Возрастные границы, тектонический режим, фациальные и климатические условия, формирование формаций показаны в табл. 1, см. вкл. Выделенный нами формационный вертикальный ряд (рис. 1) состоит из следующих формаций.

1. Песчано-глинистая угленосная формация. Отложения платфор-

Возраст			Формационный ряд			
Отдел	Ярус	Свита	Западн. Фергана	Южная Фергана	Восточн. Фергана	Централ. Фергана
		Сохская				
N <sub>2</sub>	Бактрийский (N <sub>2</sub> bkt)	Бледно-розовая				
N <sub>1</sub>	Массагетский (N <sub>2</sub> msg)	Кирпично-красная				
P <sub>3</sub>	Сумсарский (P <sub>3</sub> sms)					
	Ханабадский (P <sub>3</sub> khn)					
P <sub>2</sub>	Иофаринский (P <sub>2</sub> is)					
	Риштанский (P <sub>2</sub> rch)					
	Туркестанский (P <sub>2</sub> trc)					
	Алайский (P <sub>2</sub> al)					
	Сузакский (P <sub>2</sub> szk)					
P <sub>1</sub>	Бухарский (P <sub>1</sub> bh)					
K <sub>2</sub>	Сенонский (K <sub>2</sub> sn)	Чангырташская				
		Пестроцветная				
	Туронский (K <sub>2</sub> t)	Яловачская				
		Устричная				
Сеноманский (K <sub>2</sub> s)	Калачинская					
	Кызылпиляльская					
K <sub>1</sub>	Альбский (K <sub>1</sub> al)	Ляканская				
	Аптский (K <sub>1</sub> a)	Муянская				
	Неокомский (K <sub>1</sub> nc)					
J <sub>3</sub>						
J <sub>2</sub>		Чаарташская				
J <sub>1</sub>		Туюкская				
T <sub>3</sub>		Коккиинская				
T <sub>2</sub>						
T <sub>1</sub>		Мадыгенская				
P <sub>2</sub>		Тудейканская				

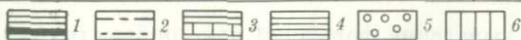


Рис. 1. Схема пространственно-возрастного соотношения платформенных и орогенных формаций Ферганской впадины

Формации: 1 — песчано-глинистая угленосная; 2 — песчано-глинистая (пестроцветная) континентальная; 3 — карбонатно-терригенная (пестроцветная) морская; 4, 5 — моласса: 4 — тонкая, 5 — грубая; 6 — перерывы в осадконакоплении

менного чехла Ферганской впадины начинаются с юрских образований, которые залегают на дислоцированных породах палеозойского фундамента, а местами на нормально-осадочных образованиях верхнепермско-триасового возраста. Последние изучены фрагментарно, в основном по обнажениям, и большинство исследователей относят их к переходному комплексу. В погруженных частях впадины они сравнительно хорошо изучены скважинами лишь в пределах Бостонского месторождения и площади Ходжибад, расположенных в ее юго-восточных районах.

В пределах этих двух площадей между юрскими отложениями и породами палеозойского фундамента залегает 100—130-метровая пачка терригенных пород, которая по внешнему облику существенно отличается от подстилающих и перекрывающих ее образований, хорошо изученных не только в юго-восточных, но и в западных районах впадины (Северный Сох, Восточный Авваль и др.). Пачка отнесена к переходному комплексу на основании обнаруженных в ней Ю.М. Кузовкиной спорово-пыльцевых ассоциаций пермского возраста. По сравнению с близлежащими выходами пород на поверхность образования переходного комплекса на площадях Бостон и Ходжибад более всего сопоставимы с мадыгенской свитой верхнепермско-нижнетриасового возраста, представленной нормальными слабометаморфизованными осадочными отложениями. Рассматриваемая пачка в основном представлена глинами и песчаниками. В ней содержатся также прослой мергелей, известняков и реже гравелитов. Глины преимущественно темно-коричневые, прослоями серо-зеленые, ожелезненные, известковистые. Песчаники серые, серовато-коричневые, зеленовато-серые, сильноизвестковистые, битуминизированные, зернистость мелкая и средняя хорошей сортировки.

Петрографический состав, а также характер сохранности спор и пыльцы свидетельствуют о том, что породы этой пачки почти не метаморфизованы. Геохимические показатели свидетельствуют о том, что эти породы отлагались в субаквальных слабоокислительных, слабовосстановительных и восстановительных условиях.

Отложения рассматриваемой пачки залегают на породах фундамента и перекрываются с угловым и стратиграфическим несогласием вышележащей толщей, которая в направлении к Южно-Аламышикской структуре полностью выклинивается.

Изучение промыслово-геофизических характеристик отложений переходного комплекса на структурах Ходжибад и Бостон позволило проследить их и выделить по комплексу каротажных данных и на других площадях юго-восточной части Ферганы. Эти породы обнаружены на поднятиях Ходжа-Осман, Найман, Шуркакыр и Паланташ. К югу от первых двух установлено выпадение их из разреза.

Отложения ниже- и среднеюрского возраста представлены весьма разнообразными кластическими породами, имеющими преимущественно серую окраску. Породы обогащены растительными остатками и пластами углей. В среднеюрском разрезе по сравнению с нижнеюрским заметно уменьшается доля грубообломочного материала, а в восточных районах Ферганы исчезают конгломераты, более подчиненное

значение приобретают угли. По мере погружения отложений формации к центру впадины преимущественно грубообломочные породы бурых углей сменяются песчано-глинистыми.

В угленосной формации Н.П. Москалевым и другими авторами выделяются песчано-гравийные, песчано-галечные, песчаные и алевроитовые глины пластов-коллекторов. Приурочены они главным образом к отложениям среднего отдела юрской системы. Как правило, пространственная выдержанность проницаемых горизонтов в региональном плане слабая, мощность их резко изменяется от 0,5—1 до 20 м.

2. Песчано-глинистая (пестроцветная) континентальная формация включает верхнеюрские и сеноманские отложения. Она объединяет в общем литологически однотипные ассоциации пород. Для них характерно значительное распространение грубообломочных разностей — конгломератов и гравелитов; по сравнению с глинами песчаники имеют подчиненное значение, в южных и западных районах встречаются карбонатные прослои и гипсы. Породы разноокрашенные, но преимущественно красноцветные. Выше залегает комплекс осадков, отлагающихся главным образом в морских условиях.

зом в морских условиях.

3. Карбонатно-терригенная (пестроцветная) морская формация, включающая осадки туронского и сеноманского возраста, по цветовой гамме пород не отличается от ранее охарактеризованной формации. В ней также преобладают красноцветы, однако почти отсутствуют конгломераты и гравелиты, значительная доля принадлежит карбонатам, среди которых четко обособлены типично морские образования так называемой устричной свиты (нижний турон). Последняя в значительной степени представлена карбонатными породами, главным образом в нижней и верхней частях, и пропластками глин. В северных районах Ферганы доля карбонатов заметно уменьшается (до полного исчезновения). Это прослеживается и вверх по разрезу, где они почти отсутствуют в отложениях яловачской свиты, состоящей исключительно из песчаных разностей. В западных районах в верхах формации появляются гипсы, которые выделяются в свиту "гознау", соответствующую датскому возрасту. Некоторые исследователи относят свиту "гознау" к бухарским слоям палеоцена.

Палеогеновая часть формации, включающая нижний, средний отделы и низы верхнего, состоит преимущественно из мелководноморских фаций. В разрезе, главным образом в нижней части, доминирующее значение имеют карбонаты, подчиненное место занимают сульфатные породы. Бухарские слои в западной, южной и восточной частях Ферганы сложены известняками и гипсами с преобладанием последних. В северных районах известняки замещаются песчано-глинистыми породами, появляются гравелиты. В верхней части формации преобладают глины.

Часть формации, имеющая палеогеновый возраст, по окраске пород существенно отличается от меловой. Это в основном серые и зеленые образования; красноцветы имеют подчиненное значение. Этой формацией заканчивается платформенный ряд. Следующий орогенный ряд состоит из континентальных формаций: нижней, тонкой и верхней, грубой моласс.

4. Нижняя, тонкая моласса объединяет верхнеолигоценые (сумсарские слои) и миоценовые (кирпично-красная и бледно-розовая свиты) отложения. Она представлена яркоокрашенными терригенными породами, преимущественно глинами. Окраска изменяется от малиновой в сумсарских слоях до кирпично-красной и бледно-розовой в одноименных свитах массагетского яруса.

В северо-западных районах Ферганы в разрезе формации наряду с терригенными развиты соленосные отложения, стратиграфическая приуроченность и генезис которых различными исследователями трактуется неоднозначно. Так, А.М. Габрильян вслед за Н.П. Васильковским соленосно-гипсоносную толщу северо-западной части Ферганы сопоставляет с отложениями сумсарского яруса (верхний олигоцен) и считает, что она имеет лагунное происхождение. Эту же точку зрения поддерживает А.Р. Ходжаев. А.Г. Бергман и В.Н. Щербина предполагают, что соленосная серия представляет собой осадки реликтового внутриматерикового водоема.

По данным бурения, они установлены в разрезах Дигмайской и Супетауской разведочных площадей. Местные геологи относят их к бледно-розовой свите.

5. Верхняя, грубая моласса объединяет отложения бактрийского и сохского ярусов, залегающих в большинстве районов Ферганы на размытой поверхности более молодых отложений различного возраста. Среди пород формации повсеместно преобладают разногалечные конгломераты, доля гравелитов, песчаников и глин незначительна.

Охарактеризованный ранее формационный ряд Ферганы содержит образования различного генезиса. В течение всего юрского и раннемелового времени, до сеномана включительно, эта территория представляла собой аккумулятивную область, где в результате разрушения пород горных сооружений, обрамляющих впадину, происходило накопление континентальных отложений угленосной и нижней молассовой формаций. При этом первая из них формировалась в условиях гумидного климата, а вторая — аридного.

Различия климатических условий, в которых происходило накопление отложений этих формаций, четко фиксируются по составу пород и по смене их окраски. Так, ниже-среднеюрские гумидные угленосные серые породы сменяются кверху аридными яркоокрашенными красноцветными (верхняя юра — сеноман) образованиями. Эта резкая смена окраски позволяет уверенно проводить границу между песчано-глинистой угленосной и пестроцветной формациями даже при отсутствии фаунистических находок. Уверенно прослеживается и переход от морских, преимущественно серовато-зеленых осадков карбонатно-терригенной формации к породам тонкой молассы, яркая окраска которых характерна для аридного климата.

Оценивая фаціальный облик пород, слагающих формации осадочного чехла Ферганы, необходимо отметить, что здесь развиты карбонатные, сульфатные, глинистые и обломочные фации. Последние представлены последовательным рядом кластических пород — от конгломератов до пелитов включительно.

В группе собственно обломочных фаций выделяются морские,

лагунные и континентальные. Развитие морских обломочных фаций носит ограниченный характер — они приурочены главным образом к верхней части разреза сумсарского яруса, к устричной свите, и спорадически развиты в остальных ярусах палеогенового и верхнемелового возраста. Сложены эти фации преимущественно песчано-алевритовыми породами светло-серых и светло-зеленых тонов. Для них характерно наличие глауконита, нередко в ассоциации с коллофанитом, что позволяет расшифровывать их как отложения верхней части рельефа. Наряду с песчано-алевритовыми породами в составе морских эпиконтинентальных образований впадины развиты гравийники и конгломераты. Наличие их можно объяснить резким проявлением восходящих движений в условиях морской седиментации.

Периодическую изоляцию Ферганского бассейна от открытого моря можно фиксировать по накоплению лагунных фаций, среди которых широко распространены ангидрит и гипс.

В течение верхнего мела и палеогена крупные восходящие вертикальные движения временами выводили над уровнем моря отдельные краевые участки этого бассейна. В результате среди осадков, образованных преимущественно морской седиментацией, в понижениях рельефа приподнятых участков аккумуляровались континентальные обломочные отложения, главным образом паттунные породы. В комплексе обломочных фаций, накапливавшихся в типично континентальных условиях, чаще выделяются аллювиальные образования, осадки эпизодических потоков и озерные отложения. Детальное изучение разрезов формаций, отражающих особенности строения Ферганской впадины, позволяет выделить в ее развитии основные этапы рельефо- и структурообразования: позднепермско-раннетриасовый (постгеосинклинальный), познетриас-юрский, меловой и палеогеновый (платформенные), раннеогеновый (предорогенный) и позднеоген-четвертичный (орогенный).

О позднепермско-раннетриасовом этапе развития Ферганы существуют различные представления. Одни исследователи относят его к геосинклинальной стадии, другие объединяют с раннемезозойским этапом платформенного режима. По мнению В. И. Попова и В. И. Троицкого, этот этап соответствует постгеосинклинальной стадии развития и по ряду признаков, к числу которых относятся несоответствие структурных планов складчатого основания и образований мадыгенской свиты, постседиментационные изменения пород, не выходящие за пределы катагенеза и раннего метагенеза, и др., выделен в качестве самостоятельного.

Рассматриваемый этап характеризовался формированием узких и протяженных прогибов, ориентированных вдоль Южно-Ферганского глубинного разлома. На исследуемой территории выделяются Мадыгенский и Кугартский прогибы, характеризующиеся небольшой мощностью (до 150 м) отложений. Они приурочены (с незначительным смещением к северу) соответственно к Мадыгенскому и Тулейканскому прогибам, унаследованным от верхнего палеозоя.

Источниками сноса обломочного материала, заполнявшего Кугартский прогиб, являлись Карачатырский и, видимо, Яссинский мас-

сивы. О степени их расчлененности достоверных сведений нет. Можно лишь предполагать существование зон со значительно расчлененным (Карачатырский и Ясинский выступы) и слабовсхолмленным (Палванташский и Аламышик-Сузакский выступы) рельефом. Следовательно, формирование отложений мадыгенской свиты осуществлялось в условиях развития речных долин пра-Кугарта и пра-Аравана и их конусов выноса (надводных дельт), а также присклоновых зон, где происходило накопление элювиально-делювиальных и пролювиальных образований. Это упорядоченное размещение песчаных тел создало благоприятные предпосылки для формирования литологических и стратиграфических ловушек.

Основными признаками, определяющими самостоятельность поздне триас-юрского этапа развития исследуемой территории, являются предшествующие этому времени перерывы в осадконакоплении. Они характеризуются явно выраженным угловым несогласием, наблюдаемым в основании рэт-юрских отложений, независимо от того, залегают ли они на складчатом основании или на образованиях пермо-триаса (урочища Сарыбие, Мадыген). Поверхность несогласия сопровождается широким развитием коры выветривания (площади Наманган, Кызылалма, Бедресай, Караунгур, Сузак, Шуркакыр, Кызыларча, Куvasай, Гальча, Шураб, Мадыген и др.). В ряде районов отмечается погрубение материала вверх по разрезу (Сулюкта, Шураб, Кокянгак, Майлисай и др.), в том же направлении увеличивается степень полимиктовости терригенных компонентов, а в глинах большее значение приобретают гидрослюды. Верхняя граница устанавливается по ярко выраженному несогласию между юрскими и меловыми отложениями и по проявлению древнего поверхностного окисления юрских отложений (Сулюкта, Шураб, Абшир, Куvasай, Ташкумыр и др.). Исчезновение углистых прослоев, гидрослюдистый, монтмориллонитовый и даже палыгорскитовый минеральный состав глин, а также полимиктовый состав обломочных компонентов и преимущественно красноцветная окраска пород верхне-юрских образований указывают на существовавший в это время аридный климат. Началось формирование песчано-глинистой (пестроцветной) континентальной формации.

Меловой этап в историко-геологическом и тектоническом аспектах является самостоятельной эпохой, отличающейся от юрской и палеогеновой климатическими, геоморфологическими и тектоническими изменениями. Эта самостоятельность обуславливается главным образом активизацией тектонических движений и устанавливается по несоответствию юрского и мелового структурных планов. Развивавшееся вслед за этим на фоне прерывистых трансгрессий опускание было прервано региональным поднятием Средней Азии, прослеживаемым повсеместно по границе мела и палеогена. В отличие от юрского этапа, когда заполнение Ферганской впадины было обусловлено в основном выносом обломочного материала из внутренних частей Чаткало-Кураминской и Туркестано-Алайской горных систем, а полосы низких предгорий практически не участвовали в этом процессе, в течение мелового этапа существовали просто

построенные горные системы, отмеченные ранее, которые представляли собой крупные водоразделы, окруженные системами конусов дренировавших его коротких рек. Этот тип отложений наиболее полно отвечает понятию подгорно-верного фациального пояса. Резкие литологические изменения меловых отложений в разрезе и плане, угловатая форма песчаных и гравийных зерен и преимущественно низкая сортировка обломочного материала также свидетельствуют о непродолжительности его транспортировки. Эти закономерности характерны в основном для нижнемеловых отложений. В разрезах же яловачской и пестроцветной свит заметно преобладают весьма устойчивые и устойчивые минералогические ассоциации, округлая форма зерен, хорошая сортировка песчано-глинистых частиц ( $S_0=2$  мм), кривые распределения типов  $S+T$ ,  $P+S$  и др. Все это свидетельствует о продолжительности транспортировки осадочного материала.

Палеогеновый этап является самостоятельной эпохой и характеризуется регионально нисходящими тектоническими движениями, пришедшими на смену пульсирующим мелового этапа. Они способствовали развитию продолжительной по времени и значительной по простиранию морской трансгрессии, развивавшейся практически на протяжении этого этапа.

Восходящие тектонические движения, проявившиеся в пределах всей Ферганской впадины в начале рихтанского века, отразились в основном на строении рельефа водного бассейна; в результате произошло обмеление окраинных его частей, вплоть до появления отдельных островных суши в юго-западной части Ферганы. Практически все прибортовые зоны впадины представляли собой шельфовое мелководье со слабо выраженной динамикой вод. В структурном отношении это были моноклинали с незначительным уклоном в направлении центральных частей бассейна. На шельфовом склоне, в пределах отдельных его участков, приуроченных к Южно-Ферганской зоне разломов, происходило усиление движения вод, способствовавшее формированию отмельных песчаников (IV пласт). Упорядоченное размещение таких песчаных тел способствовало созданию благоприятных предпосылок для образования литологических ловушек. Так, известные Восточно-Карагачинское и Гальчинское нефтяные залежи приурочены к такому типу песчаников.

В несколько иных условиях происходило накопление песчаников III пласта (конец сумсарского века). Распределение их мощностей, преимущественно кварцевый состав и главным образом характер размещения песчаных тел в палеоструктуре позволяют предпологать, что эти песчаники накапливались в условиях смены морских течений на склонах шельфового уступа локальными антиклинальными поднятиями (отмелями), которые вызвали осадконакопление в дельтах рек. Данное представление согласуется с теоретическим выводом о строении дельтовых систем и подтверждено материалами В.А. Бабад-аглы по Майлисайскому выступу.

Ранее выявленные и детализированные в настоящей работе закономерности строения и размещения песчаных тел палеогеновых

отложений позволяют высоко оценить возможности обнаружения в них литологических ловушек в зоне шельфовых склонов южного и северного (Майлисайский выступ) бортов впадины, а также на сводах древних антиклинальных структур.

Несогласия в пределах Ферганской впадины подразделяются на две категории — межформационные (межкомплексные) и внутриформационные (внутрикомплексные). Наиболее интересными с точки зрения перспектив нефтегазоносности являются межформационные перерывы, обуславливающие главным образом формирование стратиграфических ловушек. Они, как правило, характеризуются широким стратиграфическим диапазоном, резко выраженными угловыми несогласиями и значительной мощностью размытых пород. Эти перерывы соответствуют определенным рубежам геологической истории региона либо переломным этапам структурообразования. Внутриформационные перерывы — производные пульсирующих тектонических движений — выражены в разрезах поглубинением осадочного материала. Они часто характеризуются локализованным значительно меньшим стратиграфическим диапазоном, меньшей мощностью размывов, слабо прослеживаемых в разрезах скважин; в палеогеновых отложениях (Сузак, Чигирчик) отмечаются редко, в меловых и юрских образованиях — часто, заметно влияя на сохранность покрывшек нижележащих продуктивных горизонтов.

В результате исследований можно сделать следующие выводы.

Геологическое строение: дислоцированные породы палеозойского фундамента, слабометаморфизованные осадочные образования перм-триасового переходного комплекса и терригенно-карбонатные юрско-неогеновые отложения платформенного чехла.

В разрезе Ферганского нефтегазоносного бассейна выделяется пять формаций: угленосная, песчано-глинистая (пестроцветная) континентальная, карбонатно-терригенная (пестроцветная) морская, нижняя, тонкая моласса и верхняя, грубая моласса.

Фациальный состав формаций, слагающих впадину, представлен карбонатами, сульфатами, глинистыми и обломочными (от конгломератов до пелитов) породами.

В истории геологического развития Ферганы выделяются следующие основные этапы рельефо- и структурообразования: позднепермско-раннетриасовый (постгеосинклинальный), позднепермско-юрский, меловой и палеогеновый (платформенные), ранне-неогеновый (предорогенный) и поздне-неоген-четвертичный (орогенный).

В пределах впадины и ее горного обрамления выделяется семь региональных перерывов в осадконакоплении: предпозднепермско-раннетриасовый, предпозднепермско-юрский, предмеловой, предпалеогеновый, предранне-неогеновый, предпоздне-неогеновый (предбактрийский) и предчетвертичный (предсохский).

Особенности строения и размещения песчаных тел в палеогеновых отложениях свидетельствуют о возможности выявления литологических ловушек в южных и северных бортовых частях впадины, а также на сводах древних антиклиналей.

Несогласия в пределах Ферганы делятся на межформационные и

внутриформационные. Наибольший интерес представляют первые, так как они обуславливают формирование стратиграфических ловушек. Внутриформационные перерывы наиболее характерны для юрских и меловых отложений, менее для палеогеновых, оказывая заметное влияние на сохранность покровных нижележащих продуктивных горизонтов.

### ТЕКТОНИКА

Изучение тектоники Ферганской впадины и ее горного обрамления, проводившееся на протяжении нескольких десятилетий многими исследователями, неразрывно связано с изучением геологического строения Тянь-Шаня. В настоящее время существует множество схем тектонического районирования этой межгорной впадины в системе Тянь-Шаня. Одни из них основываются на типах и возрасте складчатости (И.В. Мушкетов, В.Н. Вебер, Г. Штилле, С.С. Шульц, Б.А. Петрушевский, А.И. Суворов и др.), другие составлены исходя из структурно-морфологических признаков (О.С. Вялов и др., С.Н. Симаков, В.Г. Клейнберг и др.) или типов разрезов и структурных форм (В.И. Попов, Д.П. Резвой, Н.П. Васильковский, О.А. Рыжков), в основу третьих положен характер поверхности и состава фундамента по данным геофизических методов (Б.Б. Таль-Вирский, А.И. Рыбин, А.Р. Ходжаев, П.К. Азимов).

Следует отметить, что для многочисленных схем тектонического районирования Ферганы общим является выделение палеозойского обрамления впадины и ее депрессионной части.

Среди схем тектонического районирования мезозойско-кайнозойских структур выделяются два основных направления. Одни исследователи (О.С. Вялов, В.И. Попов, Н.П. Туаев) считают, что в центральной части слабо дислоцирован весь комплекс осадочных отложений; другие (В.Г. Клейнберг, С.Н. Симаков, О.А. Рыжков, А.Г. Бабаев, А.Р. Ходжаев, П.К. Азимов) — что центральная часть впадины осложнена крупными линейными антиклинальными зонами, простирающимися с северо-востока на юго-запад на всем ее протяжении; слабая выраженность дислокаций в центральной части Ферганы характерна лишь для неогеновых отложений, а в палеогеновых и более древних горизонтах чехла возможно наличие крупных погребенных структур (валов).

В настоящее время в истории геологического развития Ферганской впадины установлено три различных этапа: геосинклиальный, закончившийся в конце палеозоя, затем платформенный (начало поздней перми до конца палеогена) и орогенный (от конца палеогена до наших дней). Максимальное прогибание центральной части впадины (не менее чем на 6—8 тыс.м) и формирование высокогорного обрамления связаны с орогенным этапом ее развития. К этому же этапу относится и образование различных типов структур Ферганы.

Современная структура осадочного покрова впадины испытала существенное влияние разломов. Основные разрывные нарушения, простирающиеся вдоль бортов впадины, а также многочислен-

ные того же направления, но меньшего масштаба разломы разбили впадину на ряд блоков, ступенчато опускающихся от ее бортов к приосевой зоне. Блоковое строение фундамента нашло свое отражение и в структуре мезозойско-кайнозойских отложений чехла.

На основе структурной карты по кровле известняков туркестанских слоев палеогена Б.Б. Таль-Вирский, Ф.Х. Зуннунов и другие авторы в пределах Ферганской впадины в качестве основных элементов выделили собственно Ферганскую кайнозойскую мегасинклиналь и окраинные структуры — барьерные гряды (Карачатыр-Суреньтюбинская, Намаздекская, Каратау-Гузанская, Боястанская) с входящими в их состав выступами фундамента и окраинные прогибы (Узгенский, Нанайский и др.). Основными элементами мегасинклинали являются Северный и Южный борта и ядро — Центральный грабен. Однако границы последнего на схеме Таль-Вирского и его соавторов шире, в него включены также территории Маргиланской и Супетауской ступеней, причем первой из них соответствует южный прибортовой склон грабена. По мнению Б.Б. Таль-Вирского и др. [34], несмотря на справедливость предположения А.Р. Ходжаева и П.К. Азимова о ступенчатом характере погружения фундамента от бортов к центру, тем не менее трудно ограничить все многообразие крупных тектонических форм бортовых зон Ферганы только ступенями, поскольку в них с трудом вписываются зоны антиклинальных поднятий Акчоп, Акбель, Супетау, Аламышикская группа складок.

Несмотря на различия существующих схем тектонического районирования, общим для них является то, что при всем многообразии морфологии и генезиса локальных складок, а также объединяющих их более крупных элементов в них можно выделить следующие три основных вида положительных структур:

1) антиклинальные зоны — линейно вытянутые структуры, состоящие из одной или нескольких более мелких, как правило, высокоамплитудных антиклинальных складок, сочленяющихся цепочкой в стык или кулисообразно (возможно, при образовании складок участвовали внутриформационные пластичные деформации — выжимание, криптодиапиризм). Тектонотипом таких структур может быть Акбельская антиклинальная зона (по Б.Б. Таль-Вирскому и др.);

2) антиклинальные поднятия — крупные положительные брахиформные структуры, осложненные сравнительно пологими локальными антиклиналями, которым по поверхности цоколя, по-видимому, соответствует аналогичная складка. К ним относятся антиклинальные зоны Южной, Чуст-Пап-Наманганской ступеней, Караджидинский вал и другие поднятия в Центральном грабене;

3) группы антиклинальных структур, которые объединяют несколько складок, близких по геологической позиции, но не приуроченных к единой более крупной положительной структуре. Примером может служить расположенная вдоль южной окраины Центрального грабена Ниязбекская группа.

Авторы придерживаются нефтегеологического районирования, в основу которого положена схема Б.Б. Таль-Вирского и др. Вместе с тем в районировании учтены и новые данные о тектонике Ферганской впадины.

Ферганская впадина в нефтегеологическом отношении представляет собой одноименный НГБ, в разрезе которого на данной стадии изученности можно выделить два суббассейна — платформенного чехла и переходного комплекса. В пределах этого НГБ открыто более 50 месторождений (табл. 2—вкл., рис. 2). Залежи обнаружены в обоих суббассейнах. Нефтегазоносность пермо-триаса изучена крайне слабо. Наиболее существенный приток в суббассейне переходного комплекса получен только в скв. 716 на месторождении Бостон, расположенном в пределах Южной ступени. Начальный дебит нефти 100 т/с. Слабые притоки нефти и газа были зафиксированы также на месторождениях Западный Палванташ, Южный Аламышик и Ходжибад.

В разрезе этого суббассейна выделяется три продуктивных горизонта, из них два (XXXII и XXXI) приурочены к мадыгенской свите и один (XXX) — к кокинской. Сложены они гравелитами и песчаниками, коллекторские свойства которых не изучены. На Бостонском месторождении продуктивным является XXXI горизонт.

Многочисленные промышленные скопления нефти и газа выявлены в юрском, меловом, палеогеновом и неогеновом комплексах нефтегазоносного суббассейна платформенного чехла. Всего в его разрезе установлено более 30 продуктивных горизонтов. В региональном плане многие мезозойские и неогеновые горизонты выдержаны очень слабо, поэтому межрайонная стратиграфическая увязка их в значительной мере является условной.

Юрский нефтегазоносный комплекс фрагментарно выходит на дневную поверхность вдоль южной и северо-восточной окраин НГБ, а в центральной части погружен на глубину более 7 км. В пределах значительной территории на северо-западе он вообще отсутствует. В юрском комплексе этого нефтегазоносного суббассейна преобладают газовые залежи. Они открыты в пределах Майлисуйского выступа и Южной ступени. Всего в разрезе комплекса выделено семь (XXIII—XXIX) продуктивных горизонтов. Из них XXIX горизонт приурочен к туюкской (нижняя юра), XXVI—XXVIII — к чаарташской, XXIV и XXV — к зинданской (средняя юра) и XXIII — к бабабансайской (верхняя юра) свитам. Продуктивные пласты сложены песчаниками, гравелитами и конгломератами. Пористость их изменяется от 10 до 25%, проницаемость — от 3 до  $425 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Проницаемые горизонты разобщены зональными и локальными глинистыми покрывками. Региональным флюидоупором служит верхнеюрская глинистая толща, которая в целом надежно экранирует юрский нефтегазоносный комплекс. Однако на отдельных участках экранирующие свойства толщи снижаются, что обуславливает развитие зон, в которых возможна гидродинамическая связь между юрскими и меловыми отложениями в пределах нефтегазоносного суббассейна платформенного чехла. Меловой нефтегазоносный комплекс развит шире юрского и прослеживается по всей его территории. Он обнажается на поверхности вдоль южного и северо-восточного обрамлений НГБ. В наиболее погруженных зонах эти образования залегают на глубинах 5—7 км и более.

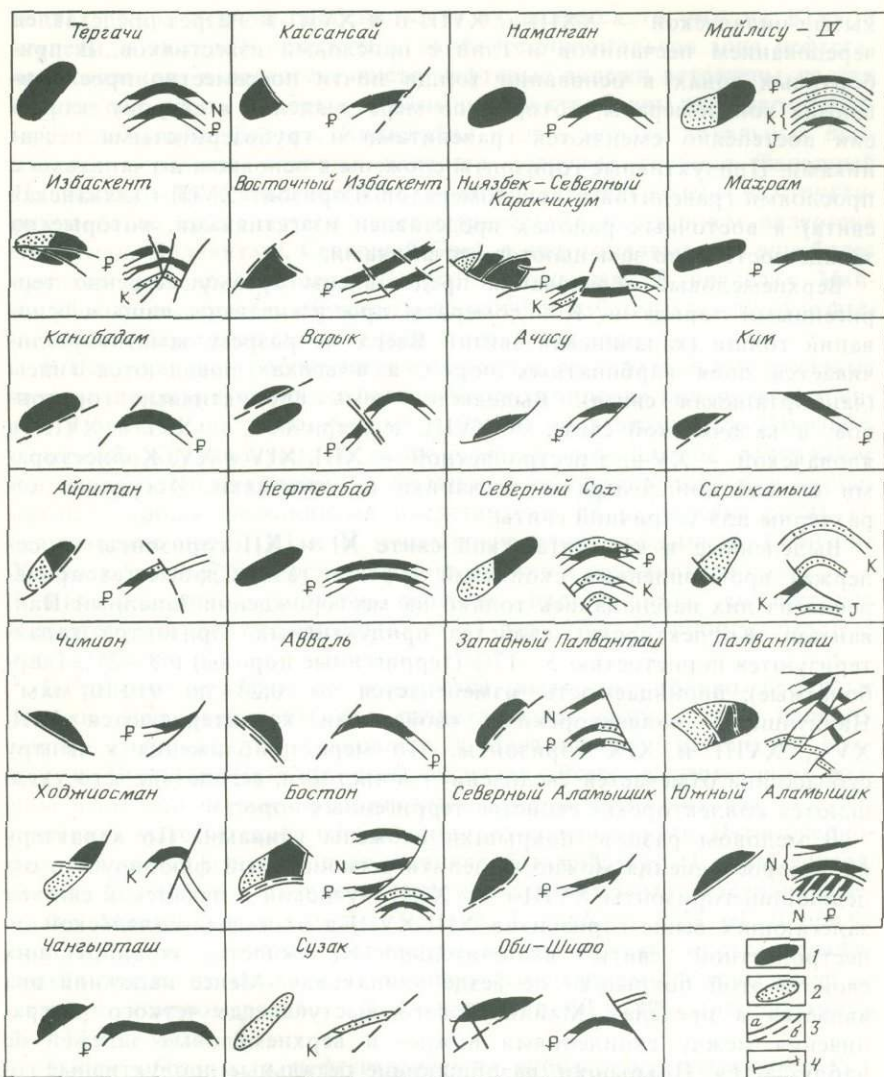


Рис. 2. Принципиальные схемы строения типичных месторождений нефти и газа в Ферганской впадине

1, 2 — залежи; 1 — нефти, 2 — газа; 3 — линии разломов; а — достоверные, б — предполагаемые; 4 — линия профильного разреза

По фазовому состоянию углеводородов меловой комплекс, как и юрский, характеризуется преимущественной газоносностью. Промышленные скопления нефти и газа обнаружены в пределах Майлисуйского выступа, Южной ступени и западной части Центрального грабена.

В нижнемеловых отложениях выделяется восемь горизонтов: в муянской свите — XIX, XX, XXI, XXII, в льяканской — XVIII-г, в

кызыл-пиляльской — XXIII-а, XVIII-б и XVIII-в. Разрез представлен чередованием песчаников и глин с прослоями известняков. В прибрежных зонах в основании толщи почти повсеместно прослеживаются конгломераты, которые по мере удаления в сторону депрессии постепенно сменяются гравелитами и грубозернистыми песчаниками. Продуктивные горизонты сложены в основном песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов. Горизонт XVIII-г (ляканская свита) в восточных районах представлен известняками, которые на западе постепенно замещаются песчаниками.

Верхнемеловые образования представлены преимущественно терригенными породами. Конгломераты прослеживаются лишь в основании толщи (калачинская свита). Вверх по разрезу заметно увеличивается доля карбонатных пород, а в верхах появляются гипсы (чангырташская свита). Выделяется семь продуктивных горизонтов: в калачинской свите — XVIII, в устричной — XVI и XVII, в яловачской — XV-а, в пестроцветной — XIII, XIV и XV. Коллекторами служат конгломераты, песчаники и известняки. Последние характерны для устричной свиты.

Выделенные в чангырташской свите XI и XII горизонты не содержат промышленных скоплений нефти и газа. Слабые газопроявления из них наблюдались только на месторождении Западный Палванташ. Коллекторские свойства продуктивных горизонтов характеризуются пористостью 5—17% (терригенные породы) и 3—25% (карбонатные); проницаемость изменяется от 0,23 до  $910 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. Наилучшими коллекторскими свойствами характеризуются XIII, XV-а, XVIII и XIX горизонты. По мере приближения к центру суббассейна отмечается увеличение глинистости, вследствие чего ухудшаются коллекторские свойства терригенных пород.

В меловом разрезе покрышки сложены глинами. По характеру их распространения можно выделить региональный флюидоупор, отделяющий горизонты XVIII-г — XXII муянкой и ляканской свит от залегающих выше горизонтов XIII-XVIII-в от кызыл-пиляльской до пестроцветной свиты включительно. Надежность экранирующих свойств этой покрышки не везде одинаковая. Менее надежной она является в пределах Майлисуйского выступа, где четкого разграничения между скоплениями нижне- и верхнемеловых залежей не наблюдается. Покрышки, разобщающие остальные продуктивные горизонты мелового разреза, относятся к категориям зональных и локальных.

Палеогеновый нефтегазоносный комплекс является преимущественно нефтеносным. Залежи в нем обнаружены почти на всех месторождениях, расположенных в пределах Майлисуйского выступа, Чуст-Пап-Наманганской и Южной ступеней и Центрального грабена. К продуктивным горизонтам в большинстве случаев приурочены нефтяные, нефтяные с газовой шапкой, реже газовые залежи.

Всего в палеогеновом комплексе выделено девять продуктивных горизонтов: X, IX и VIII — в бухарских слоях, VII — в алайских, VI и V — в туркестанских, IV — в риштанских, III и II — в сумсарских. Залежи наиболее широко распространены в V, VII и III гори-

зонтах. Характерной особенностью их является то, что на Южной ступени, к которой приурочена наиболее значительная зона нефтегазонакопления, в палеогене чисто нефтяные залежи встречены на тех структурах, своды которых срезаны предбактрийским размывом (Южный Аламышик, Бостон, Ходжабад и др.), или на локальных поднятиях, в разрезе которых палеоген погружен глубоко (Западный Палванташ). Нефтяные залежи с газовой шапкой выявлены на структурах с более приподнятым гипсометрическим положением палеогена (Андижан, Палванташ, Северный Сох), а чисто газовые — с еще более высоким (Аксарай, Шорсу VI) его положением. В пределах Майлиуского выступа такой закономерности не наблюдается, здесь нефтегазовые залежи встречены только в низах палеогена.

В Центральном грабене встречены нефтяные, нефтегазовые и газовые залежи, причем в одних случаях газовые скопления приурочены к низам разреза (Рават, Канибадам), в других — к верхам его (Ниязбек, Северный Каракчикум). В газах заметно повышенное содержание конденсата. Коллекторами в большинстве случаев являются карбонатные породы, песчаниками представлены IX (бухарские слои), IV (риштанские слои), III и II (сумсарские слои) горизонты. Горизонт X (свита "гознау" бухарских слоев) выражен в основном гипсами.

Фильтрационно-емкостные свойства палеогеновых коллекторов характеризуются пористостью от 3 до 27% и проницаемостью  $100 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

В разрезе неогенового комплекса выявлены только нефтяные залежи. Продуктивность его развита менее широко, чем палеогенового комплекса, и установлена в Центральном грабене, на Южной и Чуст-Пап-Наманганской ступенях. Всего в неогеновом разрезе выделено четыре продуктивных горизонта, из них два — в отложениях массагетского (II-б в кирпично-красной свите, II-а в бледно-розовой свите) и два — в отложениях бактрийского (I и I-а) ярусов. Наиболее глубокое скопление нефти в данном комплексе обнаружено на Мингбулакском поднятии (скв. 3, глубина 5363 м). В пределах НГБ продуктивные горизонты не выдержаны и стратиграфическая увязка их проводится условно. Коллекторы сложены песчаниками и конгломератами. Пористость их 10—28%, проницаемость  $2—117 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Таким образом, в нефтегазоносном суббассейне платформенного чехла в Ферганском НГБ юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые отложения являются регионально нефтегазоносными. Продуктивность их доказана только в пределах Центрально-Ферганской мегасинклинали. Здесь наиболее выдержанными в региональном плане являются палеогеновые продуктивные слои, среди которых базисными считаются V и VII горизонты. За пределами ее поиски залежей нефти и газа осуществлялись в Нанайском и Куршабо-Узгенском прогибах. Первый из них оказался бесперспективным. Не установлена пока нефтегазоносность и Куршабо-Узгенского прогиба.

Мощность продуктивных горизонтов всех комплексов в основном колеблется в пределах 5—30 м, в отдельных случаях достигает 60 м. Эффективная мощность не превышает 20 м.

Анализ нефтегазоносности позволяет отметить следующее.

В нефтегазогеологическом отношении Ферганская впадина представляет собой одноименный нефтегазоносный бассейн, состоящий из двух нефтегазоносных суббассейнов с установленной промышленной нефтегазоносностью. Суббассейн платформенного чехла является более изученным, чем суббассейн переходного комплекса. Здесь юрские и меловые отложения являются преимущественно газоносными, а палеогеновые и неогеновые — преимущественно нефтеносными.

Всего в разрезе Ферганского НГБ выделено 32 продуктивных горизонта, 29 из них приурочено к суббассейну платформенного чехла, а три — к суббассейну переходного комплекса. Мощность их варьирует в значительных пределах — от 5 до 30 м, достигая 60 м. Коллекторы в основном терригенные, подчиненное значение имеют карбонатные.

Наиболее значительной зоной нефтегазонакопления в пределах суббассейна платформенного чехла является Южная, приуроченная к одноименной ступени. Промышленные скопления нефти в палеогеновых отложениях в ее пределах открыты на локальных поднятиях, срезанных предбактрийским размывом, или на поднятиях, на которых палеоген является глубокопогруженным; нефтяные залежи с газовой шапкой выявлены на приподнятых структурах, а чисто газовые занимают самое высокое положение.

Исследования условий формирования залежей в Ферганской впадине проводились по следующим основным направлениям:

1) установление источников углеводородов (УВ) (т.е. характеристика благоприятных геохимической и физико-химической обстановок, способствовавших накоплению исходного органического вещества и преобразованию его в УВ) и условий, необходимых для образования потенциально нефтегазоматеринских свит или отложений и превращения их в нефтегазопроизводящие;

2) выделение и прослеживание пространственного распространения пород-коллекторов и флюидоупоров (покрышек);

3) выделение зон нефтегазообразования и нефтегазонакопления и установление путей миграции УВ от зон нефтегазообразования к зонам нефтегазонакопления;

4) выявление в пределах зон нефтегазонакопления ловушек для промышленных скоплений нефти и газа, образованных под воздействием различных факторов: структурной дифференциации тектонических движений (структурные ловушки), литолого-фациальных изменений, стратиграфических несогласий или проявления разрывных дислокаций (ловушки литологические, стратиграфические и связанные с разрывными дислокациями);

5) оценка гидрогеологической обстановки, определяющей формирование и сохранность залежей нефти и газа.

Рассмотрим основные критерии, определяющие благоприятные условия формирования и размещения залежей нефти и газа. Одной из основных составляющих процесса нефтегазообразования являются нефтегазопроизводящие свиты, присутствие которых в нефтегазо-

носных бассейнах устанавливается по наличию благоприятных литолого-геохимических и химико-битуминологических показателей.

Изучением последних в пределах Ферганы занимались многие исследователи (А.М. Акрамходжаев, А.К. Каримов, Н.П. Москалев, Х.Х. Авазходжаев и др.). Необходимо подчеркнуть, что битуминологические компоненты изучались лишь в окраинных частях суббассейна платформенного чехла — в пределах Южной региональной зоны нефтегазонакопления (Аксарай-Тогапская, Риштанская, Чимионская подзоны), в юго-восточной (Андижанская зона) и северной частях этого нефтегазонаосного суббассейна (НГСБ) (Чуст-Пап-Наманганская и Нарынская зоны нефтегазонакопления).

Все проводимые исследования были посвящены изучению химико-битуминологических показателей с целью выявления нефтематеринских свойств пород юрских, меловых и палеогеновых отложений в нефтегазонаосном суббассейне платформенного чехла (НГСБПЧ). В результате этих исследований было отмечено, что различие геохимических условий накопления отложений в горном обрамлении этого суббассейна, в его прибортовых и погруженных частях обусловило различие в составе и характере рассеянного органического вещества, в степени его катагенеза. В связи с этим битуминозность отложений рассматривается, как правило, отдельно для каждой зоны. Каковы же общие закономерности распределения ОВ?

В НГСБ основными толщами, которые могут приниматься за потенциально нефтематеринские, по А.К. Каримову, являются палеогеновые (без свиты "гознау" и сумсарских слоев), устричная свита в мелу и ниже-среднеюрские угленосные отложения. Среднее содержание ОВ в них составляет (в %): в палеогене — 0,59, в том числе в глинах — 1, в устричной свите — соответственно 0,20 и 0,28, в угленосной формации — 0,58 и 0,59. Таким образом, только палеогеновые отложения и угленосная ниже-среднеюрская толща характеризуются кларковым содержанием рассеянной органики. Устричная свита хотя и относится к нефтематеринской, но по генетическому потенциалу значительно уступает двум остальным толщам. Еще беднее охарактеризована ОВ верхнеюрская толща и значительная часть меловых образований.

По данным А.М. Акрамходжаева, Х.Х. Авазходжаева и других исследователей, содержание ОВ (в %) в нефтегазопроизводящих породах ниже-среднеюрской толщи по структурно-фациальным зонам колеблется в следующих пределах: в Белисыник-Кувасайской — 0,58—2,20, в Наймано-Ачисайской — 0,60—2,20, в Нарынской — 0,95—1,30, в Центрально-Ферганской — 1,30—1,50. В объеме турон-сенонских отложений основные потенциальные возможности связываются только с породами устричной свиты. По содержанию ОВ здесь выделены средне- и низкокачественные потенциально нефтегазоматеринские породы. Среднее содержание ОВ для нефтегазопроизводящих пород мелового комплекса составляет 0,5—0,66%.

Генетический потенциал продуктивности палеогеновых отложений в целом повсеместно оценивается высоко.

В размещении нефтегазопроизводящих пород Ферганского нефте-

газоносного бассейна наблюдается следующая закономерность. Наиболее широко развиты ниже-среднеюрские и палеогеновые, приуроченные как к центральным частям НГСБ, так и к зоне адыров. Распространение нефтегазоматеринских пород мелового комплекса ограничивается лишь центральными глубокопогруженными его зонами [9].

Заметные различия наблюдаются и по другим битуминологическим показателям. Так, по данным А.К. Каримова, средний выход хлороформных экстрактов битумов из палеогеновых пород составляет 0,10% (в том числе автохтонных около 0,028%); из меловых — 0,028% (автохтонных — следы), из ниже-среднеюрских пород — 0,039% (автохтонных 0,20%).

Битумный коэффициент в пределах НГСБПЧ варьирует в широких пределах — от 1—5 до 10—20 и более, но его значения для палеогеновых и ниже-среднеюрских отложений сходны и составляют соответственно 5,7 и 5,4, причем в глинах битумный коэффициент немного ниже, чем в песчаниках и карбонатах. Подобное перераспределение объясняется проникновением битумоидов из других толщ. Однако, по А.К. Каримову, такое объяснение может быть обоснованным лишь для юрских и меловых отложений, но не для палеогеновых, так как в последних распространены пласты тонкоотмученных глин, в которых исключена повсеместная межпластовая миграция флюидов. Из этого можно сделать вывод, что битуминологические данные здесь наиболее ярко отражают первичную миграцию углеводородов.

Изучение степени катагенеза ОВ привело всех перечисленных ранее исследователей к заключению, что в Ферганском НГБ, по существу, все основные продуцирующие толщи в глубокопогруженных зонах прошли главные фазы нефтегазообразования. Действительно, на значительной части НГСБ эти толщи погребены на глубину около 5—7 км и более и в настоящее время находятся в жестких термодинамических условиях, характеризующихся пластовым давлением более 700 атм и температурой 120—200°С.

В рассматриваемом НГСБ для юрских отложений зона начального эпигенеза устанавливается на глубине 1000—1200 м, а глубинного эпигенеза — в интервале 2400—2600 м. Это соответствует палеоглубинам 1400—1600 и 3000—3200 м. Последнему интервалу отвечают процессы массовой эмиграции углеводородов. Ниже этих глубин намечается переход газовой стадии метаморфизма в жирную [9].

Органическое вещество мелового комплекса претерпело метаморфизм от бурогоугольной стадии на окраинах до газовой в более погруженных частях суббассейна платформенного чехла. По мнению А.М. Акрамходжаева и др., реализация нефтегазопроизводящих возможностей меловых отложений могла начаться только с неогенового времени, когда они испытали палеопогружение свыше 1200 м. Естественно, что еще позже началась карбонизация ОВ палеогеновых отложений.

А.К. Каримов [50] считает, что в Ферганском НГБ для ниже-среднеюрских отложений, в которых рассеянное ОВ имеет сме-

шанный характер, но преимущественно гумусовый, главная фаза нефтеобразования и главная генерация нефти наступают при достижении соответственно глубин 2400—3300 м (95—130°С), газовая — жирная стадии катагенеза и 2800—4000 м (110—160°С). Для палеогеновых отложений главная фаза нефтегазообразования (ГФНГ) и особенно главная фаза нефтеобразования (ГФН) начинаются намного раньше, но заканчиваются позднее и глубже, чем в ниже-среднеюрской толще (интервал 2500—6000 м, 95—200°С).

Таким образом, с битуминологических позиций наиболее обоснованными источниками УВ, по мнению всех исследователей, являются ниже-среднеюрская угленосная и палеогеновая карбонатно-терригенная толщ, причем первая из них генерировала главным образом газ, а вторая — нефть.

Не исключается возможность участия в процессах нефтегазообразования и других толщ, в том числе пород суббассейна переходного комплекса (пермо-триас).

Роль тектонического режима и направленности движений в образовании скоплений нефти и газа является общеизвестной и проявляется на протяжении всей геологической эволюции нефтегазоносного бассейна. Характер и скорость прогибания определенным образом отражаются на литолого-стратиграфической характеристике осадочных толщ, распределении коллекторов и покрышек, распространении и преобразовании ОВ, на гидродинамике и т.д. Решающее влияние тектонического фактора во времени проявляется на этапах структурной дифференциации территории, когда происходит формирование ловушек и зон нефтегазонакопления.

Закономерности формирования и размещения залежей нефти и газа в Ферганском НГБ с тектонических позиций в целом рассматривались в работах И.П. Зубова, В.Г. Кленберга, А.И. Хуторова, М.С. Сайдалиевой, О.А. Рыжкова, И.М. Михайлова, Б.А. Варова, А.Д. Джумагулова, Е.В. Захарова, Ю.Г. Педдера, А.Р. Ходжаева, А.М. Акрамходжаева, З.Р. Закирова, П.К. Азимова и др.

Как было отмечено ранее, Ферганская впадина на протяжении мезозоя и кайнозоя представляла собой седиментационный бассейн с устойчивым прогибанием. Крупных перестроек, принципиально изменивших региональную структуру, не было. Борты впадины всегда занимали гипсометрически приподнятое положение, но в погруженной части, по данным М.С. Сайдалиевой, максимальные прогнутые участки перемещались с юго-востока (юра, нижний мел, верхний мел) на запад (палеоген—миоцен) и северо-запад (плиоцен—антропоген). В связи с этим изменялись тектонические условия миграции и аккумуляции УВ.

Роль разрывных нарушений в формировании залежей УВ, как известно, проявляется по-разному: они могут иметь как созидующее, так и разрушающее значение. По мнению А.М. Габрильяна и О.А. Рыжкова, роль разрывных нарушений как путей миграции была кратковременной и незначительной, главное влияние проявлялось при осложнении уже сформированных месторождений. М.С. Сайдалиева считает, что роль разломов в миграционных процессах более значительна,

основываясь на том, что 1) любой разлом изменяет физическое состояние пород и благодаря разрывам создает ослабленные участки, особенно в отложениях, содержащих флюиды, где изменения давления приводят к их перераспределению или перемещению; 2) масштабы и скорости перемещения флюидов (процессы миграции) зависят от генезиса разрывных нарушений.

Ярким примером миграции по разломам, наблюдаемым в Ферганском НГБ, служат поверхностные проявления, усиливающиеся от сильных землетрясений. Они прослеживаются в северной, южной и юго-восточной частях впадины и, как правило, приурочены к зонам разломов. Миграцией по разломам объясняется изменение физико-химических свойств нефтей и газов меловых, палеогеновых и неогеновых отложений на месторождениях Северный Риштан, Хартум, Ходжибад и др.

Существуют различные точки зрения на формирование локальных складок Ферганского НГБ. По данным М.С. Сайдалиевой, О.А. Рыжкова, З.Р. Закирова, Б.А. Варова, в Ферганском НГБ развиты антиклинальные складки, которые зарождались на различных этапах мезозойско-кайнозойской истории, развивались конседиментационно, прерывисто и постседиментационно.

Рассматривая взаимосвязь генетических типов ловушек с их продуктивностью, М.С. Сайдалиева делает вывод, что этаж продуктивности ловушек тем выше, чем она древнее. Так, на месторождениях, связанных со структурами раннемезозойского заложения (Майлису IV, Ходжибад, Южный Аламышик, Северный Сох и др.), нефтегазоносными являются все пласты-коллекторы мезозойско-кайнозойского разреза, а на Раватской антиклинали, которая была сформирована в течение нижнечетвертичного этапа, продуктивны только пласты палеогенового возраста. Кроме того, установлена закономерная связь продуктивности месторождений с возрастом ловушек. Таким образом, широкий стратиграфический диапазон нефтегазоносности характерен для складок древнего заложения.

Однако О.А. Рыжков и З.Р. Закиров [75], сопоставляя величину запасов месторождений и время заложения складок, пришли к выводу, что такой связи не наблюдается и время заложения структур не влияет ни на величину запасов, ни на степень заполненности ловушек. Вместе с тем они делают вывод о существовании прямой зависимости между размерами месторождений и числом фаз складчатости, отраженных в структуре ловушки.

Роль структурного фактора в условиях Ферганы становится еще более очевидной, если учесть, что при существующем многообразии типов ловушек к структурным приурочено подавляющее большинство залежей УВ (см. рис. 2). По типу пустотного пространства в Ферганской впадине выделяются поровые и смешанные (трещинно-поровые) коллекторы. Проницаемость их колеблется от 3 до  $425 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup> и более, пористость песчаников и гравелитов достигает 20, а конгломератов 10—25%.

В среднеюрских отложениях по комплексу каротажных данных выделяется семь продуктивных горизонтов (XXIII—XXIX). Внутри

угленосной толщи проницаемые горизонты разобщены глинистыми покрывками, в большинстве случаев имеющими мощность от 10 до 30 м.

Меловые коллекторские горизонты представлены песчаниками (XIX, XX, XXI), конгломератами (XXII) и песчаниками с прослоями комковатых известняков и мергелей (XVIII). Фильтрационно-емкостные свойства их характеризуются пористостью 6—24% и проницаемостью от 10 до  $93\,000 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

В устричной свите выделяются XVI и XVII (известняки), в свите яловач — XV-а (песчаники), в пестроцветной свите — XI—XV (известняки и песчаники) горизонты. В качестве продуктивного X горизонта выделяется и свита "гознау". В этой части разреза коллекторские свойства пород продуктивных горизонтов имеют в среднем следующие фильтрационно-емкостные параметры: пористость терригенных пород — 5—17, карбонатных — 3—25%; проницаемость —  $0,28—910 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

С карбонатно-терригенной толщей палеогенового возраста связаны главным образом нефтяные залежи. Продуктивные горизонты представлены песками и песчаниками (IX — бухарские слои, V — рижанские слои), известняками (VIII — бухарские слои, VII — алайские слои, V — туркестанские слои), доломитами (VI — туркестанские слои). Все они достаточно четко выделяются в разрезах скважин по промыслово-геофизическим данным. Наиболее выдержаны в региональном плане карбонатные продуктивные горизонты палеогенового возраста.

Мощности продуктивных горизонтов в основном колеблются от 2,5 до 10 м, в отдельных случаях достигая 24 м. Пористость — 3—24%, проницаемость — до  $100 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. В сумсарских слоях выделяются II и III продуктивные пласты, которые характеризуются пористостью 10—28% и проницаемостью  $2—117 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. В орогенных формациях массагета и бактрия пачки конгломератов на ряде месторождений также представляют собой продуктивные горизонты. Фильтрационно-емкостные свойства их колеблются в широких пределах: пористость — от 10 до 25%, проницаемость — от 10 до  $100 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Исследования, посвященные глинистым покрывкам в мезозойских и палеогеновых отложениях Ферганского НГБ, проводились А.М. Акрамходжаевым и др. [9]. Для определения степени их надежности были использованы следующие показатели: мощность, литологический состав (коэффициент глинистости, литоотношение), гранулометрические свойства, минералогический состав, физические свойства (пористость и проницаемость), градиент избыточных давлений, количество и размеры скоплений под покрывками и т.д. В результате этих работ была предложена классификация покрывок и выделены четыре их категории: высоконадежные, надежные, слаботнадежные и ненадежные. Так, в юрском разрезе выделяются только надежные, слаботнадежные и ненадежные покрывки. Региональным флюидоупором является только верхнеюрская покрывка. Она отделяет нефтегазоносные и водоносные комплексы юрских

отложений от меловых. Качество покрывки определяется минералогическим составом, характеризующимся высоким содержанием (до 50—60%) набухающих минералов. Мощность покрывки изменяется от 150 до 50 м, в среднем достигая 50—60 м. Низкое качество верхнеюрской региональной покрывки установлено на площадях Палванташ, Найман, Восточный Ауваль, Ханкыз.

Особенности флюидоупоров юрского комплекса определили в значительной степени и закономерности распределения залежей: покрывки лишь относительно непроницаемы; максимальное скопление залежей нефти и газа сосредоточено под региональным верхнеюрским флюидоупором, ниже которого по разрезу под каждой следующей покрывкой число залежей становится все меньше; качество флюидоупоров с увеличением глубины их погружения ухудшается.

В пределах мелового комплекса наиболее высококачественные покрывки экранируют XVI пласт месторождения Сарыкамыш, XVIII пласт Ходжиосмана, XIII пласт Избаскента и XVIII пласт Южного Аламышика. Это высоконадежные флюидоупоры.

По простиранию хорошо выдержанной является только покрывка над XVIII пластом. Она развита на значительной территории Ферганского НГБ и носит региональный характер. Остальные покрывки по масштабам развития уступают ей, строение их неоднородное, поэтому имеют зональное либо локальное значение. Зональные покрывки экранируют XVI пласт, зональные и локальные — XXII, XVII, XV, XIX и XIII пласты, локальные развиты над XXI, XX, XIX пластами.

В палеогеновом разрезе выделены только четыре флюидоупора, из которых наиболее надежными экранирующими свойствами характеризуется верхнеэоцен-олигоценевая региональная покрывка (мощность в среднем 150 м, состав набухающих минералов 60—80%). В южной части бассейна она экранирует IV пласт, а в северной — V. Аналогичными свойствами характеризуются и глины в верхах туркестанских слоев, экранирующие V пласт. Региональным характером этой покрывки обусловлена региональная нефтегазонасность V пласта, к которому приурочены скопления УВ почти во всех участках Ферганского НГБ.

Характерной особенностью этого флюидоупора является изменение состава и физических свойств пород с глубиной: количество набухающих компонентов сокращается, плотность пород возрастает, а пористость снижается. Уже на глубине 3400—3600 м заметно возрастает трещиноватость глинистых отложений, а на глубине 5500—6000 м в силу значительной трещиноватости они теряют экранирующие свойства и способны по трещинам пропускать УВ. В этом случае решающую экранирующую роль играет ее мощность. При средней мощности 140—160 м глинистая покрывка на глубине до 5000—5500 м является надежной.

По данным Ю.Я. Большакова (ВНИГНИ), породы верхнего эоцена являются непроницаемыми, если давление в начале вытеснения не превышает  $136 \text{ кг/см}^2$  (площадь Кассансай, скв. 1, интервал

5291—5303 м), а для олигоценых отложений величина этого критического давления составляет  $112 \text{ кг/см}^2$  (площадь Тамчи, скв. 2, интервал 2408—2410 м).

Один из основных выводов, который следует из результатов исследований качества покрышек, сводится к тому, что в обширных глубокопогруженных зонах Ферганского НГБ основные продуктивные горизонты погружены на глубину 4500—7000 м и более, а экранирующие свойства глинистых толщ будут настолько ослаблены, что они уже не смогут контролировать скопления УВ.

Аналогичный вывод принадлежал ранее И.Д. Зхусу и др. [45]. Вместе с тем для пород-коллекторов предполагается обратное явление: "Если при этом параллельно происходит интенсивное преобразование гранулярных коллекторов, например превращение их в породы, подобные сливным кварцитам, то они уже не могут быть резервуарами нефти и газа, их функция может оказаться диаметрально противоположной — бывшие коллекторы могут быть флюидоупорами" [45, с. 453].

Таким образом, И.Д. Зхус и др. [45] и А.М. Акрамходжаев и др. [9] считают, что на больших глубинах следует ожидать иную закономерность в пространственном размещении углеводородных скоплений. Она может существенно отличаться от наблюдаемой в прибортовых зонах бассейна с относительно менее глубоким залеганием нефтегазоносных комплексов. Однако этот важнейший теоретический вывод требует своего практического подтверждения, и прежде всего в отношении масштабов вторичных изменений в коллекторах и флюидопорах.

Гидрогеологическая изученность нефтегазоносных комплексов Ферганского НГБ неодинакова. Наиболее исследованными являются его южные и северо-восточные прибортовые части, а центральная из-за больших глубин залегания нефтегазоносных горизонтов практически не изучена.

Б.А. Беддер и А.Н. Султанходжаев по стратиграфическому принципу выделили девять водоносных комплексов: докембрийский — нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский, юрский, меловой, палеогеновый, неогеновый (массагетский ярус), неогеновый верхний и четвертичный.

А.Д. Джумагулов и Е.В. Захаров, а вслед за ними и В.Л. Егоров по общности химического состава выделили в чехольных отложениях шесть водонапорных комплексов, включающих отложения: 1) юры и нижнего мела; 2) сеномана, турона и нижнего сенона (калачинская, устричная и яловачская свиты); 3) пестроцветной свиты сенона; 4) палеогена; 5) массагетских отложений; 6) бактрийских отложений.

Ферганская межгорная впадина развивалась в основном изолированно от других бассейнов. Это обусловило и специфику ее водоносных горизонтов, геохимическая характеристика которых не сопоставляется с подобными характеристиками соседних бассейнов (Каракумского, Кызылкумского и др.).

На эту особенность указывает в своих работах М.И. Суббота.

Он считает, что Фергана в гидрогеологическом отношении представляет собой классический пример обширного замкнутого артезианского бассейна с ограниченной разгрузкой вод юрских и меловых отложений. Гидрохимическая и гидродинамическая обстановки в них свидетельствуют о существовании на значительной части территории условий, благоприятных для сохранения залежей нефти и газа.

Воды меловых и юрских отложений по составу сходны, но минерализация первых ниже. Воды юрских образований относятся к хлоркальциевому типу, как правило, высокометаморфизованы (более 100 г/л) и характеризуются низкой сульфатностью. Соленость вод меловых отложений от 50 г/л в неокоме—апте (иногда в пределах южного борта и значительно ниже) до 20—114 г/л в сенон-туронском разрезе. Местами вблизи обрамления бассейна отмечается проникновение в эти образования инфильтрационных вод, что обуславливает их разнотипный характер. С юрскими и меловыми водами, как правило, сходны и палеогеновые.

По всем водоносным горизонтам наблюдается закономерное увеличение солености от обрамления к центру впадины с преобразованием почти пресных сульфатно-натриевых вод в хлоркальциевые с высокой минерализацией.

Области современного проникновения инфильтрационных вод в юрские и меловые отложения известны в пределах Нарынской ступени и Куршабской зоны, а также широко развиты вдоль южного борта впадины, где эти образования выходят на поверхность. Проникновение инфильтрационных вод имеет ограниченные масштабы. Это объясняется развитием широкой сети экранов, связанных с разрывными нарушениями, и наличием встречных потоков рассольных вод от центральных к периферийным частям впадины (А.Д. Джумагулов, Е.В. Захаров).

Фоновый состав газов в водах азотно-углекислый, приконтурные воды залежей нефти и газа содержат УВ со значительным количеством гомологов метана. В воднорастворенных палеогеновых газах присутствует сероводород. Все воды недосыщены газом. Характерно, что в водах неогеновых отложений растворен преимущественно азот (90—99%), а содержание углеводородных газов незначительно — 3—5% [60]. Воды из карбонатных пород, как правило, содержат много сероводорода, а из терригенных — углекислого газа.

Гидродинамическая обстановка недр Ферганы также изучена слабо. Выводы о закономерностях изменения гидродинамических условий в мезозойско-кайнозойских отложениях впадины в основном базируются на материалах по южной и северо-восточной бортовым частям ее.

По данным В.А. Кудрякова и Х.Т. Туляганова [60], современное гидрогеологическое состояние Ферганской водонапорной системы оценивается как переходный этап от элизионного режима водообмена к инфильтрационному. Они выделяют юрский, нижнемеловой, верхнемеловой, эоценовый и плиоцен-четвертичный водонапорные комплексы, разделенные надежными флюидоупорами, каждый из которых

характеризуется своеобразными гидродинамическими условиями. По совокупности гидродинамических материалов эти исследователи пришли к выводу, что в изученной адырной зоне впадины в мезозойских и кайнозойских водонапорных комплексах имеются признаки как инфильтрационного, так и элизионного режима водообмена, поэтому "следует отказаться от представлений о данной водонапорной системе как о классическом артезианском бассейне" [60, с. 103]. В юрском комплексе наблюдается снижение приведенных давлений и напоров по погружению пластов. Элементы элизионного водообмена могут сохраняться лишь в более погруженных частях бассейна.

В нижнемеловом водонапорном комплексе приведенные давления и напоры значительно выравнены. Особенно четко это прослеживается в северо-восточной части НГБ. В южных районах отмечается снижение приведенных давлений в восточном направлении. В юрских и нижнемеловых отложениях они имеют одинаковую величину на периферийных структурах (Гальча, Сарыток, Шунгсай, Кашкаркыр), а в более погруженных зонах вверх по разрезу напоры уменьшаются (Северный Сох, Палванташ, Избаскент).

По верхнемеловому водонапорному комплексу приведенные давления и напоры вод снижаются от периферийных зон к более погруженным. На большинстве структур приведенные напоры вод верхне- и нижнемеловых отложений имеют примерно одинаковые значения, однако на площадях Кашкаркыр и Майлису IV они снижаются вверх по разрезу.

В эоценовом водонапорном комплексе приведенные напоры и давления имеют совершенно иные характеристики. По каждому комплексу можно выделить три зоны пьезоминимумов. Одна из них охватывает в северо-восточной части Ферганы территорию Майлисуйских складок. К северо-востоку от этой зоны наблюдается увеличение приведенных давлений до  $160 \text{ кг/см}^2$  (на площади Ничкесай), что объясняется передачей гидродинамического напора со стороны предгорной области питания палеогеновых горизонтов. Иную природу имеет возрастание приведенных давлений на Наманганской структуре. Предполагается, что это результат выжимания подземных вод в Учкурганском прогибе. В эоценовом комплексе Южной Ферганы достоверно установлено существование элизионного потока со скоростью движения подземных вод примерно  $1 \text{ м/год}$ .

Генетическую сущность наблюдаемых пьезоминимумов В.А. Кудряков и др. объясняют процессами разгрузки палеогеновых водоносных горизонтов по разрывным нарушениям. Кроме того, основываясь на том, что существование пьезоминимумов характерно для эпохи смены одного типа водообмена другим, и принимая во внимание высокую степень литификации мезозойских пород, обуславливающей развитие элизионного водообмена, они допускают, что и в мезозойской части водонапорной системы Ферганского бассейна существуют пьезоминимумы переходного (фронтального) типа [60]. Хотя гидродинамика водонапорного неогенового комплекса изучена слабо, однако существует предположение, что и здесь происходил элизионный водообмен.

Все изложенное позволяет сформулировать основные закономерности формирования залежей нефти и газа в Ферганской впадине, выдвигаемые рядом исследователей.

По В.Г. Клейнбергу, первичная миграция происходила внутри нефтеносной свиты после литогенеза осадков. Боковая миграция была затруднена вследствие слабой структурной дифференциации территории и отсутствия ловушек. Начало формирования залежей и боковой миграции связано с возникновением ловушек в неогене, когда структурный план территории был дифференцирован с выделением областей питания (нефтеотборные) и накопления. Фазы миграции были подчинены фазам складкообразования. На примере Андижанской зоны нефтегазонакопления выделено пять этапов: 1) предмолассовый (нижнемассагетский); 2) на границе нижних моласс (кирпично-красной свиты); 3) на границе средних и верхних моласс; 4) на границе свиты С бактрийского яруса со свитами В и А того же яруса; 5) на границе бактрийских и сохских моласс. С первыми тремя этапами связаны основная миграция УВ и формирование их залежей, с последними — переформирование и частичное разрушение. Миграция имела небольшие масштабы, первоначально во всем регионе аккумулировалась нефть одинакового состава, изменения носят вторичный характер и вызваны нарушением геохимического равновесия между нефтью и водой вследствие последующих тектонических движений.

Основной очаг нефтегазообразования располагается в глубокопогруженной центральной части НГБ, откуда УВ мигрируют в периферические (бортовые) более приподнятые зоны, сначала в виде однофазного газового раствора, а затем в виде нефтегазовой смеси. В процессе миграции по мере снижения пластовых давлений и температур, удаления от основного источника углеводородных факторов и приближения к зоне воздействия приповерхностных факторов происходит дифференциальное разделение нефтегазовой смеси на нефть и газ в "ловушках—траппах", т.е. по схеме ступенчатой миграции.

В результате в этом направлении в ловушках сначала наблюдается аккумуляция нефтей с нарастанием их удельных весов вследствие опережающей миграции (улетучивания) более легких углеводородных компонентов. Кроме того, одновременность в складкообразовании, более раннее и интенсивное формирование структур, расположенных ближе к обрамлению впадины, приводят к тому, что по мере приближения к поверхностным условиям из жидкой нефти улетучиваются легкие фракции, происходит извлечение масляной и асфальтово-смолистой частей ОВ пород, окисление наиболее реакционноспособных высококипящих ароматических УВ и превращение их в смолистые вещества. Все это, естественно, приводит к утяжелению нефтей.

Таким образом, все изложенное свидетельствует о том, что большинство исследователей придерживаются в общем сходных взглядов на роль глубокопогруженных зон в формировании залежей нефти и газа. Далее предлагается принципиальная схема образования последних.

1. Источником УВ являются нефтегазопроизводящие отложения в основном мезозойского (юра и мел) и палеогенового возраста, которые наиболее широко развиты в пределах Центрально-Ферганской мегасинклинали. Возможность участия в процессе нефтегазообразования этих же отложений и в окраинных депрессиях Южной Ферганы не исключается [10]. Однако масштабы этого явления представляются довольно ограниченными.

2. Залежи нефти и газа образовались вследствие внутрирезервуарной (латеральной) миграции из погруженных зон нефтегазообразования к приподнятым зонам нефтегазонакопления и частично межрезервуарной миграции, главным образом в пределах бортовых зон.

3. Условия, необходимые для нефтегазообразования и нефтегазонакопления, существовали практически на протяжении всего мезозойско-кайнозойского этапа развития Ферганского бассейна. В это время структурный план благоприятствовал распределению залежей нефти и газа в пределах зон нефтегазонакопления разного типа, но окончательное перераспределение их в разнообразных ловушках, видимо, связано с альпийским тектогенезом.

4. Межрезервуарная (вертикальная) миграция, вероятнее всего, происходила по разрывным нарушениям, но имеются предположения (М.С. Сайдалиева), что она могла осуществляться и по поверхностям стратиграфического несогласия.

5. Роль разрывных нарушений как одного из основных путей вертикальной миграции УВ в Фергане не вызывает сомнений. К ним в пределах бортов впадины приурочены поверхностные выходы нефти и газа. На межрезервуарную миграцию по разрывным нарушениям указывают и изменения физико-химических свойств нефтей и газов Андижанской группы месторождений.

Однако, отмечая роль разломов в формировании залежей нефти и газа, следует отметить, что она носила не только созидательный, но и разрушительный характер, так как интенсивное воздействие тектонических подвижек по разрывным нарушениям, осложняющим ловушки, приводило к разрушению первичных залежей в мезозойских и палеогеновых отложениях и образованию вторичных скоплений УВ в неогеновых и даже антропогеновых отложениях. Проявление таких процессов зафиксировано в основном в южной и юго-восточной частях Ферганского нефтегазонаосного бассейна. Здесь же четко прослеживается и их роль в образовании вторичных залежей (месторождения Палванташ, Ходжиабат, Бостон, Южный Аламышик и др.) по поверхности стратиграфически несогласных контактов отложений как путей миграции УВ [10].

6. Образование сингенетичных с вмещающими породами залежей происходило в основном в юрских, меловых и палеогеновых отложениях, причем за счет преобладающей роли внутрирезервуарной миграции от центральных глубокопогруженных зон к приподнятым прибортовым.

7. Вторичные залежи образовались главным образом в неогеновом комплексе за счет вертикальной миграции УВ по разрыв-

ным нарушениям и плоскостям несогласий преимущественно из палеогеновых, а иногда и из меловых или юрских отложений. Вероятность распространения в неогеновых молассах сингенетичных залежей крупных масштабов невелика. Вторичные скопления УВ получили наиболее широкое развитие в прибортовых зонах Центрально-Ферганской мегасинклинали.

Как известно, геотермические исследования позволяют предварительно определить фазовое состояние углеводородов в глубокозалегающих отложениях. Большой интерес представляет определение нижнего температурного предела возможной нефтеносности. На основании исследований по различным нефтегазовым бассейнам мира известно, что нижний температурный предел возможной нефтеносности определяется по К. Ландесу в  $177^{\circ}\text{C}$ , по Н.Т. Линдтропу в  $175^{\circ}\text{C}$ , по Г.П. Сверчкову в  $200^{\circ}\text{C}$ , по И.И. Аммосову и В.И. Горшкову в  $200^{\circ}\text{C}$ .

Полученные за последние годы новые данные показывают что установленная в свое время К. Ландесом и Н.Т. Линдтропом нижняя температурная граница нефтеносности нуждается в значительной корректировке. Так, по С.Н. Симакову, промышленная нефть обнаружена на месторождении Гудермес на глубине 5 км при пластовой температуре  $186^{\circ}\text{C}$ ; согласно М.Д. Белонину, она открыта на месторождениях Лейк-Вашингтон и Лейк-Бар (Голф-Кост, штат Луизиана) на глубинах более 6 км, где пластовые температуры превышают  $200^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, можно условно принять температуру  $200\text{--}220^{\circ}\text{C}$  (по И.И. Аммосову и др.) за нижнюю, до которой залежи нефти могут существовать в жидком состоянии.

Как уже было отмечено, эти палеогеновые отложения в пределах Ферганы являются преимущественно нефтеносными. А.М. Акрамходжаев и М.С. Сайдалиева [10] высказали предположение о возможности открытия газовых залежей в палеогеновых отложениях на глубинах 5—6 км в погруженной части впадины. Затем А.М. Акрамходжаев [8] высказал мнение о том, что "для палеогеновых отложений Ферганского нефтегазового бассейна глубина возможного развития нефтяных залежей, по-видимому, не превышает 4—4,5 км, ниже будет находиться, по всей вероятности, конденсат, а на глубине 5—6 км — газовые залежи". А.М. Акрамходжаев, А.В. Киршин и М.И. Кушнир по содержанию УВ в РОВ материнских пород Узбекистана сделали вывод, что в условиях Ферганской впадины нижняя граница нахождения скоплений жидких углеводородов в палеогеновой толще приурочена в среднем примерно к глубине 5000 м. Ниже должны быть лишь газовые залежи.

Однако полученные за последние годы новые данные по геотермической характеристике продуктивных отложений на глубинах свыше 4,5 км позволяют сделать заключение, что палеогеновые отложения этого НГБ на глубинах свыше 5 км перспективны не только на газ, но и на нефть. Об этом свидетельствует получение нефти на площади Мингбулак на глубине 5363 км.

С целью изучения распределения пластовых температур по площади и в разрезе был проведен анализ данных по термозамерам

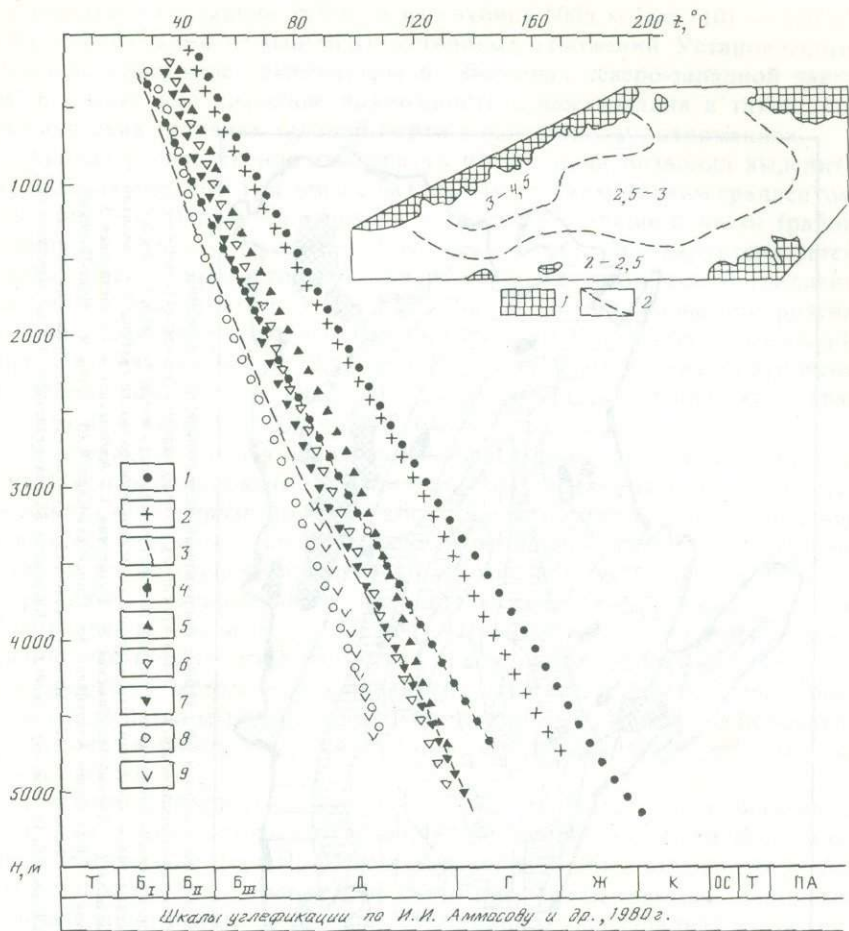


Рис. 3. График изменения пластовых температур с глубиной в Ферганской впадине

1—9 — изменение пластовой температуры по площадям: 1 — Кассансай, 2 — Восточный Супетау, 3 — Яйпан, 4 — Тергачи, 5 — Ниязбек, 6 — Мингбулак, 7 — Варык, 8 — Хартум, 9 — Дигмай

На врезке: 1 — выходы палеозойских пород на поверхность, 2 — границы зон с различным геотермическим градиентом,  $^\circ\text{C}/100 \text{ м}$

в скважинах (более 50), составлены графики изменений пластовых температур с глубиной (рис. 3) и схема геоизотерм впадины на глубине 4000 м. При среднем геотермическом градиенте  $3^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ , принимаемом для центральной и южной частей бассейна, пластовая температура  $200\text{—}220^\circ\text{C}$  может быть встречена на глубинах залегания перспективных отложений свыше 6,5 км.

Необходимо отметить, что не вся территория бассейна характеризуется равной степенью перспективности на глубинах свыше 5 км. Северо-западная часть впадины (район площадей Супетау, Кассансай, Чуст-Пап и др.), по данным геотермических исследований, характеризуется повышенной прогреетостью недр. Например, на площади Восточный Супетау (скв. 7) на глубине 4586 м замеренная пластовая

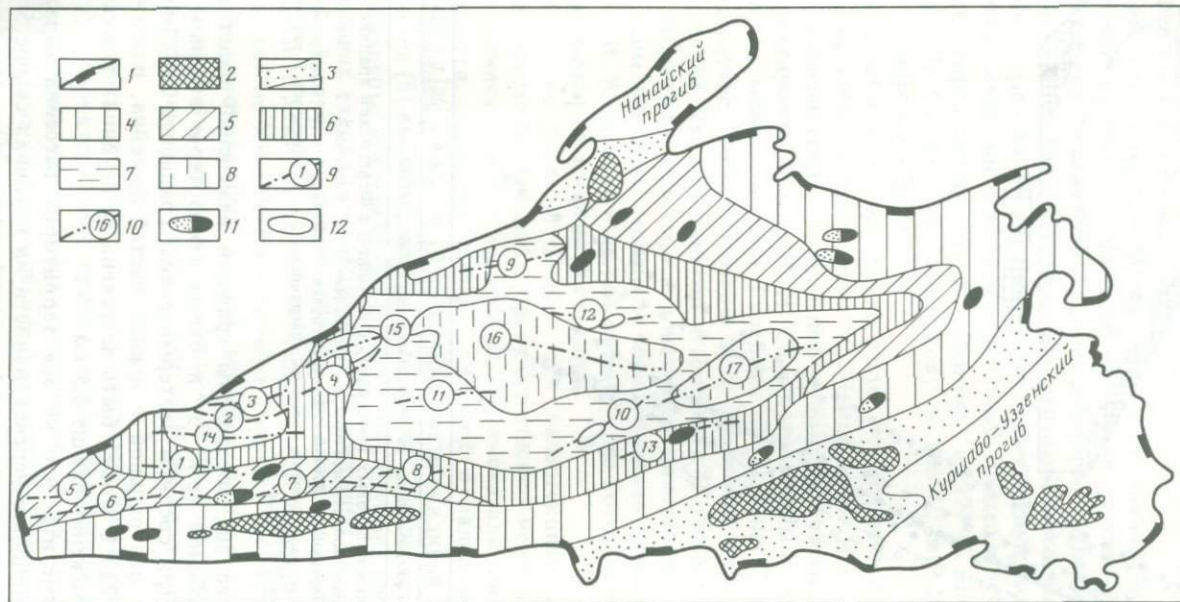


Рис. 4. Схема районирования Ферганской впадины по глубине погружения палеогеновых отложений

1 — граница впадины; 2 — обнажения пород фундамента; 3 — земли, в пределах которых палеоген бесперспективен; 4—8— зоны погруженности перспективных палеогеновых отложений по отметкам (в км) от поверхности земли: 4 — до 3, 5 — 3—5, 6 — 5—6, 7 — 6—7, 8 — более 7; 9, 10 — осевые линии важнейших структурных элементов Центрального грабена: 9 — поднятий (цифры в кругах: 1—8 антиклинальные цепи: 1 — Дигмай-Махрамская, 2 — Рухакская, 3 — Акбельская, 4 — Супетауская, 5 — Пролетарская, 6 — Бахмаль-Ниязбекская, 7 — Канибадам-Ачисуйская, 8 — Сарыкурганская; 9, 10 — вали; 9 — Чуст-Папский, 10 — Караджидинский; 11, 12 — поднятия: 11 — Кокандское, 12 — Мингбулакское; 13 — Гумханская антиклинальная зона), 10 — прогибов (14 — Бешарыкский; 15 — Шайданский; 16 — Дамкульский; 17 — Карадарья-Базаркурганский); 11 — месторождения; 12 — локальные структуры

температура составила  $195^{\circ}\text{C}$ , а на глубине 5005 м (скв. 10) —  $220^{\circ}\text{C}$ . Обе эти скважины не вышли из неогеновых отложений. Установленные высокие пластовые температуры в скважинах северо-западной части НГБ ставят под сомнение возможность существования в таких геотермических условиях залежей нефти в палеогеновых отложениях.

Анализ распределения температур по площади позволил выделить в пределах впадины три зоны с различным геотермическим градиентом (см. рис. 3). Первая приурочена к ее северо-западной части (район площадей Супетау, Чуст-Пап, Кассансай и др.). Она характеризуется наибольшей прогремостью недр, здесь геотермический градиент достигает значений от 3 до  $4,5^{\circ}\text{C}/100$  м. Вторая зона приурочена к наиболее погруженной, центральной части НГБ, здесь геотермический градиент изменяется от 2,5 до  $3^{\circ}\text{C}/100$  м. Третья зона приурочена к окраинным частям впадины, где значения геотермического градиента изменяются от 2 до  $2,5^{\circ}\text{C}/100$  м.

В последние годы в целях дальнейшего приближения нефтегеологического районирования к рациональному планированию и проектированию геологоразведочных работ на нефть и газ большое внимание уделяется научному обоснованию направлений работ и дифференциации их по степени значимости и очередности. Наиболее емкая и отражающая современные представления формулировка понятия "направление" дана в работе [57]. Прежде всего при определении границ его предлагается учитывать совокупность нефтегеологических, технических и методических признаков. При этом единство типа строения залежей или месторождений, методики и средств ведения поисково-разведочных работ является принципиально важным и ставится на первое место.

Наиболее перспективными на нефть являются антиклинальные ловушки в палеогеновых отложениях периферийной части Центрального грабена и на Чуст-Пап-Наманганской ступени, в зонах погружения этих отложений не более чем на 6 км (рис. 4). Основными районами концентрации нефти здесь являются южная и юго-западная части грабена и восточная часть ступени. В центральных районах грабена, характеризующихся глубиной погружения палеогена 6 км и более, наиболее интересны для исследования Минбулакское, Караджидинское и Восточно-Караджидинское поднятия, где эти отложения залегают на глубинах, не превышающих 6300 м. Последние два из них осложняют крупный вал, являющийся благоприятной антиклинальной зоной для формирования нефтяных залежей значительных размеров.

В зонах менее погруженного залегания палеогеновых отложений направление работ, имеющих меньшую значимость (второстепенных), связано с поисками залежей неантиклинального типа в пределах Южной ступени, Майлисуйского и Карагундайского выступов.

Следующими по значимости являются неогеновые отложения. Перспективы здесь связываются главным образом с самой нижней частью разреза. Залежи контролируются структурным и литологическим факторами.

Учитывая невыдержанность продуктивных горизонтов, приуроченность залежей в основном к низам разреза (мощностью 100—200 м),

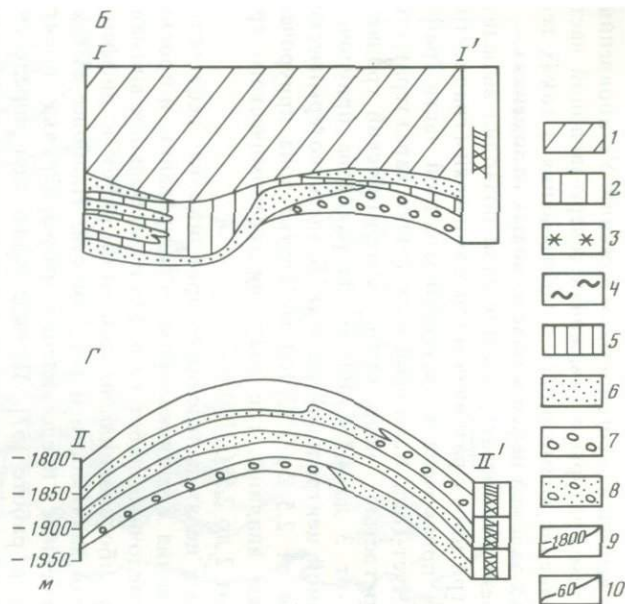
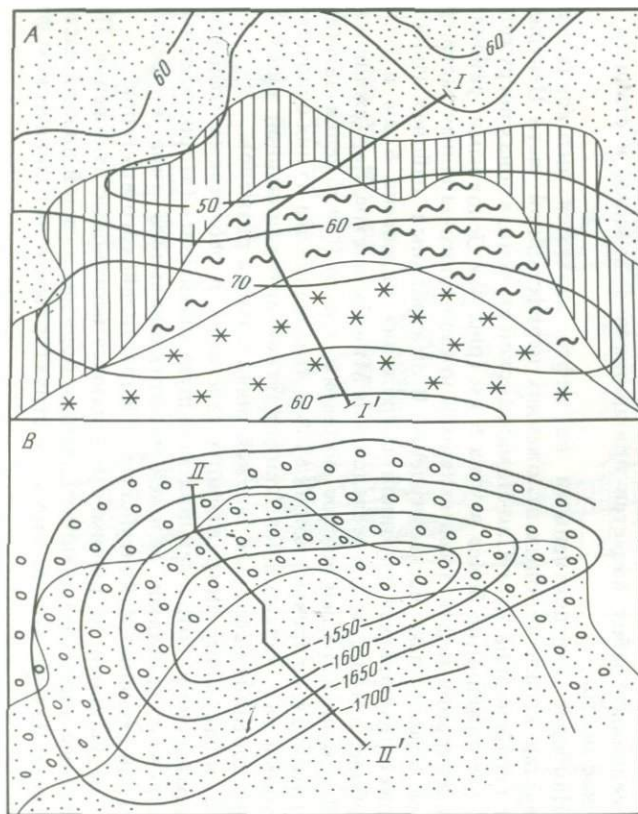


Рис. 5. Схема строения Холзибадской структурно-литологической залежи (XXV горизонт)

А — палеогеографическая схема для раннезинданского времени; Б — фациальный профиль по линии I—I'; В — структурная схема по кровле XXV горизонта; Г — геологический разрез по линии II—II'

1 — мелкозаливный (бассейновый) пояс; 2 — зоны подгорно-верного пояса; 3—6 — фации: 3 — мелкоземлистая, 4 — условно застойная, 5 — прирусловая, возможно, пляжевая, 6 — русловая; 7, 8 — коллекторы (проницаемость: 7 — более 15%, 8 — 5—15%); 9 — изогипсы кровли горизонта, м; 10 — изопакиты, м

а также наличие на больших глубинах главным образом высоковязких нефтей, поиски неогеновых залежей целесообразно осуществлять попутно при проектировании на палеогеновые или более древние отложения. Поэтому это направление работ может иметь самостоятельное значение только на стадии разведки выявленных неогеновых залежей, в зонах, технически доступных для бурения в палеогене, мелу и юре. Изучение нефтеносности неогена необходимо проводить в восточной части Южной ступени, на Майлисуйском выступе, Чуст-Пап-Наманганской ступени, в южной прибортовой зоне Центрального грабена, а в более погруженной его части — в пределах Караджинского вала.

Мезозойские отложения характеризуются преимущественной газоносностью. Поэтому юрский и меловой комплексы нужно исследовать в основном на газ, и прежде всего в пределах Южной ступени и восточной части Чуст-Пап-Наманганской, на Майлисуйском и Карагундайском выступах, в Куршабо-Узгенской зоне прогибов. Направление работ можно отнести в целом к второстепенным, причем если на Южной ступени и Майлисуйском выступе продуктивность мела и юры установлена, то в пределах Карагундайского выступа и Куршабо-Узгенской зоны прогибов признаков газоносности пока нет и перспективы их оцениваются ниже.

В мезозойском разрезе перспективы поисков связываются с антиклинальными и неантиклинальными ловушками. В числе последних наиболее широко прогнозируется развитие литологических ловушек.

Наиболее детальные исследования по ловушкам неантиклинального типа в Ферганской впадине с выходом на локальный прогноз проведены В.П. Алексеевым. Они базируются на подробном расчленении и корреляции разрезов с привлечением всей накопленной геолого-геофизической информации, на оценке коллекторских свойств, изучении условий формирования коллекторов и покрышек, современной структуры и возможности применения сейсморазведки для картирования неантиклинальных ловушек. В результате комплексного анализа геолого-геофизических материалов установлены и основные критерии диагностики неантиклинальных ловушек. На базе комплексных исследований составлена крупномасштабная структурно-геологическая основа для размещения геологоразведочных работ данного направления, причем отдельно по юрским, меловым и палеогеновым отложениям (для Южной ступени 1:200 000, для отдельных площадей 1:50 000).

Примеры строения наиболее просто построенных неантиклинальных ловушек различного типа приведены на рис. 5 и 6.

В Ферганской впадине поиски залежей нефти и газа, связанные с неантиклинальными ловушками, представляют определенную сложность, и прежде всего потому, что методика картирования этих объектов пока недостаточно совершенна. Оценка информативности сейсморазведки показала принципиальную возможность картирования структурных поверхностей, изучения характера разрывных нарушений и на этой основе выделения форм структурно-тектонического (гемиантиклинали) или чисто блокового типа. Что же касается изу-

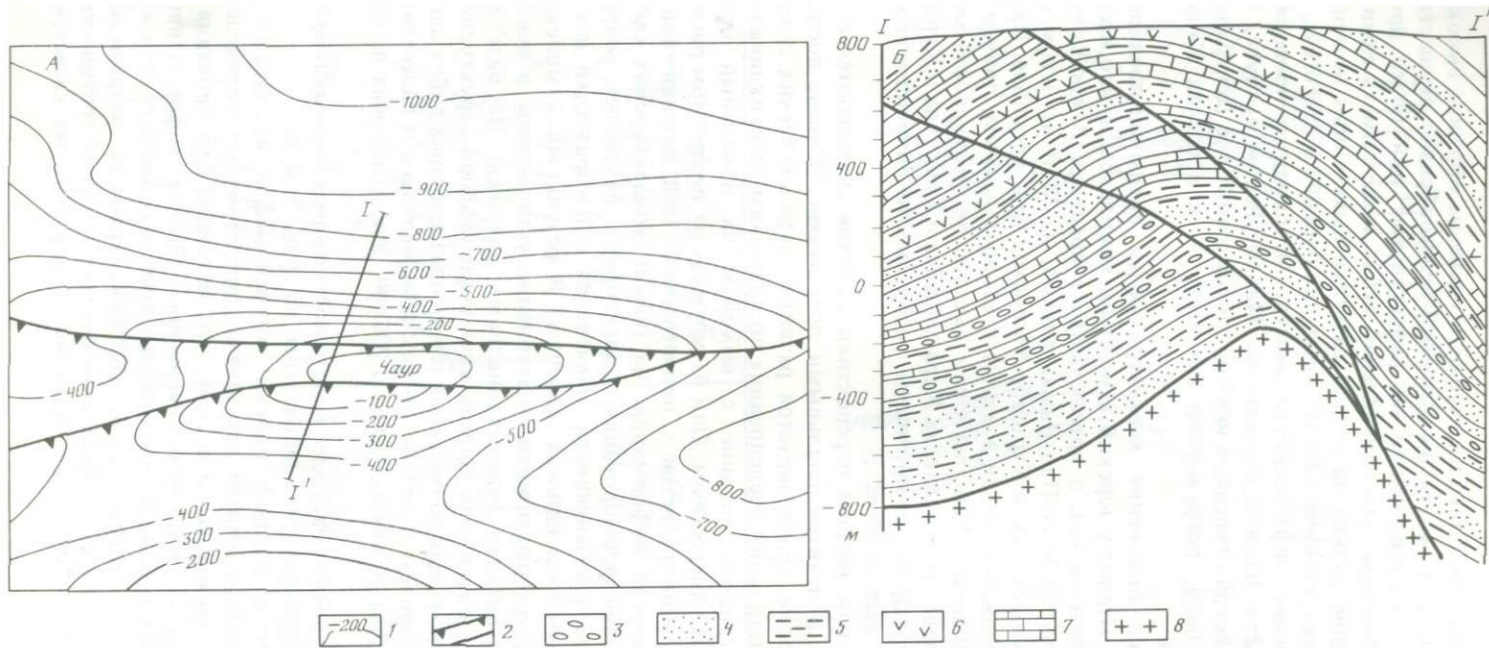


Рис. 6. Схема строения Чаурской тектонически экранированной ловушки (юрские отложения)

А — структурная схема; Б — геологический разрез по линии I I'

I — изогипсы по кровле юрских отложений, м; 2 — разрывные нарушения; 3—7 — отложения: 3 — конгломераты, 4 — песчаники, 5 — глины, 6 — гипсы (ангидриты), 7 — известняки; 8 — палеозойский фундамент

чения внутриформационных литолого-стратиграфических изменений, обуславливающих образование локальных ловушек за счет литологического выклинивания, фациального замещения и стратиграфического срезания, а тем более формирования сложно построенных комбинированных ловушек, осложненных совокупностью факторов, то такая задача, естественно, пока может быть решена только рациональным комплексированием работ сейсморазведки и бурения.

В пределах Южной ступени можно выделить три основных района, где следует сконцентрировать первоочередные работы по поискам залежей неантиклинального типа.

1. Андижанская группа месторождений (Южный Аламышик, Бостон, Андижан, Палванташ), на которых прогнозируются неантиклинальные залежи в юрских и меловых отложениях. Детальность проработки материала позволяет рекомендовать проведение поискового бурения.

2. Яккатауская ступенчатая зона (от месторождения Западный Палванташ до Северного Риштана). Перспективы поисков неантиклинальных залежей связываются с теми же отложениями. Однако этот район является слабоизученным. Здесь для подготовки поисковых объектов рекомендуется сочетать сейсморазведку с бурением огромного числа скважин.

3. Восточное окончание Канибадам-Риштанской ступенчатой зоны (от Бурдалыкской до Варыкской площади). Для подготовки выявленных неантиклинальных ловушек в мезозое—кайнозое рекомендуется отработка единичных сейсмопрофилей в комплексе с параметрическим бурением (Нурсукский, Северо-Шорсуйский и другие участки).

## ЮЖНО-ТАДЖИКСКАЯ ВПАДИНА

Рассматриваемая в данном разделе территория площадью 50 тыс. км<sup>2</sup> соответствует северной части межгорной Афгано-Таджикской впадины (расположенной в пределах Советского Союза), которая в геологической литературе выделяется под названием Южно-Таджикской депрессии. На востоке и севере она ограничивается Дарвазским и Гиссарским хребтами, на западе — юго-западными отрогами Гиссара. На юго-западе, через Амударьинский прогиб, она сливается с Мургабской впадиной. Почти 2/3 ее территории относится к Таджикской ССР, остальная западная часть — к Узбекской ССР.

### ФОРМАЦИИ

В строении впадины принимают участие палеозойский геосинклинальный фундамент, переходный пермо-триасовый комплекс, платформенный юрско-палеогеновый и орогенный позднеолигоцен-антропогеновый структурные этажи. Допермский складчатый фундамент представлен сильно дислоцированными и метаморфизованными кристаллическими породами, известными в обрамлении впадины и в еди-

ничных скважинах Душанбинского прогиба. Предполагаемые глубины его залегания 4—16 км. На породах фундамента залегает мощная (до 2500 м) толща пермо-триасового промежуточного (переходного) комплекса, сложенного морскими терригенно-карбонатными породами, переслаивающимися с вулканогенными образованиями, иногда нацело замещающимися красноцветными молассами.

На размытой поверхности фундамента и промежуточного комплекса залегают платформенные мезозойско-палеогеновые образования, в которых выделяются два структурных яруса — верхнетриасовый—среднеюрский и среднеюрский—палеогеновый.

Верхнетриасовый—среднеюрский ярус формировался в условиях слабого растяжения, господствовавшего в раннем мезозое на всей территории Средней Азии [17, 85], когда в линейных грабенообразных прогибах накапливалась терригенная бокситоносно-угленосная формация, объединяющая преимущественно бокситовые верхнетриасовые отложения и ниже-среднеюрские терригенные сероцветные образования. Первые развиты спорадически и выполняют впадины и прогибы домезозойского рельефа. Они залегают на подстилающем основании с угловым несогласием, обусловленным длительным перерывом в осадконакоплении (лишь на востоке впадины, вдоль Дарвазского обрамления, наблюдаются постепенный переход или небольшой перерыв и угловые несогласия). Представлены они бокситоносными обломочными породами, переходящими вверх по разрезу в угленосные. В пределах юго-западных отрогов Гиссара развиты только верхнетриасовые образования. В ниже-среднеюрских отложениях преобладают континентальные глинисто-терригенные сероцветные образования, изобилующие углистыми сланцами, углями и обугленным детритом. По аналогии с юго-западными отрогами Гиссара среди этих отложений предполагается развитие толщи морских глинисто-алевритовых осадков. Вдоль Гиссарского и Дарвазского хребтов в разрезе широко развиты гравийно-конгломератовые и песчаные породы. Для рассматриваемого комплекса отложений характерно резко выраженное колебание мощностей — от 450 (южные отроги Гиссара) и 538 м (юго-западная часть Дарвазского хребта) до 1105 м (юго-западные отроги Гиссара). Это прежде всего свидетельствует об условиях сильно расчлененного рельефа.

К концу среднеюрского времени в пределах впадины установились морские условия и в зоне мелкого шельфа произошло накопление верхнеюрской карбонатной формации. В обнажениях Юго-Западного Гиссара она представлена мощной (до 675 м) толщей известняков. В Душанбинском прогибе (до зоны Илякского разлома) разрез представлен переслаиванием карбонатно-глинистых образований с преобладанием мергелей и доломитов. В западной части южного склона Гиссарского хребта разрез имеет двучленное строение: нижняя часть его складывается из песчаников, в меньшей степени глин и алевритов, верхняя — известняками с прослоями мергелей и доломитов. В восточном направлении карбонаты обогащаются мергелями. Мощность их изменяется с запада на восток от 120 до 200 м. В пределах Дарваза до меридиана Куляба формация представлена

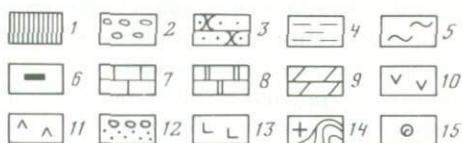
Рис. 7. Схема пространственно-возрастного соотношения формаций в Южно-Таджикской впадине

1 — лёссы, суглинки; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — глины; 5 — алевролиты; 6 — угли; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — мергели; 10 — гипсы; 11 — ангидриты; 12 — конгломераты и песчаники (моласса); 13 — соль; 14 — изверженные и метаморфические породы; 15 — фауна

прибрежно-дельтовыми, преимущественно песчаными отложениями мощностью до 320 м.

С кимеридж-титонского века морские условия сменились лагунными и прибрежно-морскими и началось накопление верхнеюрской соленосной формации, соответствующей гаурдакской свите. Она сложена мощной толщей сульфатно-галогенных образований. Это формация по литологической характеристике подразделяется на три подсвиты: нижнюю, ангидритовую, среднюю, соляную сероносную и верхнюю, гипсово-ангидритовую глинистую (в юго-западных отрогах). Мощность формации здесь изменяется с юга на север от 300 до 1200 м. В Душанбинском прогибе сульфаты замещаются терригенно-карбонатными отложениями, а покровный горизонт ангидритов маломощен (5—15 м). В пределах Дарвазского хребта формация представлена глинисто-гипсоносной толщей с прослоями песчаников, мергелей и в редких случаях солей. Мощность ее колеблется от 150 до 300 м, а на юге депрессии превышает 800 м [64, 67; рис. 7].

В юрском разрезе присутствуют региональные высококачественные покрывки, среди которых в первую очередь следует отметить выдержанную



мощную толщу ангидридов и солей, развитую на всей территории впадины. Исключение составляет территория Душанбинского прогиба. К региональным покрывкам относятся также верхнебайосские и баткелловейские глины. Внутри известняковой толщи коллекторские горизонты разделяются практически непроницаемыми массивными разностями карбонатов, вследствие чего здесь, как правило, присутствуют многопластовые залежи. В Душанбинском прогибе пачка кимеридж-титонских ангидритов маломощна, однако с вышележащими глинами карабильской свиты она также может служить флюидоупором.

В начале мелового периода произошла существенная аридизация климата и активизация областей сноса, что предопределило значительное увеличение доли терригенного материала в осадконакоплении. В это время отлагались толщи неоком-аптской красноцветной формации преимущественно континентального и лагунного генезиса. Несмотря на свой неоднородный литологический состав, она даже в пределах отдельных площадей характеризуется региональной выдержанностью и представлена фациями аллювиально-пролювиальных аккумулятивных равнин аридной области. Морские отложения развиты лишь в верхнем апте. Это прибрежные глинисто-карбонатные, органогенные и песчано-алевритовые отложения окраинных, очень мелководных и теплых морей.

Характерной особенностью красноцветной формации является обогащение ее песчаным и грубообломочным материалом по мере приближения к Гиссарскому обрамлению. В восточных районах Южно-Таджикской впадины в ее разрезе возрастает доля песчаного грубообломочного материала (конгломераты); не только в мегантиклинальных зонах, но и в мегасинклинальных; происходит замещение лагунных образований континентальными, а типично морских — прибрежно-морскими мелководными фациями, представленными частым переслаиванием глин, алевролитов, песчаников, конгломератов. В этом же направлении увеличивается роль коллекторов в разрезе от 30 до 60%. По мере приближения к Памирскому обрамлению нижнемеловые красноцветы приобретают более четкий характер молассы [13].

Анализ фациального состава и изменения мощности красноцветной формации показывают, что накопление ее отложений, так же как и эвапоритовой, происходило в условиях активного тектонического режима и дифференцированных складчатых движений в соседней Памирской геосинклинальной области.

Нижне-верхнемеловая терригенно-глауконитовая формация складывается в основном морскими карбонатно-терригенными осадками, и незначительная часть отложений соответствует лагунно-континентальным фациям. Отложения формации четко стратифицированы и уверенно делятся на ярусы и подъярусы. Альбская толща представлена карбонатно-глинисто-алевролитопесчаными образованиями. Нижний сеноман на западе сложен чередованием глин, песчаников и известняков-ракушнякав с редкими прослоями гипсов. На крайнем востоке (Дарваз) нижняя часть представлена алевролитами, песчаниками и известняками. Верхняя половина сложена красноцветными песчаниками, алевролитами и конгломератами. Общая мощность 65—100 м

на западе и до 180—220 м на востоке. Нижний турон повсеместно представлен темно- или зеленовато-серыми глинами с прослоями мергелей и известняков в верхней половине разреза. Мощность 30—200 м на западе, а на востоке (Дарваз) не превышает 15—85 м.

Верхний турон на большей части территории представлен неравномерным чередованием глин с известняками, ракушечниками и мергелями. Роль карбонатных пород в разрезе увеличивается с запада на восток. Венчается разрез переслаиванием гипсов с красноцветными глинами. Мощность отложений варьирует от 15—45 м на востоке до 50—80 м на западе.

Сантонский ярус имеет отчетливое двучленное строение. Нижние горизонты его представлены морскими осадками — известняками, глинами, алевролитами и песчаниками; верхние — лагунными, переслаиванием пестроцветных глин, гипсов и песчаников. Мощность варьирует от 90 до 220 м на южных склонах Гиссара, от 50 до 160 м в Вахш-Кафирниганской мегантиклинали и от 50 до 120—180 м на Дарвазе.

Кампанский ярус представлен песчаниками, известняками, глинами. Мощность отложений колеблется от 0 до 60—130 м в Душанбинском прогибе, от 5—75 до 135—250 м в Вахш-Кафирниганском районе и от 50 до 300 м на Дарвазе.

Маастрихтские отложения сложены известняками, лишь в юго-западных отрогах Гиссара и Сурхандарьинской мегасинклинали отложения представлены внизу песчаниками,верху песчаниками и известняками. Мощность варьирует от 15 до 30 м в Предгиссарском прогибе, от 3—10 до 50—60 м в зоне Кафирниганского поднятия, от 50 до 170 м в Вахшском прогибе.

Карбонатно-терригенная формация дат-палеоценового возраста пользуется широким распространением на всей территории Южно-Таджикской впадины. Она представлена в основании акджарскими слоями — ангидритами и гипсами с маломощными прослоями доломитов и известняков, переходящими вверх в бухарские слои — кавернозные битуминозные известняки. Акджарские слои связаны с известняками палеоцена постепенным фаціальным переходом. В восточном направлении строение акджарских слоев претерпевает изменение: они почти полностью сложены гипсами (до 200 м) с красноцветными образованиями вдоль Дарваза. В этом же направлении увеличивается их мощность — от 40 м в Предгиссарском прогибе до 60—150 м в Сурхандарьинской мегасинклинали и до 140 м на территории Дарвазского хребта и на большей части Кулябской мегасинклинали [94].

Бухарские слои представлены сульфатно-карбонатной толщей. Мощность их колеблется от 60 до 250 м в Кафирниганской зоне поднятий, от 45 до 140 м в Душанбинском прогибе и от 96 до 150 м на Дарвазе. В Сурхандарьинской мегасинклинали и в юго-западных отрогах Гиссара мощность отложений 50—200 м.

Формация серо-зеленых глин с размывом залегает на подстилающих отложениях. Она объединяет морскую глинистую толщу нижнего эоцена (сузакские слои), морскую песчано-карбонатную толщу среднего эоцена (алайские слои), мергелисто-глинистую толщу верхнего

эоцена (туркестанские слои), красноцветную песчано-известковую толщу верхнего эоцена (риштанские слои), толщу ярко-зеленых глин верхнего эоцена (исфаринско-ханабадские слои) и красноцветную песчано-глинистую толщу олигоцена (сумсарские слои). Мощность формации достигает 650—770 м, сокращаясь на севере до 440 м и на востоке до 250 м [36].

С позднего олигоцена территория Южно-Таджикской впадины была вовлечена в крупнейшие орогенические подвижки. В это время платформенный комплекс начал дробиться с образованием протяженных взбросо-надвиговых зон субмеридионального простирания. Таким образом, впадина была разделена на зоны антиклинориев и синклинориев. В последних происходило накопление мощного (свыше 4000 м) орогенного комплекса. К базальным слоям комплекса относятся шурьсайские слои верхнего олигоцена, представленные пестроцветными глинами, сильно загипсованными песчаниками, гипсами и известняками мощностью в синклинориях свыше 120 м. Миоценовые и плиоценовые толщи сложены преимущественно красноцветными молассоидными образованиями (конгломераты, песчаники, паттумы, глины) мощностью до 3500 м. В целом олигоцен-плиоценовая толща образует красноцветную молассу.

В позднеплиоценовое время значительно активизировались поднятия и обширные зоны во впадине подверглись глубокому размыву. В это время в синклинориях накапливались толщи сероцветной молассы, представленные лёссовидными суглинками и многочисленными прослоями галечников аллювиального генезиса, а также овально-обломочными пролювиальными толщами мощностью до 1500 м (иногда больше). Конец плиоцена был периодом особенно значительного развития взбросо-надвиговых дислокаций, затронувших и олигоцен-плиоценовые толщи.

Таким образом, осадочный чехол Южно-Таджикской впадины характеризуется весьма сложным и фациально изменчивым строением. Пермо-триасовый промежуточный комплекс развит преимущественно в восточной и северной краевых зонах. Здесь образования платформенного чехла имеют более терригенный состав, сменяющийся в центральных частях в основном карбонатно-эвапоритовыми отложениями. Орогенный комплекс выполняет синклинии, обрамленные взбросо-надвиговыми антиклинорными зонами.

## ТЕКТНИКА

Южно-Таджикская впадина в тектоническом отношении характеризуется сложным гетерогенным строением и относится к межгорному типу. Она выполнена мощным комплексом мезозойско-кайнозойских отложений и является элементом огромного пояса эпиплатформенного орогена. На протяжении своего геологического развития в мезозойское и частично кайнозойское время впадина характеризовалась типичным платформенным режимом. Неоген-четвертичное время стало начальной стадией ее орогенического развития, обусловившей формирование обширного внешнеорогенного прогиба между горными соору-

жениями Тянь-Шаня на севере и Памира на востоке. Формирование его связывается с погружением и растяжением консолидированного фундамента, на фоне чего накапливались значительные по мощности неогеновые отложения.

Последующие тектонические движения, происходившие на фоне воздымания юго-западных отрогов Гиссарского хребта и интенсивного сжатия территории, привели к возникновению сложной структуры впадины. Большую роль в формировании ее современного плана сыграли глубинные разломы, которые на протяжении длительного времени являлись контролирующим элементом в распределении литофациальных комплексов и некоторых тектонических элементов.

В современной структуре впадины выделяются довольно крупные тектонические элементы — Сурхандарьинская и Кулябская мегасинклинали, разделяющиеся Вахш-Кафирниганской мегантиклиналью субмеридионального простирания. Последняя с запада на восток осложнена Кафирниганской и Обигармской зонами поднятий, разделенных Вахшским прогибом. На севере впадины расположен Душанбинский предгорный прогиб. Все крупные структурные элементы, в свою очередь, состоят из сложно построенных протяженных зон поднятий, которые сложены неоген-четвертичными отложениями прогибов, выполненных меловыми и палеогеновыми образованиями меридионального простирания (рис. 8). Эти поднятия характеризуются наиболее сложным складчато-чешуйчатым строением с резко выраженным дисгармоничным срывом по гипсоносным отложениям верхнеюрского возраста. Отличительной их особенностью является асимметричность.

Так, в Кафирниганской зоне поднятий более пологими являются западные части складок, а в Обигармской — восточные. В последней из них преобладают движения со стороны Северного Памира и Дарвазского хребта, обусловившие изогнутые линии дислокаций, которые с севера на юг меняют свое простирание с субширотного на субмеридиональное, а опрокидывание складок имеет северо-западное направление. В Кафирниганской зоне поднятий наблюдается влияние тектонических движений со стороны юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Антиклинальные зоны здесь параллельны окраинам этого сооружения, а опрокидывание складок происходит в юго-восточном направлении. Эти особенности складчатости и чешуйчатое строение ряда структурных элементов свидетельствуют о том, что деформации в осадочном чехле происходили на фоне интенсивного горизонтального сжатия (рис. 9). Для Южно-Таджикской впадины характерны наличие верхнеюрского соленосного комплекса и дисгармония структурных планов мел-палеогеновых надсолевых и юрских подсолевых образований. Подобное строение ее, присутствие крупных чешуйчатых складок, сорванных по верхней юре, несомненно, усугубляется значительными (более 5,5 км) глубинами залегания перспективных юрских карбонатных коллекторов на большей части территории впадины.

Для погруженных частей впадины характерна более простая гребневидная складчатость. Дисгармония между подсолевыми и надсо-



левыми отложениями выражена в них, видимо, слабее. В пределах предгорных ступеней (например, Душанбинский) дисгармония практически отсутствует. Характеристика геоструктурных элементов Южно-Таджикской впадины рассмотрена в трудах многих исследователей [21, 39, 43, 63, 76, 89]. Наименее разработанным является вопрос о строении локальных складок, осложняющих все геоструктурные элементы Южно-Таджикской впадины. Все эти складки подразделяются нами на два класса — линейные и брахиантиклинальные. Среди линейных выделяются складки с гребневидным и коробчатым поперечным сечением. Все они характеризуются своими особенностями, которые позволяют выделить в их пределах отдельные типы (табл. 3).

Линейные гребневидные складки делятся на складки сжатия и диапировые. Первые из них по морфологическим особенностям делятся на погребенные и выраженные на поверхности. Складки сжатия сложены на поверхности неогеновыми отложениями, они распространены только в северных частях синклинальных зон и четко выражены в рельефе в виде валообразных поднятий северо-восточного простирания. Они легко картируются при геологической съемке; размеры по длинной оси составляют 10—30 м, по короткой — 1,5—4 км.

В Кулябской мегасинклинали и Вахшском прогибе более крутыми являются западные крылья локальных структур, углы падения которых достигают 40—80°, а на более пологих восточных не превышают 35—50°. В Сурхандарьинской мегасинклинали, наоборот, более крутыми являются последние. Основные особенности морфологии локальных поднятий сохраняются и по более глубоким горизонтам. Своды складок осложнены взбросами небольшой амплитуды (20—60 м на западе и до 100—500 м на востоке территории). В палеогеновых отложениях гребневидных складок установлены залежи нефти, газа и конденсата на месторождениях Бештентяк, Сульдусы, Миршади, Ляльмикар, Коштар, Кызыл-Тумшук во всех перечисленных синклинальных зонах. В основном это залежи пластового сводового и тектонически экранированного типов. Нефти тяжелые (удельный вес 0,930—0,978). Более легкие (с удельным весом 0,857) и качественные нефти приурочены к бухарским слоям Кулябской зоны (месторождения Сульдусы, Бештентяк).

Коллекторами нефти и газа являются карбонатные отложения бухарских слоев (II и III горизонты), акджарских (III и IV горизонты) и верхнего сена (V горизонт). Пористость коллекторов колеблется от 3—6 до 20%, проницаемость — от 0,01 до  $1100 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. Покрышкой служат преимущественно глинистые отложения верхнего эоцена, сузакские слои нижнего эоцена и сульфато-карбонатные раз-


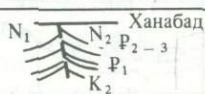
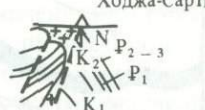
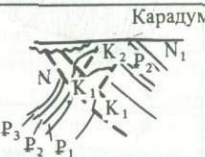

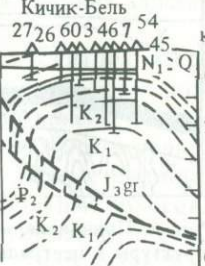
Рис. 8. Схема тектонического районирования Южно-Таджикской впадины (1986 г.)

1 — районы выхода на поверхность палеозойского складчатого основания; 2—4 — разломы: 2 — разделяющие главнейшие геоструктурные области (платформенную, геосинклинальную, эпиплатформенную); 3 — ограничивающие тектонические элементы внутри главнейших геоструктурных областей; 4 — прочие основные разрывные нарушения; 5—7 — контуры: 5 — Южно-Таджикской впадины, 6 — крупных положительных и отрицательных структурных элементов, 7 — второстепенных положительных и отрицательных структурных элементов, 8 — локальные складки; 9 — соляные купола

Таблица 3  
Классификация локальных складок

Класс	Группа	Тип	Вероятный механизм образования	Морфологические особенности	Степень нарушения	Тип залежей	Выявленные месторождения	
								Гребневидные
Линейные	Гребневидные	Складки сжатия	Сжатие вследствие сокращения площади прогиба при инверсии	Выраженные на поверхности	Слабая	1. Пластовые сводовые 2. Пластовые сводовые тектонически экранированные 3. Массивные	Миршади, Ляльмикар, Сульдузы, Коштар, Кызыл-Тумшук Хаудаг, Учкызыл, Кокайты Бештентяк	
								Погребенные
	Коробчатые	Диапировые	Выдавливание соли вдоль разломов	Выдавливание соли вдоль разломов	Выраженные на поверхности с размытым сводом	Сильная	Тектонически экранированные	Ходжа-Сартис, Южный Пушион
Брахиантиклинальные	Складки облекания	Связаны с облеканием погребенного рельефа	Связаны с облеканием погребенного рельефа	Погребенные	Отсутствует	Пластовые сводовые	Акбашадыр	
				Куполовидные	Слабая	Пластовые сводовые	Кичикбель, Шаамбары	

ности бухарских и акджарских пород палеоцена. Ввиду того, что в Южно-Таджикской впадине к этой группе складок приурочено наибольшее количество открытых месторождений нефти и газа, перспективны подобных поднятий по палеогеновым и меловым отложениям как выявленных (Гульдара, Дегимахмуд, Кичикдонгуз, Раджамархури др.), так и еще не изученных поднятий существенно возрастают. Потенциально продуктивные горизонты палеогена и мела здесь залегают на доступных для бурения глубинах — 4—5 км.

Возраст, глубина залегания горизонтов, м	Перспективные структуры	Модели
$P_1$ bh-600-2300 $P_1$ ak-800 $K_2$ m-1000-1300 $P_1$ bh-150-1800	$P_1$ bh-3000-3500 $K_1$ - 4000	Раджаб-Мархур, Гульдара, Дегимахмуд, Кичик-Донгуз Матион, Дараисо, Хамдара 
-	$P_1$ bh-3500-5500	Ханабад, Теболяй, Кичикстеряй, Кальташур Бокаты, Каттабаш, Пахтаабад 
$P_1$ bh-1300	$P_1$ bh-1500-2500	Пушион, Танапчи, Кызылсу, Ходжамумын, Северный Пушион 
-	$J_3 > 6000$ $K_2$ -2000-5000 $P_1$ bh-2000	Ходжаказиан, Нуранч, Арыктау, Алатау, Карадум, Саят-Алимтай, Акташ 
$K_1$ v - 2200 $J_3$ - 3300 $P_2$ al - 1030	$K_1$ - 3500-4000 $J_3$ - 4500-6000 $P_1$ bh - 1800 $J_3$ - 6500	Боянгора-Гаджак, Ляйлякан, Бешкыз, Туунтау, Южный Каратау, Бабатаг-Западный Раджаб-мархур Актау-Джаркуртан 
$P_1$ bh - 970-1000	$P_1$ bh-4500-5000	Айни, Рохаты, Аширхан, Каракурт, Ангор, Акджар, Баташ 
$P_1$ bh-1120-1200 $J_3$ - 2525-3050 $P_1$ bh-1450-1600	$P_1$ bh - 1000 $J_3$ - 4500	Шпиляу

Гребневидные погребенные складки развиты в тех же районах, что и предыдущие. В отличие от первых они в основном не прослеживаются на поверхности и перекрыты мощной толщей неогеновых отложений. К настоящему времени эти складки изучены слабо. Однако, вероятнее всего, они являются более пологими и менее нарушенными. Перспективными отложениями здесь могут быть палеогеновые, с которыми связаны ловушки пластового сводового и тектонически экранированного типов. Возможная глубина залегания продуктивных

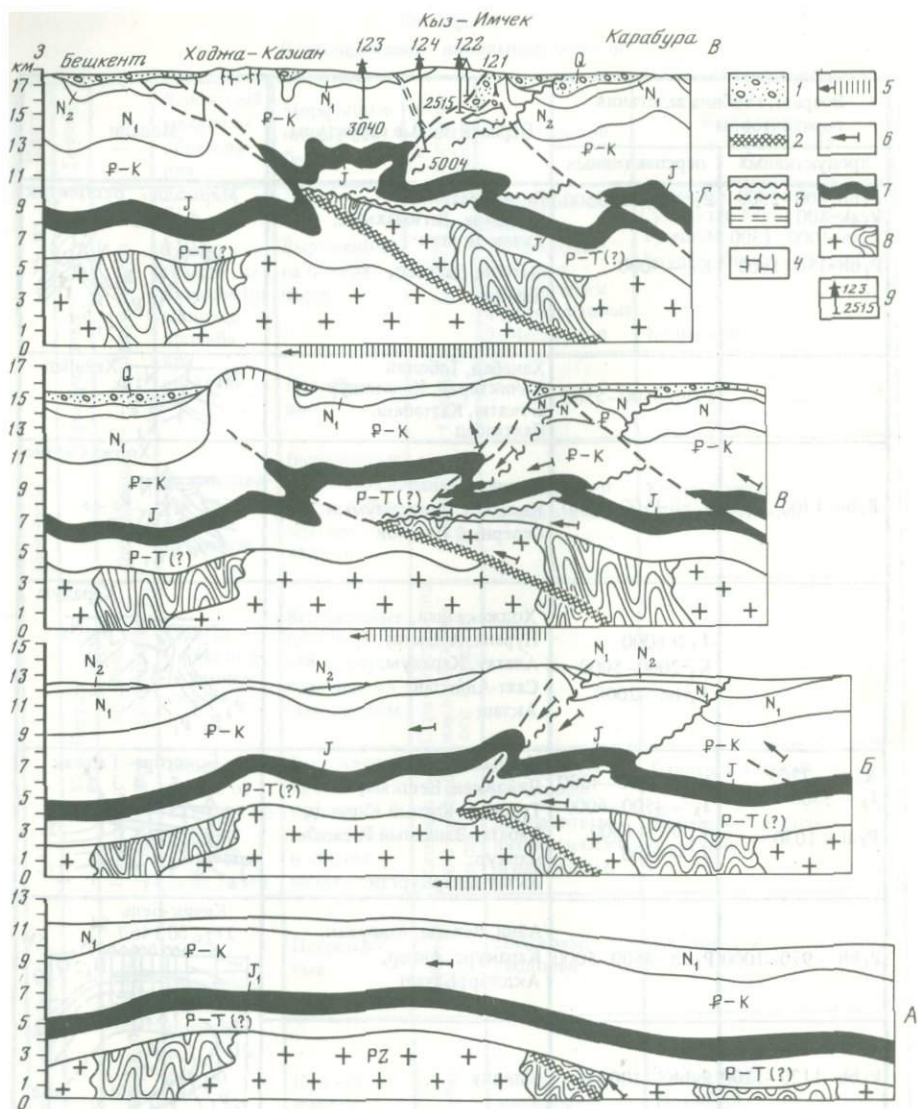


Рис. 9. Принципиальная схема поэтапного (от А до Г) формирования современной структуры в центральной части Южно-Таджикской депрессии. Вертикальный масштаб условный

1 — четвертичные отложения; 2—4 — линии разрывов: 2 — основного формирующего (клина), 3 — образовавшихся в различное время, 4 — гравитационных в своде разрушающейся антиклинали; 5 — амплитуда горизонтального смещения блока фундамента; 6 — направление последнего перемещения блока; 7 — юрские соленосная и карбонатная толщи; 8 — гетерогенный фундамент депрессии; 9 — скважины (указаны номер и глубина, м)

горизонтов 3,5—4 км в Душанбинском прогибе и до 5—6 км в Сурхандарьинской и Кулябской мегасинклиналих.

Гребневидные диапировые складки расположены в центральной и южной частях Кулябской мегасинклинали и в Обигармской зоне поднятий. Они четко выражены в рельефе; их своды, как правило, размывы до палеогеновых, а иногда и до меловых отложений. Складки имеют сложное строение и осложнены субширотными и субмеридиональными разрывными нарушениями, разделяющими их на отдельные блоки. Это преимущественно взбросы с максимальной амплитудой до 1500 м в центральной части складок и затухающие к периклиналям. Складки осложнены также соляным диапиризмом. В приразломных зонах наблюдаются крутые щелеобразные внедрения соли, некоторые из них выходят на поверхность и образуют широкие соляные покровы на эрозионной поверхности палеогеновых пород.

В гребневидных диапировых складках выявлены месторождения Ходжа-Сартис, Южный Пушион и получены нефтепроявления на площади Северный Пушион. Скопления газа и конденсата на месторождении Ходжа-Сартис приурочены на глубине 1300 м к бухарским слоям палеогена. Притоки нефти на структуре Южный Пушион получены на глубине 736—900 м из алайских слоев палеогена. Нефть легкая, удельный вес ее 0,876. Залежь экранирована соляным телом. В складках этого типа в результате поисково-разведочных работ отмечались нефтегазопроявления как в палеогеновых, так и в меловых породах (площади Алимтай, Кызылсу и др.). Отсутствие залежей в палеогеновых отложениях объясняется значительным размывом и большой степенью их нарушенности на своде структур. Небольшие залежи нефти в палеогеновых образованиях могут быть связаны с тектонически экранированными ловушками, приуроченными к крыльям поднятий. Глубина залегания их 1,5—2,5 км (площади Южный Пушион, Танапчи, Восточный Ходжамумын). Потенциально продуктивными на газ могут быть нижнемеловые отложения, возможная глубина залегания которых составляет 3—4 км.

Среди линейных коробчатых складок выделяются складки веерные и покровные. Коробчатые веерные складки сложены на поверхности палеогеновыми, меловыми отложениями и распространены на юге антиклинальных и синклиналильных зон. Они четко выражены в рельефе в виде невысоких хребтов, имеющих довольно крутые склоны. Своды у них пологие, широкие и осложнены серией продольных сбросов, наклоненных к оси складок, образующих своеобразную веерную сеть разломов с заключенными между ними присводовыми грабенами. Характерной особенностью их строения является резкий раздвиг мощности и увеличение углов наклона на крыльях, достигающих 80°. Размеры складок в синклиналильных зонах по длинной оси составляют 12—20 км, по короткой — 2,5—6 км, в антиклинальных — соответственно от 16 до 50 км, и от 4—7 до 10 км.

В коробчатых веерных складках в результате поисково-разведочных работ доказана бесперспективность палеогеновых и меловых отложений в антиклинальных зонах. Перспективными отложениями в них могут быть лишь подсолевые юрские, залегающие на глубинах

в основном более 6 км. В синклиналих зонах интерес представляют палеогеновые и меловые образования, связанные с пластовыми сводовыми и тектонически экранированными ловушками, приуроченными к крыльям поднятий. Возможная глубина залегания перспективных палеогеновых горизонтов 1,5—2 км, нижнемеловых — 2—5 км.

Коробчатые покровные складки сложены на поверхности палеогеновыми и меловыми отложениями и распространены в антиклинальных зонах Южно-Таджикской впадины и на юго-востоке Сурхандарьинской мегасинклинали. Характерной особенностью их строения является наличие пологих надвигов, осложняющих на западе территории восточные крылья, а на востоке (Обигармская зона) западные крылья структур. Для участков сочленения синклиналих и антиклинальных зон характерны локальные поднятия, осложненные пологим надвигом с углами падения плоскостей сместителей не менее 45—60°. Амплитуды надвигов составляют от 5 км на площади Боянгора до 12—15 км на участках Бабатаг и Кыз-Имчек. Надвинутые крылья образуют в рельефе относительно пологие моносинклинали с падением пород от 25 до 45°. Размеры складок по длинной оси 5—10 км. В пределах коробчатых покровных складок доказана перспективность палеогеновых, нижнемеловых и юрских отложений. Литологически ограниченная залежь нефти открыта на площади Северная Курганча в алайских известняках палеогенового возраста. Нефть тяжелая, аналогичная нефтям месторождений Сурхандарьинской мегасинклинали. Массивная сводовая залежь в подсолевых юрских отложениях связана с поднятым блоком всячего северо-западного крыла Боянгоринской складки. Из известняков юрских отложений на глубине 3300 м и из неокомских песчаников на глубине 2200 м получен приток газа. Основные перспективы на этих складках связаны с подсолевыми юрскими отложениями. На этих же структурах могут быть обнаружены тектонически экранированные залежи газа в нижнемеловых отложениях.

Среди брахиантиклинальных складок выделяются обычные брахиантиклинали и куполовидные. В складках этого типа отложения мезозоя—кайнозоя залегают конформно и образуют складки облекания, повторяя погребенный рельеф палеозойских выступов или скрытых соляных куполов.

Брахиантиклинальные погребенные складки перекрыты четвертичными и неогеновыми отложениями мощностью от 400 м на структурах центральной части Вахшского прогиба до 4,5 км и более в Душанбинском прогибе и Сурхандарьинской мегасинклинали. Особенностью неогенового разреза здесь является наличие реперных горизонтов, достаточно хорошо коррелируемых по скважинам. Размеры складок по длинной оси составляют 5—14 км, по короткой — 1,5—5 км. В поперечном сечении они имеют полого изогнутую форму. Углы падения пород на крыльях 3—10°. Складки не нарушены. В палеогеновых отложениях брахиантиклинальных погребенных складок в Вахшском прогибе установлена залежь нефти на месторождении Акбашадыр. Скопления нефти приурочены к залежи пластового сводового типа. Нефть тяжелая. Однако опосредованные структуры на

западе Сурхандарьинской мегасинклинали и юге Душанбинского прогиба оказались непродуктивными по палеогеновым отложениям. Потенциально продуктивные горизонты этого возраста в них залегают на глубинах 4,5—5 км.

Брахантиклинальные куполовидные складки хорошо выражены в рельефе и распространены в Душанбинском прогибе и на юге Вахшского прогиба Кулябской мегасинклинали. Для них характерна овальная в плане форма, а в поперечном сечении — очень пологое залегание пород в сводовой части и крутое на крыльях. Степень нарушенности слабая. В брахантиклинальных куполовидных складках (Кичик-Бель, Шаамбары) залежи нефти и газа пластового сводового типа установлены в палеогеновых и юрских отложениях. Потенциально продуктивные горизонты палеогена на структурах подобного типа могут быть обнаружены на глубине 1,5—2 км.

В результате тектонического анализа локальных складок на территории Южно-Таджикской впадины предложена их новая классификация. На основе генетического принципа выделено два класса локальных структур — линейные и брахантиклинальные. Они, в свою очередь, разделены на подклассы, а затем на типы. Для каждого типа структур построены модели, соответствующие ловушкам в уже известных месторождениях. К каждому из выделенных типов складок приурочены определенные типы залежей УВ. Выделены возможно перспективные локальные поднятия, в которых может быть выявлен тот или иной класс, подкласс и тип локальных складок.

#### НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

В нефтегазогеологическом отношении на рассматриваемой территории выделяется Южно-Таджикский нефтегазоносный бассейн [21], в котором в настоящее время можно выделить два известных (мел-палеогеновый и юрский) и один возможный (пермо-триасовый) нефтегазоносные суббассейны. Первый из двух известных НГСБ является преимущественно нефтеносным, второй — преимущественно газоносным. Последний содержит коллекторские горизонты в терригенном комплексе нижней и средней юры и в карбонатной толще верхней юры. Региональной покрывкой является соленосная кимеридж-титонская верхнеюрская толща.

Юрский газонефтеносный суббассейн более всего изучен в Душанбинском прогибе и в западной части Сурхандарьинской мегасинклинали. В последней юрская система представлена всеми тремя своими отделами, общая мощность которых около 900 м. В Душанбинском прогибе эти отложения выклиниваются за счет общего сокращения разрезов всех отделов; наибольшее сокращение претерпела соленосная толща, из состава которой выпадают соли и разрез которой представлен только маломощными (10—15 м) пачками ангидритов. Здесь общая мощность юры достигает всего 200 м (площадь Шаамбары).

В Сурхандарьинской мегасинклинали и на сопредельных с ней территориях в ниже-среднеюрских отложениях известны три продуктив-

ных нефтегазоносных горизонта (XVI—XVIII). В разрезе юрских образований Предгиссарского прогиба отмечается выклинивание пород лейаса, доггера и частично нижнего мальма, в связи с чем аналоги XVIII—XVI горизонтов здесь отсутствуют.

К несогласно залегающему на поверхности фундамента келловей-оксфордскому комплексу приурочен XV промышленно-газоносный горизонт на месторождениях Комсомольское и Андыген. Коллекторами являются трещинные карбонатные породы; пористость их достигает 20—25%.

В этом НГСБ углеводородные скопления обнаружены в Душанбинском прогибе и Сурхандарьинской мегасинклинали. Газоносным является продуктивный горизонт, залегающий в верхах карбонатной толщи. Мощность карбонатных отложений увеличивается от периферии прогибов к их центру от 120—200 до 400 м и более. Глубина залегания ее в Душанбинском и Байсунском прогибах 1200—3500 м, на остальной территории 3,5—5 км, а в наиболее прогнутых зонах Сурхандарьинской мегасинклинали и Вахшском прогибе 5—7 км. Коллекторами являются известняки, фильтрационно-емкостные свойства которых изучены слабо. В Душанбинском прогибе они характеризуются высокой изменчивостью. Открытая пористость колеблется в пределах 3—8%, проницаемость  $1—5 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Юрский нефтегазоносный комплекс в рассматриваемом суббассейне перспективен повсеместно. Вышележащий следующий нефтегазоносный мел-палеогеновый суббассейн содержит газонефтеносную меловую толщу, залегающую на глубинах от первых сотен метров до 7 км и более. Литологически она представлена в верхней части терригенно-карбонатными породами альба — верхнего мела мощностью до 1700 м, в нижней — преимущественно красноцветными терригенными образованиями неокома—апта мощностью до 800—900 м.

Наибольшим стратиграфическим диапазоном газоносности характеризуется меловый комплекс Душанбинского прогиба, где скопления газа обнаружены на Андыгенском месторождении в готериве (XIV горизонт), апте (XIII), альбе (XI-а) и сеномане. В Вахшском прогибе и Сурхандарьинской мегасинклинали выявлено только по одной залежи соответственно в отложениях маастрихта (месторождение Кызыл-Тумшук) и валанжина (Гаджак). Продуктивные горизонты имеют мощность 10—50 м и представлены в основном песчаниками, а в альбе, сеномане и маастрихте — переслаиванием песчаников с известняками-ракушняками. Коллекторские свойства пород продуктивных горизонтов XI-а, XIII, XIV характеризуются пористостью от 2—5 до 20%, проницаемостью от 0,1 до  $200 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>; горизонтов IX, X-а — пористостью 10—33%, проницаемостью  $5—73 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Региональной покрывкой меловых коллекторов служит сенонтуронская глинистая толща с подчиненными прослоями карбонатно-сульфатных пород. В качестве зональных покрывок могут быть выделены преимущественно глинистые отложения сеномана, альба, баррема—апта, готерива—валанжина. Коньякскому ярусу отвечает различная по мощности толща глин, известняков, ракушечников и мер-

гелей, среди которых заключены пласты-коллекторы VII-а и VII-б, представленные известняками с прослоями песчаников и алевролитов. Мощность яруса испытывает резкие колебания: 50—125 м в Предгиссарском прогибе, 80—185 м в Вахш-Кафирниганской мегантиклинали и 20—40 м на Дарвазе. В сантоне выделяется довольно выдержанный пористо-проницаемый горизонт VI, сложенный известняками, мощность которого возрастает с запада (15—20 м) на восток (30—50 м). Карбонатная толща верхнего кампана — маастрихта оценивается как один из основных потенциальных пористо-проницаемых горизонтов верхнего мела для большей части Кулябской мегасинклинали. В этой зоне выделен V промышленно-газоносный горизонт (Кызыл-Тумшук), сложенный известняками мощностью 50 м.

Газы выявленных залежей месторождений Душанбинского прогиба бессернистые, метановые (содержание серы до 0,02%, метана до 94%).

Верхняя палеоцен-эоценовая часть разреза рассматриваемого суббассейна мощностью до 1000 м залегает на глубинах 0—7 км и более. Мощность палеогеновых отложений в полных разрезах достигает 950 м. Литологически этот комплекс представлен внизу в основном карбонатными породами с прослоями гипсов или загипсованных известняков, вверху переслаиванием пачек терригенных и карбонатно-терригенных отложений (эоцен—олигоцен).

В разрезе палеогеновой толщи выделено шесть продуктивных горизонтов, из них четыре в палеоцене (акджарские слои — IV, бухарские слои — I, II-а, II) и по одному в эоцене (алайские слои — I-а) и олигоцене (сумсарские слои — I-б).

Акджарские слои характеризуются ограниченной нефтегазоносностью. Приуроченные к ним нефтяные залежи выявлены всего на двух месторождениях — Кызыл-Тумшук в Вахшском прогибе и Ляльмикар в Сурхандарьинской мегасинклинали. Продуктивный горизонт IV сложен доломитизированными известняками с прослоями мергелей и гипсов. Общая мощность его 26—45 м. Пористость 17—19%, проницаемость  $0,200—65 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Бухарские слои характеризуются наиболее широким стратиграфическим диапазоном продуктивности. Коллекторы, за исключением горизонта II-а, представлены доломитизированными кавернозными известняками; горизонт II-а сложен маломощными известняками с трещиноватыми ангидритами. Пористость 15—20%, проницаемость нередко достигает  $0,2 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. Лучшими фильтрационно-емкостными свойствами характеризуется II горизонт, к которому приурочена залежь нефти на месторождении Ходжасартис.

В алайских слоях залежи нефти выявлены на Шаамбаринском месторождении в Душанбинском прогибе, Ляльмикарском и Северо-Курганчинском в Сурхандарьинской мегасинклинали; притоки нефти получены на структуре Южный Пушион в Кулябской зоне. Продуктивный горизонт I-а сложен известняками с прослоями доломитов мощностью около 20 м. Пористость 13—24%, проницаемость  $1,2—11,3 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Промышленная нефтеносность сумсарских слоев, в разрезе которых выделяется продуктивный горизонт I-б, установлена только на

месторождениях Бештентяк и Узунохор в Кулябской мегасинклинали, являющейся южным погружением складки Сульдузы. Продуктивный горизонт расположен в верхней части сумсарского разреза и выражен красноцветными песчаниками мощностью 30—40 м. Пористость 10—13%, проницаемость  $5—15 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

В палеогеновом комплексе продуктивные горизонты внутри палеоценового разреза (акджарские, бухарские слои) разобщаются маломощными пластами мергелей и слабопроницаемых глинистых известняков. Покрышкой бухарских слоев и продуктивных горизонтов алайских и акджарских слоев служат глинистые пачки, мощность которых 90 м и более (сузакские, туркестанские, риштанские слои).

Анализ строения локальных структур и распределение в них по разрезу осадочного чехла показали, что значительная часть открытых залежей нефти и газа связана с ловушками пластового сводового типа простого или сложного строения. При этом размеры их варьируют: 1,5—14,7 км (длина), 0,5—1,7 км (ширина), 26—300 м (высота).

На настоящее время геологоразведочные работы направлены на поиски залежей нефти и газа, приуроченных к ловушкам этого типа, и связываются с выявленными и подготовленными к бурению складками в синклиналичных зонах по мел-палеогеновому НГСБ. Изученность территории с точки зрения поисков залежей УВ экранированного типа находится на начальной стадии. Однако наличие этих зон и участков предполагает возможность открытия нетрадиционных ловушек, значение которых в ближайшее время станет соизмеримо со значением ловушек пластового сводового типа. Предпосылками, обуславливающими образование на этой территории тектонически экранированных ловушек разного типа, являются широкое развитие продольных нарушений типа взбросо-надвига, рассекающих крылья антиклиналей, и проявление соляной тектоники разнообразной формы [38, 49, 76].

Большая часть прогнозных запасов УВ в исследуемом регионе связана с подсолевыми юрскими отложениями, которые характеризуются значительными глубинами залегания. Основные формы ловушек с точки зрения формирования скоплений УВ в мощной толще этих пород могут быть связаны с рифогенными постройками. Причем крупные залежи УВ, приуроченные к карбонатным верхнеюрским (келловей—оксфорд) коллекторам рифогенных массивов, уже известны на сопредельной территории Западного Узбекистана. С массивным типом залежи в рифах биогенного происхождения и в структурных выступах антиклинального строения следует связывать дальнейшие перспективы развития нефтегазопроисловых работ в юрских и нижнепалеогеновых отложениях.

Распространение залежей нефти и газа в пределах рассматриваемого НГБ обусловлено различными геологическими факторами (структурными, литологическими, геохимическими, гидрогеологическими, гидродинамическими и др.).

В разрезе осадочного чехла юрского НГСБ по результатам геолого-химических исследований выделенные нефтегазоносные комплексы характеризуются специфическими особенностями распределения

литофаций, ископаемых растительных и животных остатков, палеоглубин, геохимических сред, рассеянного в породах ОВ, его битуминизации и т.д. Нижне-среднеюрские и келловей-оксфордские отложения, сложенные терригенными и карбонатными породами в прибортовой части впадины, формировались в субквальных условиях в восстановительной и слабовосстановительной обстановке. По содержанию в породах ОВ (0,3—0,5% и более) и по степени его битуминизации (0,2—1,61%) они отнесены к НГПТ, благоприятным для генерации УВ [9, 12]. Процессы эмиграции УВ начали проявляться при температуре 50—60°С в наиболее погруженных частях бассейна в конце раннего мела, а в периферийных частях его лишь в палеоцене [12]. Устойчивые и интенсивные погружения юрских отложений на глубину 5—8 км, в область жестких термобарических условий, и значительные скорости осадконакопления (до 80 м/млн лет) позволяют считать, что данный комплекс полностью реализовал свои потенциальные нефтегазопроизводящие возможности. Объем УВ, эмигрировавших из юрских пород, составляет 150—170 тыс. т / км<sup>2</sup> [12]. Основным подтверждением высокого потенциала карбонатной юры является открытие месторождений Гаджак в Сурхандарьинской мегасинклинали, Комсомольского и Андыген в Душанбинском прогибе.

Содержание ОВ в красноцветных отложениях мел-палеогенового суббассейна составляет сотые доли процента и лишь в отдельных случаях достигает 0,1—0,2%. Низкая концентрация ОВ позволяет предполагать лишь весьма незначительную генерацию газообразных УВ [12]. В зонах устойчивого прогибания (Сурхандарьинская мегасинклинали, Вахшский прогиб) в неоком-аптское и альбское время существовали условия, благоприятные для генерации УВ, а в пределах Кулябской мегасинклинали, Кафирниганской и Обигармской зон поднятий — неблагоприятные.

В верхнемеловых отложениях, сложенных глинами, мергелями, известняками, НГПТ имеют региональное распространение. Содержание ОВ колеблется от 0,15 до 3%. Степень битуминизации изменяется от 0,1 до 10% [12]. Намечается тенденция к улучшению нефтегазопроизводящих свойств этих образований с запада на восток.

Зоны преимущественного газонакопления в Южно-Таджикской впадине связаны с меловыми отложениями Душанбинского и Вахшского прогибов. Устойчивые прогибания территории Кулябской мегасинклинали в верхнемеловую эпоху также способствовали реализации нефтегазопроизводящих возможностей комплекса [12].

Накопление палеоценовых отложений происходило в лагунно-морском бассейне. Рассеянные вещества (РОВ) в породах палеоцена и эоцена относятся к сапропелевому типу. Содержание ОВ в глинистых и глинисто-карбонатных породах 1—2%. Генерирующие возможности их были достаточно высокими в пределах всей территории бассейна.

Залежи нефти и газа приурочены к данному комплексу в пределах Сурхандарьинской мегасинклинали, Душанбинского и Вахшского прогибов. Наиболее широкий стратиграфический диапазон нефтегазоносности характерен для Кулябской мегасинклинали, где палеогеновые отложения погружены на значительную глубину, что способствовало

более широкой реализации нефтегазопроизводящих возможностей. В связи с этим можно предполагать, что наиболее погруженные части Вахшского и Душанбинского прогибов характеризуются благоприятными условиями для генерации, аккумуляции и сохранности УВ.

В пределах исследуемого региона все отложения юры, мела и палеогена характеризуются распространением РОВ в концентрациях, достаточных для отнесения пород к нефтематеринским. Об этом свидетельствует наличие обогащенных ОВ мощных толщ глинистых и карбонатных пород, образовавшихся в мелководном эпиконтинентальном морском бассейне.

Всего в разрезе мезозоя—кайнозоя данного НГБ выделяется более 20 нефтематеринских толщ. Чередование в осадочном разрезе толщ и горизонтов с высокими и низкими фильтрационными свойствами обеспечило необходимые условия для миграции и консервации нефти и газа [95].

Наиболее изучен буровыми работами Душанбинский прогиб. Гидродинамические системы его осадочного чехла по условиям нарастания пластовых давлений с глубиной достаточно четко подразделяются на турон-юрский и сенон-эоценовый гидродинамические комплексы. Последние разобщены и не имеют в настоящее время связи с дневной поверхностью. Отмечается значительный энергетический потенциал вертикальной миграции. Можно предположить, что на месторождениях Комсомольское и Андыген существует генетическая связь залежей газа в меловых отложениях с залежами юрских, из которых, по-видимому, в результате вертикальной миграции произошел переток газа.

По материалам гидрохимических исследований в разрезе продуктивной толщи юры—эоцена выделено пять региональных гидрохимических комплексов (юра, неоком, апт—альб, сеноман—турон, сенон—эоцен). Попытки увязать гидрохимические и гидродинамические параметры показали, что участки с более высокой минерализацией пластовых вод (Комсомольский, Шаамбаринский) также характеризуются избытком гидродинамических ресурсов, что подтверждает вывод о гидравлической изолированности в пространстве отдельных тектонических блоков Предгиссарского прогиба. В целом для впадины общегидрогеологические условия свидетельствуют о благоприятных условиях для нефтегазонакопления в юрских, меловых и палеогеновых отложениях.

Изучение истории развития Южно-Таджикской впадины показывает, что большая половина ее в течение мезозоя и палеогена представляла собой окраину Туранской плиты. Это позволяет считать, что строение впадины в то время не отличалось принципиально от строения остальной части последней [59]. В течение платформенного этапа развития существовали две крупные структуры — Вахш-Кафирниганский свод и Предпамиро-Гиндукушский прогиб [22]. Первый из них являлся зоной преимущественного нефтегазонакопления, а второй — нефтегазообразования. В орогенный этап произошла перестройка структурного плана: крупные платформенные структуры осложняются субмеридионально ориентированными линейными поднятиями и прогибами более низкого порядка.

В Предпамиро-Гиндукушском прогибе верхнемеловые и палеогеновые отложения находились на глубинах до 2—2,5 км, которые обеспечили образование и миграцию УВ флюидов. Зонами преимущественного нефтегазонакопления являлись новейшие линейные субмеридионально ориентированные поднятия, заложенные в платформенном прогибе.

В Вахш-Кафирниганском палеосводе на неоген-четвертичном этапе развития формировались вторичные залежи за счет скоплений УВ, образованных на платформенном этапе (юрское и раннемеловое время), и происходило первичное накопление нефти и газа в отложениях верхнего мела и палеогена. Дисконформность строения юрского и мел-палеогенового суббассейнов позволяет предполагать, что крупные ловушки в юрских карбонатных отложениях остались малоизмененными, а существующие в них залежи УВ сохранились. Скопления УВ в меловых и палеогеновых отложениях переформировались в соответствии с вновь образовавшимся структурным планом. Часть залежей могла сохраниться в погребенных антиклинальных структурах синклинальных зон, а другая, возможно большая, мигрировала в направлении антиклинальных. В последних значительная часть углеводородов, вероятнее всего, была потеряна, так как меловые и палеогеновые отложения выведены на дневную поверхность. Поэтому крупные скопления могут быть связаны лишь с ловушками, "целевыми" (или вновь образованными) в поднадвиговых условиях.

Таким образом, наиболее перспективными в мел-палеогеновом нефтегазоносном суббассейне следует считать поднадвиговые, надежно запечатанные ловушки антиклинальных зон на глубинах до 3,5 км. В подсоловых карбонатных отложениях юрского НГСБ перспективы поисков залежей УВ следует связывать с наиболее приподнятыми ловушками Вахш-Кафирниганского палеосвода и прибортовых зон Предпамиро-Гиндукушского палеопрогиба, находящимися на глубинах 5—6 км [22]. Масштабы генерации и фазового состояния флюидов представляются в следующем виде. Палеогеновые отложения поднадвиговых зон, по-видимому, полностью реализовали свой нефтегазоматеринский потенциал. Здесь следует ожидать наличия легких малосмолистых и малосернистых нефтей, идентичных нефтям прибортовых частей Кулябской мегасинклинали. На глубинах более 5—6 км могут быть обнаружены газоконденсатные залежи. Нефтегазоносный потенциал подсоловых отложений карбонатной юры чрезвычайно высок. Здесь возможно наличие значительных скоплений нефти и газа.

Как известно, одним из главнейших факторов образования углеводородных скоплений является наличие ловушек. По результатам палеоструктурного анализа локальных поднятий Душанбинского и Вахшского прогибов и Сурхандарьинской мегасинклинали установлено, что формирование ловушек замкнутого контура происходило неодновременно и не по одной схеме [62]; например, в Душанбинском прогибе — с юрского до неоген-четвертичного времени. Палеоструктурные реконструкции современных локальных поднятий (Андыген, Комсомольское, Шаамбары) указывают на их постседиментационное развитие. Это позволяет утверждать, что формирование

юрско-палеогеновых залежей происходило в неоген-четвертичное время [62].

Антиклинальные складки Вахшского прогиба (Кичикбель, Кызыл-тумшук, Акбашадыр и др.) и Сурхандарьинской мегасинклинали (Кокайты, Хаудаг, Амударья и др.), судя по палеоструктурным картам и профилям, существовали уже в алайское время [74]. Накопления олигоценовых отложений в их пределах не претерпевали существенных изменений, однако амплитуда локальных структур возросла в 1,5 раза. В неогене происходит их дальнейший рост и усложнение строения крыльевых частей.

Анализ карт мощностей палеогеновых и неогеновых отложений по локальным складкам Вахшского прогиба и Сурхандарьинской мегасинклинали свидетельствует о том, что интенсивная эмиграция УВ из нефтегазоматеринских толщ в пласты-коллекторы происходила в поздненеоген-четвертичное время. Это подтверждается и временем формирования вмещающих их структурных ловушек в Душанбинском и Вахшском прогибах и в Сурхандарьинской мегасинклинали.

Анализ размещения залежей нефти и газа показывает, что формирование месторождений УВ в регионально нефтегазоносном палеогеновом комплексе происходит повсеместно. Плотность запасов в различных частях бассейна неодинакова. В отдельных случаях при наличии крупных ловушек и благоприятных геологических условий в них накопились лишь небольшие залежи нефти и газа; есть случаи отсутствия залежей вообще. Сравнительный анализ размещения залежей нефти и газа и особенностей палеотектонического развития отдельных ловушек Ферганского [75] и других НГБ четко свидетельствует о влиянии палеотектонического фактора на размещение залежей УВ.

В складках древнего заложения диапазон нефтегазоносности шире и объем ловушек заполнен нефтью и газом почти полностью, а в складках молодого заложения УВ занята лишь незначительная часть их объема либо залежи отсутствуют вообще. Однако строгой повсеместной зависимости заполненности ловушек от диапазона нефтегазоносности в пределах впадины не наблюдается. Залежи УВ установлены как в постседиментационных (Душанбинский прогиб), так и в конседиментационных (Вахшский прогиб, Сурхандарьинская мегасинклинали) ловушках.

Генерация нефти в юрском НГСБ могла начаться в альб-сеноманское время, апт-альбских нефтегазопроизводящих толщ — в эоцен-олигоценное время, а в сенонских породах — в плио-плейстоценовое время. Сопоставление этих данных с представлениями об основных этапах формирования ловушек приводит к заключению, что ко времени генерации нефти юрскими НГПТ в юрских поднятиях существовали ловушки, замкнувшиеся на раннемеловом этапе. Те из них, которые располагались на главных путях миграции УВ, аккумулировали, видимо, их основную часть. Ловушки, образовавшиеся на более поздних этапах, содержат лишь продукты переформирования первичных скоплений, ибо юрские НГПТ к концу мелового периода практически прекратили нефтегазообразование. Вместилищем нефтей

апт-альбского возраста могли быть в первую очередь ловушки, сформировавшиеся на позднесенонском этапе, а нефтей сенонских отложений — ловушки олигоцен-антропогенного этапа.

Поэтому наибольший интерес для поисков залежей нефти и газа имеют ловушки, формирование которых происходило одновременно или предшествовало процессам массовой генерации и миграции УВ, т.е. они генетически относятся к конседиментационному типу. При этом скорость прогибания и глубина смежных синклиналей играют основную роль в реализации нефтегазоматеринского потенциала пород и в формировании зон нефтегазонакопления.

В размещении залежей УВ различного фазового состояния в мезозойско-кайнозойских отложениях Южно-Таджикской впадины установлены определенные закономерности. На всей территории впадины в нижнепалеогеновых отложениях обнаружены преимущественно нефтяные месторождения. Исключение составляют газовые залежи с небольшими нефтяными оторочками, приуроченные к палеоценовым толщам (Кызыл-Тумшук, Ходжа-Сартис). Известные в НГБ скопления газа преимущественно связаны с меловыми и юрскими отложениями. При этом в размещении залежей нефти и газа в пределах Вахшского прогиба находят подтверждение основные положения гипотезы дифференциального улавливания. Здесь наблюдается следующая зональность: более легкие нефти или газы одних и тех же продуктивных горизонтов образуют залежи в ловушках, занимающих высокое гипсометрическое положение [95].

Выявленная связь между генетическим типом исходного ОВ материнских пород и фазовым состоянием УВ в залежах нефтегазоносного комплекса позволяет сделать следующие заключения: палеогеновые отложения содержат материнские породы, обогащенные преимущественно сапропелевой органикой, что согласуется с их региональной нефтеносностью; материнские породы мезозойских отложений обогащены в основном гумусовой и реже сапропелево-гумусовой органикой [95]. В юрских и меловых отложениях ожидаются преимущественно газовые и газоконденсатные скопления, возможно наличие нефтяных залежей и оторочек.

Основной задачей региональных работ является выявление соотношения структурных планов по палеогеновым, меловым и верхнеюрским надсолевым горизонтам (в региональном плане).

В Сурхандарьинской мегасинклинали поисково-разведочные работы на подсолевые отложения целесообразно сосредоточить в текущей пятилетке только в пределах юго-восточного борта Байсунского прогиба. Это объясняется, с одной стороны, тем, что развитие работ в данном направлении ограничивается техническими возможностями (отсутствием необходимого количества бурового оборудования в антикоррозийном исполнении), с другой — необходимостью ускорения работ по завершению разведки Гаджакского газового месторождения.

Анализ результатов бурения показал уменьшение мощности всей соленосной толщи и отдельных ее пачек в направлении к своду этой структуры. Подобное явление характерно, например, для рифовых построек, широко развитых в карбонатных отложениях сосед-

него Бухаро-Хивинского района. Возможно, что и на Гаджакском месторождении карбонатные отложения представлены рифовыми фациями. Косвенным признаком наличия рифа может служить тот факт, что на общем фоне линейной складчатости, характерной для Сурхандарьинской мегасинклинали, Гаджакское поднятие имеет куполовидную форму. Такое же явление наблюдается и в Бухаро-Хивинском районе. Поэтому в случае развития в разрезе Гаджакского месторождения рифовых комплексов запасы газа могут существенно повыситься за счет более высокой емкости пород.

В Кафирниганской зоне поднятий сейсмические исследования целесообразно ориентировать на выявление и подготовку поисковых объектов в автохтонном палеогеновом комплексе.

Основным направлением геологоразведочных работ на нефть в депрессии в двенадцатой пятилетке продолжают оставаться палеогеновые отложения погруженных и поднадвиговых зон.

При проведении поисковых работ в двенадцатой пятилетке в пределах Таджикской депрессии следует уделить особое внимание:

1) анализу всех материалов промысловой геофизики на площадях, выведенных из глубокого бурения с отрицательными результатами, в целях проведения поисково-разведочных работ на сумсарские, алайские и бухарские слои палеогенового возраста. Это объясняется открытием первых промышленных скоплений УВ в этих отложениях на месторождениях Узунхор, Ходжа-Сартис, Южный Пушион и Миршади;

2) проведению опробования потенциально продуктивных горизонтов сумсара, алая, бухары с помощью пластоиспытателей на всех без исключения площадях;

3) совершенно обязательному осуществлению во всех скважинах на всех без исключения локальных поднятиях, находящихся в поисково-разведочном бурении, полного комплекса промыслово-геофизических исследований с целью дальнейшего испытания и опробования возможно продуктивных горизонтов;

4) усилению темпов разведки структур Туюнтау и Южный Каратау с целью оценки их нефтегазоносности.

## АЛАЙСКАЯ ВПАДИНА

### ТЕКТОНИКА И ФОРМАЦИИ

Тектоника Алайской впадины отличается значительной сложностью, и поэтому ее рассмотрение возможно только с учетом эволюции прилегающих областей Памира, Западного Куньлуня и складчатой области Южного Тянь-Шаня. Впадина расположена в Киргизии на стыке двух существенно различающихся геотектонических регионов — мегантиклинория Северного Памира и герцинид Южного Тянь-Шаня. Она была заложена, по-видимому, еще в позднепалеозойское время и в дальнейшем подверглась складчатости киммерийской (в некоторой степени) и альпийской (в значительной степени) фаз [32]. Сложность ее строе-

ния усугубляется развитием крупнейших взбросо-надвиговых дислокаций. Структурно-тектоническому районированию рассматриваемой территории посвящены работы многих исследователей, среди которых следует выделить А.В. Пейве, Б.П. Бархатова, Д.В. Наливкина, В.А. Николаева, В.И. Попова, М.С. Дюфура, Б.А. Петрушевского, В.И. Буданова, В.И. Дронова, И.В. Архипова и В.А. Швольмана, Д.П. Резвого.

Так, Алайская впадина относится к области Памиро-Куньлуньского передового прогиба [32] внешней зоны Северного Памира. Современное положение убеждает в необходимости отнесения ее к межгорным впадинам. Об этом прежде всего свидетельствует история развития этого региона. Кратко характеризуя довольно сложный ранне- и среднепалеозойский этапы, необходимо подчеркнуть, что это был период эвгеосинклинального развития, сопровождавшийся накоплением глинисто-карбонатной (кембрий—девон) и терригенно-вулканогенной нижнекаменноугольной спилит-кератофировой формаций. На позднепалеозойском этапе в изолированных депрессиях накапливались терригенно-вулканогенно-карбонатные и флишоидные толщи среднего карбона — перми. С начала ранней перми интенсивность тектонических движений резко усиливается и начинается формирование мощных (до 3500 м) песчано-карбонатно-глинистых отложений, включающих иногда крупные массивы рифогенных известняков [15]. Завершился палеозойский цикл осадконакопления формированием пестроцветных молассоидных толщ пермо-триаса [32]. Именно эти образования подстилают мынтекинскую свиту и частично входят в ее состав [31]. Свита обнажается в Заалайском хребте и начинается новый тектоно-седиментационный цикл. Еще раз следует отметить, что верхнепалеозойские отложения накапливались в небольших изолированных прогибах, характеризующих орогенный этап развития данной территории.

Континентальное осадконакопление продолжилось в раннемезозойское время, когда на территории современного Заалайского хребта накапливались вулканогенно-терригенные слабоугленосные толщи мынтекинской свиты (триас—юра). Юрский период был наиболее интересным в истории формирования Алайской впадины. Во всей Средне- и Центрально-Азиатской области тогда закладывались узкие, линейно вытянутые, в основном неглубокие (до 500 м) приразломные грабенообразные прогибы, в которых в условиях гумидного климата накапливались отложения терригенной угленосной формации ранней — средней юры. Это была эпоха преимущественного растяжения, что проявилось в активизации вулканической деятельности. Так, в нижней юре Северного Памира отмечаются мощные толщи диабазов, порфиритов и андезитов, позволяющие выделить вулканогенно-терригенную формацию нижней—средней юры (угольное месторождение Мианаду). Основные седиментационные бассейны в юре располагались на территории Восточно-Ферганского хребта, переходящего в Предкуньлуньский краевой прогиб, и по периферии Афгано-Таджикской впадины. Мощности ниже-среднеюрских отложений здесь превышают 2500 м.

Структурный план и условия седиментогенеза значительно изменились в позднеюрское время. Климат стал аридным и семиаридным,

что проявилось в накоплении толщ лагунных (гипсоносных и соленосных) образований и в пестроцветности и красноцветности терригенных осадков. Рассматриваемые толщи распространены несколько шире, чем толщи ниже-среднеюрской угленосной формации, выполняющие локальные понижения рельефа. Позднеюрский этап седиментогенеза знаменует существенную нивелировку рельефа, обусловившую "выплескивание", переполнение изолированных седиментационных бассейнов [17]. Однако в целом темп осадконакопления снизился и мощность верхнеюрской прибрежно-лагунной эвапоритовой формации в Алайской впадине не превышает 100—200 м, а далее к Ферганскому и Восточно-Ферганскому бассейнам уменьшается, вплоть до выпадения из разреза [31]. Неизвестно поведение этой формации в погруженных частях Алайской впадины. Весьма возможно (если учесть почти трехкратное увеличение мощностей меловых и палеогеновых отложений от Алайского хребта к Заалайскому [23]) увеличение мощностей и прибрежно-лагунной эвапоритовой формации, о чем также свидетельствует и сложный характер соотношения структурных планов на сейсмопрофиле МОГТ, что может интерпретироваться как слабый соляной тектогенез.

В нижнемеловое время господствовали восходящие движения. Размеры бассейнов седиментации уменьшались, и ось максимального погружения располагалась в зоне водораздела современного Заалайского хребта [23]. Произошло накопление отложений красноцветной песчано-конгломератовой формации нижнего мела. С позднего мела площадь бассейнов седиментации, как и в предшествующий период, вновь увеличилась, и снова в условиях аридного климата, не изменяющегося уже с позднего мела, началось образование терригенно-карбонатной эвапоритовой лагунно-морской формации верхнего мела — палеоцена. В эоцене—олигоцене преимущественно морской тип седиментогенеза сменился прибрежно-морским, большую роль стали играть терригенные осадки, что позволяет выделить терригенную прибрежно-морскую формацию с присутствием эвапоритовой фации. В пользу такого выделения свидетельствует и региональный размыв, сопровождающийся выпадением аруктауского и каратагского горизонтов. Мел-палеогеновые формации заполняли крупный прогиб, тяготеющий к Заалайскому хребту и продолжающийся на территорию Китая по зоне современной горной системы Куньлуня.

В конце олигоцена территория Алайской впадины постепенно была вовлечена в новый цикл тектонических движений, характеризующий общий этап дифференцированных поднятий и соответствующий инверсионному режиму Куньлуньской и Гималайской геосинклиналей. Это был первый этап, когда существенно проявились крупные взбросо-надвиговые разломы, определяющие современную структуру впадины.

В это время накопилась терригенно-красноцветная формация ( $P_3$  —  $N_1$ ). Общий структурный план ее все еще повторяет мезозойско-палеогеновый, характеризующийся расположением главной оси прогибания вблизи Заалайского хребта. В это время начались антиклинорные поднятия Северного Памира (Калайхумб-Сауксайский анти-

клинорий), сопровождаемые надвиганием с юга на север верхнепалеозойских толщ. Резко изменился структурный план в конце миоцена — плиоцене, когда начались общие инверсионные движения во всей Куньлуньско-Гималайской складчатой зоне. Наиболее заметное событие того времени — образование на востоке типично инверсионного антиклинория Курумды, а на западе — антиклинория пика Свердлова, сопровождавшееся разделением Алайского прогиба на две структуры — собственно Алайскую межгорную впадину и относительно небольшой прогиб долины р. Маркансу, расположенный южнее восточной части Заалайского хребта (рис. 10, вкл.). Образованная в то время молассоидная формация характеризует орогенный режим развития рассматриваемого региона.

Важной особенностью тектонического развития плиоцен-антропогенного времени является резкое усиление горизонтальных движений взбросо-надвигового порядка, в результате чего инверсия мезозойско-палеогенового прогиба проявилась на востоке Алайской впадины. В западных и центральных частях отмечается передовая складчатость перед фронтом надвигающихся пластин палеозойских образований Северного Памира. На сейсмопрофилях МОГТ (1984—1985 гг.) отчетливо наблюдается погружение этих толщ на юг и крупный если не надвиг, то по крайней мере взброс. Амплитуда вертикальных перемещений, с учетом погружения палеозойского ложа на 3—4 км (3—3,5 с на временных разрезах) и расположения их на самых высоких отметках Заалайского хребта (больше 7000 м), должна достигать 8000 м.

Взбросо-надвиговый характер сочленения южного борта Алайской впадины и Заалайского хребта известен давно [32, 15]. Это надвигание хорошо объясняется известным правилом Леукса, согласно которому хребты гравитационно "разваливаются" на прилегающие впадины [68]. Подтверждение этому правилу есть и в работах по оползневым процессам в пределах хребта Петра Первого [16]. Данные глубокого сейсмического зондирования [15] указывают на резкое увеличение мощности земной коры, от 50—55 км на Южном Тянь-Шане до 75—78 км на Северном Памире, и на значительную расслоенность литосферы под последним. Таким образом, Северный Памир, Заалайский хребет и Алайская впадина являются зоной тектонического сгущения и срыва литосферных пластин по плоскостям внутрикоровых разломов.

Новый интересный материал по строению чехла Алайской впадины получен в результате проведения сейсморазведочных работ МОГТ. На сейсмопрофилях выделяется палеозойский фундамент и мезозойско-кайнозойский чехол, в котором четко фиксируются отражения по крайней мере от трех структурных ярусов.

Верхний ярус, характеризующийся плохо выраженной волновой картиной, отвечает миоцен-плиоцен-древнеантропогенным отложениям, что следует из анализа формационных рядов и истории геологического развития впадины. Мощность его достигает 1,5 км (1—1,3 с на временном профиле) и слабо увеличивается на восток, где наблюдается срезание и несогласное залегание на подстилающих толщах.

Второй структурный ярус отмечается четко выраженными волновыми пакетами с хорошей прослеживаемостью, отвечающими несомненно

морской и/или лагунной толще с резкой литологической выраженностью слоев. Мощность толщи увеличивается с севера на юг (от 0,2 до 0,7 с), причем четко отмечается выклинивание слоев. По-видимому, этот пакет отражений соответствует палеоген-неогеновым отложениям. Ярус неоднороден: внутри его наблюдаются отдельные несогласия и выклинивания, объясняемые тем, что он состоит из двух формаций — терригенной эвапоритовой прибрежно-морской ( $P_{2-3}$ ) и терригенной красноцветной ( $P_3 - N_1$ ).

Третий структурный ярус характеризуется существенным развитием взбросо-надвиговых дислокаций. Сейсмические отражения в нем образуют несвязанные блоки с хорошей стратифицируемостью внутри блоков и с резкими изменениями условий залегания между ними. Мощность яруса может увеличиваться до двух раз на расстоянии 5—6 км. Это может быть связано с размывом верхней терригенно-карбонатной лагунно-морской формации (К — Р), с изменчивостью мощности средней красноцветной песчано-конгломератовой формации нижнего мела и с возможными явлениями галокинеза в верхнеюрской прибрежно-лагунной эвапоритовой формации.

Завершают сейсмический разрез третьего структурного яруса выдержанные пакеты волн, отраженные, по-видимому, от преломляющих границ в юрской угленосной толще. Эти образования выполняют прогиб, тяготеющий к подножиям Заалайского хребта.

Таким образом, на основании имеющегося геологического (Д.П. Резвой, Л.В. Генералова, 1984 г.) и геофизического материала авторы предлагают следующую тектоническую модель Алайской впадины и прилегающих территорий: на юге выделяются (с запада на восток) Калайхумб-Сауксайский и Курумдинский антиклинории, отделяющие прогиб Маркансу от собственно Алайской впадины; на северо-востоке — Сарыташская ступень, характеризующаяся отсутствием мезозойских отложений; в центре — Предзаалайский прогиб, имеющий наибольшее значение с точки зрения нефтегазоносности впадины. Прогиб выполнен наиболее полным разрезом мезозойско-кайнозойских отложений.

В отношении нефтегазоносности интерес представляют палеогеновые отложения Предзаалайского прогиба как регионально нефтеносные в прилегающих Ферганской и Афгано-Таджикской впадинах. Возможны залежи преимущественно газа в меловых и юрских отложениях. Хотя толщи, слагающие мезозойский (III) структурный ярус, осложнены взбросо-надвигами, они перекрыты моноκлиально залегающими глинистыми образованиями массагетской свиты, которую можно считать региональной покровкой. Таким образом, условия сохранности залежей в мезозойских и палеогеновых отложениях обеспечены даже в такой крупнейшей зоне коллизии литосферных плит, какой является Алайская впадина.

## ЦЕНТРАЛЬНО-ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ СИСТЕМА МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН

### ФОРМАЦИИ

К Центрально-Тянь-Шаньской системе впадин Киргизии относятся Аксайская (Чатыркельская), Атбашинская, Нарынская, Иссык-Кульская и Восточно-Чуйская. Их развитие в кайнозойскую эру было однотипным, хотя и наблюдаются отдельные особенности, присущие их развитию в предшествующие тектоно-седиментационные циклы.

Для понимания тектоно-седиментационных закономерностей эволюции Срединного и Северного Тянь-Шаня в средне-позднепалеозойское время (Д.П. Резвой, В.И. Кнауф, С.С. Шульц, В.М. Синицын, В.В. Попов, Б.А. Петрушевский, В.Г. Королев и др.) определенный интерес представляют синхронные образования Чу-Сарысульской депрессии. Они накапливались в относительно спокойной тектонической обстановке и не затронуты позднейшими размывами. В основании осадочного чехла Чу-Сарысульской депрессии залегают толщи терригенно-эффузивной формации (эффузивно-осадочной) нижнего—среднего девона [47]. Аналогичные образования известны в пределах Киргизского, Таласского, Джумгольского и Кастекского хребтов, в горах Молдотау и на южном побережье оз. Иссык-Куль. Представлены они преимущественно вулканогенными породами андезитового, базальтоидного, липаритового и дацитового состава, различными туфами с подчиненными прослоями терригенных грубообломочных красноцветных пород. Характер изменчивости мощностей (до 2000 м) и литологического состава формации свидетельствует о том, что она накапливалась в условиях резко расчлененного рельефа в ограниченных впадинах под воздействием аридного климата.

В средне-позднедевонское время основные особенности седиментогенеза остались прежними, но в пределах Киргизского хребта вулканическая деятельность продолжается до конца среднего девона, а в Срединном она прекращается к концу раннего девона [31]. Накопившиеся в это время красноцветные и пестроцветные песчаники, гравелиты и конгломераты образуют красноцветную терригенную формацию ( $D_{2-3}$ ), аналогичную красноцветно-галогенной в Чу-Сарысульской депрессии [37], особенно на территории Срединного Тянь-Шаня. В девонское время основными геоструктурными элементами Тянь-Шаня являлись линейно вытянутые в субширотном направлении наложенные впадины типа межгорных, заполнявшиеся вулканогенными и красноцветными грубообломочными осадками.

К фаменскому времени темп дифференциальных тектонических движений резко снизился. Бассейны седиментации существенно расширились, и грубозернистые континентальные образования сменились прибрежно-морскими, морскими и лагунными фациями. Однако на территории Северного Тянь-Шаня это изменение было минимальным. К толще красноцветов и вулканогенных пород только добавились редкие прослои аргиллитов. Таким образом, верхнедевонские отложения Северного и Срединного Тянь-Шаня накапливались в различных условиях.

С точки зрения нефтегазоносности особый интерес представляет терригенно-карбонатная прибрежно-морская формация ( $D_3$  —  $C_1$ ), развитая в пределах складчатого обрамления Нарынской впадины и Атбашинского прогиба, в фаменских отложениях которой известно присутствие гипсов и загипсованных известняков (хребет Молдотау), иногда залегающих прямо на коре выветривания докембрийских гранитоидов [31].

В каменноугольный период формирование наложенных впадин продолжалось при значительном расширении их площади. Это позволило выделить в пределах Северного Тянь-Шаня Чуйский и Восточно-Киргизский эпикаледонские прогибы [32]. В последнем турне-визейские образования в целом продолжают разрез фаменских отложений без отчетливых следов несогласия. Изменяется только цвет: красноцветы переходят в сероцветы. Вулканическая деятельность несколько затухает, но не прекращается. В визейский и намюрский века прибрежно-морские условия начинают преобладать, что выразилось в появлении известняков. Тем не менее эта территория остается только прибрежной, что связано с близостью Центрально-Тянь-Шаньской зоны поднятий.

Со среднекаменноугольного времени осадконакопление характеризуется значительным разнообразием. В пределах Иссык-Кульской впадины (Тюпский эпикаледонский прогиб) преобладают пестроцветные терригенные толщи с редкими прослоями известняков и гипсов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Затем вновь начинается толща красноцветных песчаников и конгломератов. В позднекаменноугольное время осадконакопление в связи с общим поднятием Северного Тянь-Шаня практически не происходило.

В Чуйском эпикаледонском прогибе морские визе-намюрские отложения сменяются красноцветными континентальными образованиями, сопоставляемыми с красноцветной терригенной формацией среднего карбона — перми Чу-Сарьсуйской депрессии, с той лишь разницей, что в последней отсутствуют угленосные фации и эффузивы, наблюдаемые в восточной части Киргизского хребта [31]. Существенно различаются и пермские части разреза. В Чу-Сарьсуйской депрессии это красноцветные терригенно-соленосные толщи, а в Чуйском прогибе преобладают пестроцветные грубозернистые отложения, иногда с известняками, многочисленными горизонтами туфов, разнообразных порфиритов и палеоандезитов весьма изменчивой мощности [82].

Верхнепалеозойские образования в Среднем Тянь-Шане в основном сложены вулканогенными толщами (андезиты, андезитовые порфириты и их туфы; скв. 6-П Чоллокоинская) с туфогенными песчаниками, прослоями известняковых конгломератов. В раннемосковское время в наложенных прогибах происходило накопление молассоидных образований, залегающих с разрывом и несогласием на различных толщах нижнего и реже среднего карбона. В основном это разногачечные конгломераты, сменяющиеся флишоидными красноцветными толщами с известняками, известково-сланцевыми песчаниками и прослоями туфов. Особенно широко верхнепалеозойские отложения развиты в складчатом обрамлении Атбашинского прогиба. Здесь они

представлены преимущественно арпинской свитой пермского возраста и коджагульской свитой верхнего карбона [31]. В этих песчано-глинистых свитах встречены морские известняки, отмечается угленосность [31]. Степень их катагенетической измененности по сравнению с подстилающими среднепалеозойскими толщами ниже, хотя отмечаются явления динамометаморфизма в приразломных зонах [32].

Раннемезозойский этап седиментогенеза закончился еще в среднеюрское время. Вслед за этим вся территория Тянь-Шаня, расположенная восточнее Таласо-Ферганского разлома, была приподнята и подверглась длительному (170—200 млн лет) размыву, продолжавшемуся до эоцена.

Поэтому весьма важным представляется вопрос о масштабах размыва палеозойских толщ. Центрально-Азиатский блок интенсивно размывался в меловое время, что фиксируется существенным погрубением меловых толщ на северо-востоке Ферганской впадины [11]. Мощный размыв наблюдается в эоцен-антропогеновое время, когда формировалось осадочное выполнение межгорных впадин Северной Киргизии. Общий объем осадков в них превышает 120 000 км<sup>3</sup>, что при равномерном распределении на площадях размыва (без площадей осадочных кайнозойских бассейнов) составит толщу мощностью не менее 500 м (до 1700 м). Кроме того, для нижнепалеозойских образований всюду характерны слабые метаморфические изменения, особенно для Срединного Тянь-Шаня, где региональный метаморфизм часто даже не отмечается. Однако здесь значительно повышена роль местных контактовых воздействий и локального метасоматоза [32], что связано с интрузивной активностью, проявившейся в образовании габбро-монзонит-сиенитовой и аляскитовой формаций позднепалеозойского возраста, в настоящее время выведенной на поверхность в виде крупных интрузивных массивов [22].

Крупный этап преимущественной денудации региона, происходившей с поздней юры до эоцена, составляет важную веху в геологической истории Северного и Срединного Тянь-Шаня. Известно, что на смежных территориях Ферганской и Восточно-Илийской впадин в это время господствовал аридный и семиаридный климат [51], поэтому целесообразно выделение формации кор выветривания ( $K_2—P_2$ ), которая, возможно, сохранилась в каких-нибудь участках в основании контурпакской свиты.

Новый крупный импульс седиментогенеза отмечается с начала эоцена. Тогда в пологих депрессиях, связанных с активизацией крупных разломов, началось накопление контурпакской свиты, представляющей собой единую озерную красноцветную формацию ( $P_{2-3}$ ), цвет которой обусловлен преимущественным поступлением в бассейны седиментации продуктов выветривания [65].

В олигоцене и миоцене происходило накопление красноцветной терригенной формации (киргизская свита). Она накапливалась в условиях обширных седиментационных бассейнов замкнутого типа и в основном повторяла предыдущий структурный план.

Изменение произошло на миоцен-плиоценовом этапе, когда в

прогибание были вовлечены крупные блоки, ограниченные разломами. В это время накапливалась озерная пестроцветная формация с присутствием соленосных фаций. По периферии седиментационного бассейна она довольно резко выклинивалась и тонкозернистые осадки замещались конгломератами и брекчиями [72]. Климат был близким к семиаридному, и неогеновый ландшафт, вероятнее всего, был саванным с небольшими холмообразными поднятиями и центральными озерами, часто засоленными, о чем свидетельствуют *гиппарионовый* облик фауны и данные спорово-пыльцевого анализа.

На рубеже плиоцена и антропогена территория Тянь-Шаня была вовлечена в крупное общее поднятие, и, хотя контрастность тектонических движений в это время была максимальной [42], мощность накопившейся пролювиальной сероцветной формации (шарпылдакская свита) невелика, и она тяготеет в основном к склонам современных горных хребтов.

В антропогеновое время были сформированы основные черты Тянь-Шаня с его характерными моренами образованиями — последствиями горных оледенений, обширными конусами выноса и обвальными осыпями.

## ТЕКТОНИКА

Тектонике Тянь-Шаня посвящены работы многих ученых, начиная с классических трудов Д.И. Мушкетова, Д.В. Наливкина, А.В. Пейве, В.И. Попова, Н.М. Сеницына и кончая исследованиями, заложившими основы современной тектоники этого сложнейшего региона (В.С. Буртман, Л.Б. Вонгаз, Е.Н. Горецкая, А.Д. Джумагулов, Г.А. Додонова, Д.Н. Елютин, В.И. Кнауф, В.Г. Королев, Н.П. Костенко, В.Н. Крестников, В.И. Макаров, В.Я. Медведев, Б.А. Петрушевский, Д.П. Резвой, А.И. Суворов и др.). Большое значение для структурных построений Северного и Срединного Тянь-Шаня, на территории которых расположены изучаемые межгорные впадины, имеют работы М.А. Ахмеджанова, Б.П. Бархатова, О.М. Борисова, В.В. Бронгулеева, Б.И. Борсука, В.Ф. Огая, М.С. Сайдалиевой, В.В. Таль-Вирского, С.Д. Шлыгина и др.

Основным моментом тектонического районирования Тянь-Шаня остается выделение в его пределах каледонских складчатых областей Северного и Срединного Тянь-Шаня и герцинской складчатой области Южного Тянь-Шаня [65] (см. рис. 10).

В складчатой области Северного Тянь-Шаня, ограниченной на юге "важнейшей структурной линией Тянь-Шаня" [32], выделяются Иссык-Кульский срединный массив, каледонские складчатые зоны и структуры эпикаледонских наложенных прогибов. Последние являются аналогом крупной Чу-Сарьсуйской депрессии и потому представляют определенный интерес с точки зрения нефтегазоносности. Выделяются Восточно-Киргизский, Чуйский, Тюпский, Восточно-Терекский, Сонкельский и Джумгальский прогибы, заполненные эффузивно-терригенными ( $D_{1-2}$ ), терригенными красноцветными ( $D_{2-3}$ ), карбонатно-терригенными, иногда вулканогенными ( $D_3 - C_1$ ) и прибрежно-морскими, континентальными, лагунными вулканоген-

ными образованиями (С<sub>2</sub> — Р). Степень тектонической нарушенности средне-верхнепалеозойских отложений существенно меньше, чем подстилающих. Прогибы в современной структуре представляют собой синклинали, ограниченные крутыми, часто взбросо-надвиговыми разломами, в большей или меньшей степени эродированные с преобладающим блоковым строением.

Северной границей складчатой области Срединного Тянь-Шаня является линия Николаева, представляющая собой систему разломов, к которой приурочена Кавакская складчатая зона. Наиболее древним структурным элементом Срединного Тянь-Шаня является Сарыджарский срединный массив, расположенный на востоке и сложенный преимущественно протерозойскими кристаллическими метаморфитами, перекрытыми рифейскими порфиристо-туфовыми формациями и вулканогенно-кремнистыми, кремнисто-карбонатными и флишоидными нижнепалеозойскими отложениями. Наибольший интерес представляют наложенные средне- и позднегерцинские структуры Кавакской и Джамандаванской складчатых зон, в пределах которых расположены Нарынская впадина и Атбашинский прогиб мезозойско-кайнозойского заложения. Осадочная толща складчатых зон представлена ниже-среднедевонской вулканогенной континентальной красноцветной молассой среднего—верхнего девона, фамен-нижнекаменноугольной карбонатной, средне-верхнекаменноугольной и пермской вулканогенно-терригенными формациями. В Джамандаванской зоне выделяется верхнекаменноугольная—пермская прибрежно-морская формация.

Весьма значительной тектонической границей представляется зона Атбашинского хребта, переходящая на востоке в зону Атбашинского глубинного разлома и ограничивающая на юге Кавакскую средне-позднегерцинскую складчатую зону.

Территории, расположенные южнее Атбашинского разлома [65], относятся к складчатым областям Южного Тянь-Шаня [32], где выделяется Атбашинская складчатая зона, образованная рифейскими толщами, которые надвинуты с севера на силур-девонские отложения. Последние через серию крупных разломов краевого типа граничат с Аксайской среднегерцинской складчатой зоной, сложенной мощными толщами девон-каменноугольных карбонатных, флишоидных и карбонатно-вулканогенных формаций, осложненных нарушениями, часто сдвигового типа. Далее к югу расположена Джанджирская складчатая зона позднегерцинской консолидации.

Кайнозойские и мезозойские структурные зоны, представленные крупными межгорными впадинами, хотя и наследуют общий структурный план каледонид и герцинид, тем не менее характеризуются единством процесса тектонического развития на всей территории Тянь-Шаня восточнее зоны Таласо-Ферганского разлома [65].

Восточно-Чуйская впадина с юга ограничена кайнозойским поднятием Киргизской мегантиклинали, с северо-востока — антиклинорием хребта Кендыктас и с северо-запада — Курагатинским выступом, отделяющим ее от крупной Чу-Сарысуйской депрессии. Последнее обстоятельство часто служило основанием для отнесения

ее к структурам окраинного типа [25]. Однако ввиду того, что северо-западный борт впадины не отличается от южного, целесообразно относить ее к Центрально-Тянь-Шаньской системе межгорных впадин, которая была заложена в юрское время в зоне каледонской консолидации, но в основном развивалась в эоцен-неогеновое время, когда здесь господствовали интенсивные прогибания. Главной чертой последних был регрессивный характер: сначала прогибания происходили вблизи осевой зоны Киргизского хребта, затем, в миоцене—плиоцене, они отступили к северу и эоцен-миоценовые образования были втянуты в воздымание. В результате сформировались поднятия адырной части Киргизского хребта [1].

Граница впадины с Киргизской мегантиклиналью проходит по системе кулисообразно разветвляющихся разломов взбросо-надвигового типа, по которым палеозойские образования крутого северного крыла мегантиклинали надвинуты на кайнозойские толщи Восточно-Чуйской впадины.

Сочленение впадины с Кендыктасской мегантиклиналью носит менее выраженный характер. По пенеплону, выработанному в палеозойских породах, мегантиклиналь полого погружается на юг, под конформно прилегающие к ней кайнозойские отложения.

Северо-западная граница — Курагатинский выступ представляет собой древнее, проявлявшееся еще с позднего девона поднятие фундамента, сложенное эффузивами нижнего—среднего девона и интрузивными телами кислого состава. К западу на поднятии появляется маломощный (до 781 м) чехол (скважины Курагатинская и Луговская) средне-верхнепалеозойских отложений и 772-метровый эоцен-плиоценовых образований. Далее к западу Восточно-Чуйская впадина ограничивается на севере Таласской зоной поднятий, а на западе — поднятием хребта Малый Каратау. Эта западная часть ее изучена слабо. По-видимому, Восточно-Чуйская впадина на западе через погруженное продолжение Киргизского хребта соединяется с Таласской впадиной, что отчетливо просматривается на космофотоснимках. Таким образом, этот хребет является новейшим орогеном, разделившим некогда единую Таласо-Чуйскую кайнозойскую впадину. Предполагается, что складчатое сооружение его надвинуто с севера на кайнозойские толщи Таласской впадины, а состав и строение осадочного выполнения последней будут во многом напоминать кайнозойские толщи Восточно-Чуйской впадины.

По поверхности палеозойских отложений эта впадина представляет собой асимметричную мегасинклиналь с пологим северным и крутым южным бортами. Наиболее крупными ее структурными элементами являются Причуйская моноκлиналь и Предкиргизский (Фрунзенский) прогиб, в котором выделяется адырная зона поднятий, включающая основные локальные структуры впадины.

Первый из них полого (2—7°) погружается на юг до места развития мощной (до 2000 м) флексурно-разрывной зоны, ограничивающей с севера Предкиргизский прогиб. С севера моноκлиналь прерывается региональным разломом, вдоль которого известны юрские (Благовещенский и Хантауский) грабены, а с северо-запа-

да — Курагатинском выступом, переходящим на западе в Таласскую зону поднятий Чу-Сарысуйской депрессии.

Предкиргизский прогиб представляет собой наиболее погруженную часть впадины (с глубинами залегания поверхности палеозойских отложений в районе структуры Западный Чалдовар до 5000 м), полого воздымающуюся к западу и востоку. На востоке ограничение прогиба может носить весьма сложный надвиговой характер, вплоть до полного перекрытия кайнозойских толщ надвинутыми пластинами палеозоя в районе пос. Быстровка. На юге прогиб ограничен взбросо-надвиговыми нарушениями адырной зоны поднятий. Характер этого ограничения крайне сложен и в целом имеет клиновидное пилообразное строение, в котором отдельные мулды чередуются с поднятиями.

Адырная зона поднятий является передовой зоной складок и состоит (с востока на запад) из Серафимовского, Сосновского, Панфиловского и Чалдоварского поднятий.

Кроме этих поднятий, в Восточно-Чуйской впадине отмечаются малоамплитудные, но довольно крупные брахиантиклинальные складки, осложняющие Причуйскую моноклираль (см. рис. 10) и отделенные от структур Кендыктаса полосой относительно новейшего прогибания [1, 25].

Время формирования основных локальных поднятий, по-видимому, плиоцен-антропогенное, т.е. совпадающее с основным этапом орогенических движений в Северном Тянь-Шане.

И ссык-Кульская впадина ограничена с севера хребтом Кунгей-Алатау, с юга — Терсей-Алатау. Строение ее довольно сложное. По результатам геофизических работ и бурения выделяются Предкунгейский прогиб на севере и Предтерсейский на юге [32]. Они разделены Сухохребтинско-Тасминской и Оргочорско-Джергаланской зонами поднятий. На западе впадины, занятом водами оз. Иссык-Куль, располагается срединный массив с глубинами погружения фундамента не более 2000 м.

Наиболее крупным прогибом является Предтерсейский, где поверхность палеозойских отложений вскрыта на глубине около 5000 м (скв. 3 Шалбинская и Большой Орчогор). К западу и востоку от Шалбинского погружения ложе прогиба медленно воздымается. Сочленение с Терсейским антиклинорием происходит по серии крупных взбросо-надвигов, с амплитудой не менее 1500 м [125], и это только новейшие плиоцен-древнеантропогенные подвижки. В целом с учетом результатов бурения определим величину вертикального смещения по Предтерсейскому глубинному разлому в 4000 м и более. Как и в Восточно-Чуйской впадине, в районах Согуты, Джетыгуз и т.п. в результате геологической съемки выделяется полоса передовых адырных складок, в размытых ядрах которых обнажаются палеозойские и угленосные юрские отложения.

Предкунгейский прогиб меньше по размерам. Он слабо выражен западнее Чолпон-Аты и на востоке в зоне сужения Иссык-Кульской впадины сливается с Предтерсейским в единый прогиб, ограниченный взбросо-надвигами со стороны прилегающих хребтов. На-

ибольшие глубины погружения палеозоя отмечаются в районе Тюпского залива и, если учесть данные бурения на прилегающих Сухохребтинском и Тасминском поднятиях, должны превышать 4000 м. Как и Притерскойский, рассматриваемый прогиб характеризуется незначительной шириной при большой длине, т.е. это узкие линейно вытянутые структуры, вероятнее всего, асимметричного строения, осложненные надвигом со стороны складчатого обрамления. Прогибы отчетливо выражены на картах остаточного поля силы тяжести значительными отрицательными аномалиями. В восточной части впадины вдоль внутренних бортов краевых прогибов проходят узкие вытянутые антиклинальные зоны, осложненные локальными поднятиями. Последние характеризуются асимметричным строением, и одно из крыльев складки часто разорвано взбросом. Бурением и сейсморазведкой МОВ и КМПВ исследованы поднятия Большой Оргоchor, Шалбинское, Нововознесенское, Рыбачинское, Чолпонатинское, Сухохребтинское, Тасминское. Первые три расположены в Предтерской прогибе, а последние — в Предкунгейском.

Нарынская впадина является одной из крупнейших в Центрально-Тянь-Шаньской системе впадин и представляет собой грабенообразную синклинорную структуру, ограниченную на севере антиклинориями хребтов Акшийрак, Молдотау, Акчаташ и Нуратау, входящими в Кавакскую складчатую область. На западе впадина ограничена крупнейшим Таласо-Ферганским сдвигом, по которому складчатые комплексы Ферганского хребта сброшены на ее кайнозойское выполнение. Обычно южную границу Нарынской впадины проводят по хребтам Байбичетау, Каратау и Нарынтау, однако, как показывает анализ палеотектонического развития территории в кайнозойскую эру, поднятия указанных хребтов оформились только в самое последнее плиоцен-древнеантропогенное время, поэтому расположенная южнее поднятий Атбашинская впадина является составной частью Нарынской. В связи с этим предлагается следующая схема тектонического районирования (см. рис. 10).

Нарынская впадина включает Атбашинский прогиб, примыкающий к южному ограничению впадины — Атбашинскому горст-антиклинорию — и отделенный от Предбайбичетауского прогиба Байбичетау-Нарынтауской зоной поднятий. Выделяется также Предакшийракская зона поднятий, переходящая в диагональную Шоройско-Угутскую зону поднятий [65]. Северо-восточнее последней намечается глубокий (до 5000 м) Восточно-Нарынский (Преднуратауский) прогиб, осложненный на севере Предакчаташской зоной поднятий. Структурный план Нарынской впадины существенно осложняется крупными взбросо-надвигами, особенно значительными близ горного обрамления [72] и развитыми на внутривпадинных структурах [65].

В Нарынской впадине проведены сейсморазведочные работы МОВ, грави- и магниторазведка, а также электроразведочные работы, которые позволили создать региональную модель структурного плана впадины. Результаты параметрического бурения дают только качественное подтверждение структурных построений, поскольку на локаль-

ных поднятиях бурилось по одной скважине. К настоящему моменту во впадине выявлены локальные структуры: в Предакшийракской зоне поднятий — Акташская, Чоллокоинская и Мукачинская; в Шоройско-Угуртской — Акчаташская и Нарынская; в Предакчеташской — Кызылкирская, Джушатайская, Куртская и Ортонуринская; в Атбашинском прогибе — Атбашинская и Акмузская. Большинство поднятий четко выделяются геологическими и геоморфологическими методами. В бурении находились: Нарынская структура, представляющая собой вытянутую (36×4 км) антиклинальную складку, выраженную на поверхности, Чоллокоинское поднятие — антиклинальная складка северо-восточного простирания, а также поднятия Куртское и Карабузское, из которых первое имеет размеры 20×2,5 км. Элементы залегания кайнозойской толщи меняются от нескольких градусов до опрокинутого залегания в прибортовых и приразломных зонах [65].

Южнее Атбашинского хребта расположена Аксайская (Чатыркульская) впадина. Кайнозойская часть ее разреза в формационном отношении является аналогичной разрезу других впадин Центрально-Тянь-Шаньской системы впадин. Однако приуроченность к складчатой области южного Тянь-Шаня предопределила ряд отличий в палеозойском основании и развитии мезозойского осадочного комплекса: палеозойские отложения здесь относятся к типично геосинклинальным, интенсивно дислоцированы и метаморфизованы; заслуживает внимания появление мощной толщи угленосных отложений в западной части Аксайской впадины (мощностью до 1200 м), перекрытых известковистыми песчаниками мелового возраста, впервые появляющимися в рассматриваемом регионе. Перспективы нефтегазоносности ее в случае регионального развития мезозойских отложений будут значительно выше.

### НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Как известно, в пределах рассматриваемой системы впадин промышленных скоплений УВ не обнаружено и основным прямым признаком их присутствия является наличие растворенных углеводородных газов в пластовых водах, обнаруженное при опробовании глубоких горизонтов наиболее крупных впадин. Возможно нефтегазосными являются палеозойские глубокопогруженные и кайнозойские отложения. Существенно различными являются геолого-тектонические, геохимические, гидродинамические, палеотемпературные и другие особенности палеозойского и кайнозойского структурных этажей. Поэтому предлагается раздельное изучение этих толщ в объеме одного из основных элементов нефтегазогеологического районирования — возможных нефтегазоносных суббассейнов [71].

Исходя из истории геологического развития и характеристики формаций, выделим средне-верхнепалеозойский, мезозойский и кайнозойский возможно нефтегазоносные суббассейны, в которых рассмотрим:

- 1) генерационные возможности осадочных образований с выде-

лением возможных нефтегазоматеринских толщ и определением стадии катагенеза;

2) возможности аккумуляции УВ с указанием основных коллекторских горизонтов, региональных и локальных покрышек;

3) геохимические особенности ОВ пород и воднорастворенных газов;

4) гидродинамические особенности суббассейнов.

В пределах Восточно-Чуйской впадины выделяются средневерхнепалеозойский, кайнозойский и небольшой юрский возможно нефтегазоносные суббассейны. Первый из них характеризуется локальным развитием и приурочен в основном к зоне Предкиргизского прогиба, хотя на востоке (район Калиновки) осадочные толщи его слагают горное обрамление впадины. В качестве нефтегазоматеринской толщи может быть выделена прибрежно-морская терригенно-карбонатная формация фамен-нижекаменноугольного возраста, регионально газоносная в соседней Чу-Сарьсуйской депрессии. В Восточно-Чуйской впадине эта формация характеризуется преимущественно терригенным составом и мощностью, достигающей 1000 м.

Палеозойские образования размыты, и резкие колебания мощностей связаны с отсутствием терригенной красноцветной формации ( $C_2-P$ ) или с ее присутствием в виде останцов.

Наиболее перспективна юго-западная часть впадины, в которой сохранились более мощные толщи среднего—верхнего палеозоя. Так, по результатам бурения скв. 2 и 3 Панфиловской установлены повышенные содержания  $C_{орг}$  (до 2%) в песчано-аргиллитовой толще [14, 73]. На площади Западный Чалдовар отмечается выклинивание палеозоя к центру впадины, где скв. 1—П вскрыты граниты.

Скважинами Луговской и Курагатинской, расположенными на далекой периклинали Курагатинского выступа, пройден разрез, включающий весь формационный ряд Чу-Сарьсуйской депрессии (с уменьшенными мощностями и выклиниванием соленосных субформаций). По-видимому, западнее площади Чалдовар палеозойский разрез будет в меньшей степени размыт. Палеогеографические исследования показывают, что с поздней перми по эоцен палеозойская толща подвергалась денудационным процессам [37]. Верхние, катагенетически менее преобразованные толщи были размыты, а основание, прогретое до палеотемператур 160—200°С (по определению Н.П. Гречишникова, ИГиРГИ, 1984 г.) — стадия  $МК_{3-4}$ , может служить поставщиком только газообразных УВ.

В ниже-среднекаменноугольных толщах отмечаются коллекторские горизонты с пористостью до 10%, однако развитое окремнение не позволяет надеяться на хорошие фильтрационно-емкостные свойства. Наиболее интересна кора выветривания палеозоя и даже гранитов, из которой получены притоки воды. Региональных флюидупоров здесь нет. Локальными могут служить аргиллито-алеврититые пласты с окремнением. Органическое вещество в основном гумусового (арконового) и гумусово-сапропелевого (арконово-алинового) типов. При опробовании получены минерализованные (2,5—13,5 г/л) воды хлоркальциевого и сульфатно-натриевого типов.

Пластовое давление меньше или равно гидростатическому, что указывает на открытость недр, связанную с зонами трещиноватости по многочисленным разломам. Водорастворенный газ в основном азотного состава с небольшим количеством легких УВГ.

В целом западная часть палеозойского суббассейна является малоперспективной по сравнению с восточной, где возможно более полное развитие палеозойского ряда формаций. Интерес представляет изучение палеозойского суббассейна в районе пос. Ивановка (восток впадины), где скв. 6 вскрыта мощная палеозойская толща, возможно изолированная (и потому гидродинамически "запечатанная") от остальной части впадины.

В кайнозойском возможно нефтегазоносном суббассейне нефтематеринскими толщами могут быть глинистые прослои в озерной пестроцветной формации чуйской свиты ( $N_1^3-N_2^1$ ) и в соленосной красноцветной озерной субформации серафимовской свиты ( $N_1^{1-2}$ ). Некоторый генерационный потенциал может быть связан с формацией коктурпакской свиты. Даже эти наиболее глинистые формации характеризуются невысоким (не более 0,1%) содержанием ОВ. Определение степени катагенеза палинологическим методом показало крайне низкое по сравнению с другими нефтегазоносными территориями содержание микрофоссилий (в основном гумусового типа) и невысокую степень прогрева (ПК по определению Л.В. Ровниной, ИГиРГИ, 1985 г.). Вместе с тем пластовые температуры на глубинах 3500—4000 м достигают 85—110°C, что указывает на "ураганное" [8] вхождение осадочной толщи в зону высоких температур, когда степень прогрева не соответствует современным температурам. Следовательно, образование УВ нефтяного ряда в кайнозойских толщах еще не началось. Отмечается только начало образования газообразных УВ метанового ряда.

Пористость коллекторских горизонтов в кайнозойском суббассейне достигает 22%. Однако широкое развитие глинистого материала в поровом пространстве терригенных коллекторов ухудшает их фильтрационно-емкостные свойства. Причем в нижних частях кайнозойской толщи в глинах велико содержание разбухающего компонента — монтмориллонита. Региональных природных резервуаров нет. Это следует и из результатов формационного анализа (в континентальных озерных формациях с пролювиальными фациями по периферии трудно ожидать наличия выдержанных литологических пачек). Региональных покровышек также нет, локальными являются соленосные пачки серафимовской свиты и глинистые прослои в чуйской свите. Качество их из-за развития в глинах монтмориллонита является высоким.

Из кайнозойских отложений получены притоки минерализованных (до 118,9 г/л) вод хлоркальциевого типа с растворенным газом и редкими пленками нефти. Дебит притоков от 1—5 до 36 м<sup>3</sup>/сут. В основании разреза минерализация убывает до 1—10 г/л и состав вод становится сульфатно-кальциевым или натриевым. Пластовое давление равно или меньше гидростатического.

В целом кайнозойский суббассейн Восточно-Чуйской впадины

характеризуется, по имеющимся данным, малоблагоприятными условиями для формирования крупных скоплений УВ [86].

В разрезе Иссык-Кульской впадины выделяются средне-верхнепалеозойский, юрский и кайнозойский возможно нефтегазоносные суббассейны.

Первый из них развит в восточной части впадины. Небольшой останец каменноугольных отложений известен на западе (район площади Рыбачинской) [31]. Осадочные образования суббассейна представлены прибрежно-морской карбонатно-терригенной нижнекаменноугольной формацией и терригенной толщей средне-верхнекаменноугольного возраста. Отложения характеризуются присутствием горизонтов, насыщенных (до 1%) ОВ, и потому практически в полном объеме могут относиться к нефтегазоматеринским. Эпикаледонские наложенные впадины, выполненные описываемыми отложениями, расположены диагонально по отношению к простираению современных орогенических структур Тянь-Шаня. Так, отложения Южно- и Восточно-Киргизского эпикаледонских прогибов выходят на поверхность в складчатом обрамлении Иссык-Кульской впадины соответственно в районах хребтов Джергалан и Рыбачий. Развитие палеозойских пород подтверждено глубоким бурением, в результате которого также установлен размыв основной части толщи в северных районах впадины (площади Сухохребтинская и Тасминская). Наибольшую мощность имеет суббассейн на юго-востоке района (площадь Нововознесенская). Сведения о стадии катагенеза ОВ пород неполные, тем не менее в скв. Рыбачинская 5-П на глубине 892—900 м отмечается стадия МК<sub>1</sub> (по определению Л.В. Ровниной, ИГиРГИ, 1985 г.) ОВ гумусового типа с лейптинитовыми включениями. По результатам дифрактометрии глин преобладают гидрослюды, хлорит и каолинит. Последний может свидетельствовать о том, что породы подвергались воздействию гипергенных процессов, что следует и из истории геологического развития территории (перерыв в осадконакоплении в течение 170—200 млн лет).

В горах Кунгей-Алатау известны углепроявления в нижнекаменноугольных отложениях с углями марки ОС и Т (Жаланаш), что соответствует апокатагенезу, но это может быть вызвано какими-либо местными катаклизмами. Таким образом, степень прогрева пород суббассейна, скорее всего, соответствует таковой в Восточно-Чуйской впадине, т.е. это МК<sub>2-4</sub>, а в верхних частях разреза и до МК<sub>1</sub>.

Если условия генерации УВ в целом благоприятны, то с аккумуляцией их дело обстоит сложнее. Во-первых, в скважинах Рыбачинская 5-П, 4-П, Нововознесенская и других в керне наблюдаются крутые (до 30°) углы падения пород, что связано, скорее всего, с пликтивной дислоцированностью толщи, сопровождаемой разрывной тектоникой. В условиях отсутствия регионального флюидоупора в рассматриваемой толще это может привести к рассеянию УВ в вышележащие отложения.

В разрезе имеются коллекторские горизонты, из которых переливом при превышении гидростатического давления на 250 атм

(скв. 3-П Шалбинская) в условиях поднятия по кайнозойским отложениям были получены притоки минерализованной (до 45,4 г/л) воды хлоркальциевого типа. В скв. 4-П Нововознесенская пластовое давление равнялось гидростатическому, но притоки хлоркальциевых вод с минерализацией до 20 г/л и дебитом до 0,93 м<sup>3</sup>/сут отмечались и здесь на шести объектах. В водорастворенном газе содержатся метан (до 42,6%), азот и водород. Следует отметить, что с глубиной минерализация убывает. Из гранитов получены практически пресные воды (рис. 11, вкл.), возможно отжатые при метаморфизме пород. В целом, вероятнее всего, для средне-верхнепалеозойского суббассейна характерен закрытый гидродинамический режим, связанный с режимом низов кайнозойской толщи.

Суббассейн юрского возраста обнажается на южном борту Иссык-Кульской впадины, затем погружается, продолжаясь вплоть до Джергаланского угольного месторождения. Площадь и его мощность (до 400 м) невелики, но значительное содержание ОВ гумусового (арконового) типа свидетельствует о его газонефтепроизводящих свойствах. Фактором, существенно уменьшающим его перспективы, является инверсионный режим развития юрских палеобассейнов, т.е. в настоящее время большая часть и без того ограниченного бассейна находится в приповерхностных условиях. Но севернее разлома, по которому происходило воздымание центральных частей юрского грабена, могли остаться локальные зоны с глубокопогруженными угленосными юрскими отложениями. Современные глубины погружения, а также то, что в Джергаланском угольном месторождении добываются угли марки Д, свидетельствуют о том, что даже небольшие поля развития юрских толщ могут дать значительные количества не только газообразных, но и жидких УВ [40].

Разрез кайнозойского суббассейна Иссык-Кульской впадины представлен толщами трех формаций: 1) озерной красноцветной коктурпакской свиты (P<sub>2-3</sub>), 2) красноцветной озерной, по периферии конгломератовой киргизской свиты (P<sub>3</sub>—N<sub>1</sub>) и 3) пестроцветной озерной иссыккульской свиты (N<sub>1-2</sub>). Вышележащие отложения шарпылдакской свиты и антропогенные осадки не представляют интереса в отношении нефтегазоносности.

Наибольшим нефтегазопроизводящим потенциалом обладают озерные глинистые фации иссыккульской свиты, развитые в центральных частях юго-восточного побережья оз. Иссык-Куль. На крайнем востоке они переходят в соленосные образования миоцена Кегено-Текесской впадины, в которых при бурении на Чуль-Адырской площади был получен кратковременный фонтан горючего газа, а А. Н. Пигулевский в 1952 г. обнаружил битуминозные породы (0,12—0,72% C<sub>орг</sub>). Черные глины, насыщенные ОВ, были отмечены при бурении скважин 2-П Сухохребтинская, 4-П Нововознесенская, 5-П Рыбачинская. Степень катагенеза их в последней скважине, по определению Л. В. Ровниной, невелика (ПК<sub>1</sub>), но здесь неогеновые толщи не погружаются глубже 900 м. В глубокопогруженных зонах степень прогрева может достигать до ПК<sub>3</sub>—МК<sub>1</sub>, как, например, в районе Джергаланского угольного месторождения, где угли достигают стадии Д. Погружаясь

вместе с перекрывающимися их кайнозойскими отложениями, в результате орогенических движений в последний плиоцен-антропогенный период они были выведены на поверхность.

Региональным флюидоупором может быть глинистая, часто засоленная толща верхнеиссыккульской подсвиты, а локальными — глинисто-паттумные прослои в киргизской и иссык-кульской свитах. О высоком качестве покрышек свидетельствует преобладание среди глинистых минералов монтмориллонита.

Во всех скважинах при опробовании были получены притоки вод с дебитами до  $45,6 \text{ м}^3/\text{сут}$  (чаще  $1\text{—}5 \text{ м}^3/\text{сут}$ ). В составе растворенного газа отмечаются метан и его гомологи ( $2\text{—}45\%$ ), водород (до  $66\%$ ), азот (до  $57\%$ ). Компонентный состав газов весьма изменчив, однако здесь также наблюдается тенденция к увеличению доли УВ газов в высокоминерализованных хлоркальциевых водах. На площади Большой Оргочор при испытании наблюдался перелив воды с обильными пленками нефти, а на Тасминской площади из устья скважины выделялся горючий газ. В основании кайнозойских отложений пластовое давление почти всегда несколько больше гидростатического, а на площади Шалбинская даже превышает его на  $200 \text{ атм}$ . Это свидетельствует о гидродинамической закрытости недр.

В целом для впадины характерен инверсионный тип гидрохимического разреза (с глубиной минерализация нарастает, а затем вновь уменьшается вплоть до опреснения вод). В Иссык-Кульской впадине это явление выражено четко: наиболее высокая минерализация (до  $200 \text{ г/л}$ ) характерна для хлоркальциевых вод в основании кайнозойского чехла и в самой верхней части средне-верхнекаменноугольных образований. В подстилающих гранитоидах состав вод сменяется сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевым и кальциевым, а минерализация падает до  $1 \text{ г/л}$ , перекрывающие воды также становятся сульфатно-натриевыми с минерализацией до  $5\text{—}10 \text{ г/л}$ , что, по-видимому, связано с инфильтрационным режимом верхней зоны. Следует отметить, что во впадине термальные (до  $40^\circ\text{C}$ ) воды обладают бальнеологическими качествами. В таких водах содержится (в  $\text{мг/л}$ ): жирных кислот —  $0,28$ ;  $\text{C}_{\text{орг}}$  —  $1,6$ ;  $\text{H}_2$  —  $1,5$ ; нейтральных битумов —  $44,6$ ; кислых битумов —  $13,1$ ; гуминовых веществ —  $4,5$ ; нафтеновых кислот  $25,4$  (скв. 1 Сухохребтинская, интервал  $1788\text{—}1770 \text{ м}$ ).

По всей вероятности, в Иссык-Кульской впадине возможно открытие скоплений УВ в основании кайнозойского суббассейна и в верхах палеозойского.

На территории Нарынской впадины и Атбашинского прогиба широкое развитие имеют средневерхнепалеозойский и кайнозойский возможно нефтегазоносные суббассейны. Кроме того, небольшие площади, вероятно, заняты и юрскими суббассейнами. Проблема нефтегазоносности впадины весьма сложна, что обусловлено многообразием тектонических процессов, влиявших на формирование ее осадочного чехла и структуры.

Средне-верхнепалеозойский суббассейн Нарынской впадины в отличие от аналогичных суббассейнов Восточно-Чуйской и Иссык-Кульской впадин распространен на всей ее территории. В средне-

позднепалеозойское время в пределах Срединного Тянь-Шаня существовал обширный прогиб, заполнявшийся терригенными, вулканогенными и карбонатными девонскими, каменноугольными и пермскими образованиями. В целом формационный ряд его отложений сходен с таковым на территории Чу-Сарьсуйской депрессии, однако отмечаются и существенные отличия. Герцинский тектогенез затронул Срединный Тянь-Шань в весьма значительной мере, это проявилось в формировании вдоль линии Николаева осадочно-вулканогенного пояса, сложенного гранитоидными интрузиями и лавовыми покровами андезитов и андезитовых порфиритов среднекаменноугольного возраста, которые вскрыты, например, скв. 6-П Чоллокоинская в интервале 2312—3040 м и представлены бурыми, красно-сиреневыми, серыми андезитовыми порфиритами с прослоями туфогенных аргиллитов и известняков. По-видимому, вулканогенные формации развиты только на северо-западе впадины и в районе хребта Атбаши, поскольку в других скважинах они отсутствуют. Возможными нефтегазоматеринскими толщами являются отложения прибрежно-морской и морской терригенно-карбонатной формации верхнего девона — нижнего карбона, в которой часто отмечаются прослой битуминозных известняков, а также проявления глубоко метаморфизованного битума [38]. В визейских отложениях, по данным тех же исследователей, часто отмечаются слабоугленосные толщи с большим количеством ОБ гумусового типа. На поверхности они сильно дислоцированы. Отмечается серицитизация, рассланцованность, обильная пиритизация. Подобные явления наблюдались нами в шлифах из основания разреза скв. 6-П Чоллокоинская. В известняках (интервал 3120—3125 м) отмечаются пиритизированные зоны. Палинологический анализ степени катагенеза позволил установить стадию не меньшую, чем МК<sub>1</sub>, а имеющиеся сведения о степени метаморфизма углей [26] в каменноугольных отложениях указывают стадию К—ОС и даже Т и А. По-видимому, повышенная степень катагенеза связана с вулканическим прогревом в среднекаменноугольное время. Таким образом, девон-нижнекаменноугольные отложения могут генерировать только газообразные УВ. Коллекторские свойства этих образований резко ограничены, что обусловлено широким спектром катагенетических изменений [38].

Весьма существенной представляется граница между верхнепалеозойскими и нижележащими отложениями, что характерно и для других регионов. Толщи вулканогенной субформации (С<sub>2</sub>) карбонатно-терригенной прибрежно-морской формации (С<sub>2</sub>—Р) отличаются значительно меньшей степенью катагенеза, но и распространенность их гораздо меньше, и только в Атбашинском прогибе можно ожидать региональное развитие песчано-глинистых, реже карбонатных, иногда слабоугленосных толщ с довольно высоким содержанием С<sub>орг</sub>. В черных аргиллитах арпинской свиты оно > 0,5%. По положению в разрезе степень катагенеза оценивается в МК<sub>1</sub>—МК<sub>3</sub>, но может возрастать в зонах разрывных нарушений до МК<sub>4</sub> и выше за счет явлений динамокатагенеза. В толщах верхнепалеозойских пород отмечаются хорошо выдержанные коллекторские горизонты (притоки вод достигают

45,6 в среднем до  $5 \text{ м}^3/\text{сут}$ ). Повсеместная загипсованность отложений, особенно аргиллитов, способствует образованию хороших флюидоупоров.

В целом, несмотря на размытый характер поверхности средне-верхнепалеозойской толщи, в ней могут быть самостоятельные гидродинамически закрытые природные резервуары с активным энергетическим режимом. Так, при опробовании палеозойских горизонтов в скв. I-П Нарынская отмечались превышения пластового давления над гидростатическим на 50 атм, при этом были получены притоки вод хлоркальциевого типа с минерализацией 70—80 г/л. Сейсмопрофилирование МОВ показало присутствие прослеживаемых отражающих горизонтов в толще средне-верхнепалеозойского суббассейна, что позволяет надеяться на возможность подготовки объектов при использовании более информативной сейсморазведки МОГГ. В водах отмечено присутствие растворенных газов, с содержанием метана до 33,6, азота до 73,1, водорода до 18,5%.

По-видимому, среднепалеозойская часть суббассейна развита на всей территории впадины, а верхнепалеозойская приурочена к Атбашинскому прогибу и к Предбайбичетаускому прогибу Нарынской впадины. Проведенные в 1983 г. поверхностные геохимические исследования также показали, что максимальное содержание УВ-газов в промывочной жидкости (более 0,1 мг/л) отмечается также в южной части впадины.

В кайнозойском возможно нефтегазоносном суббассейне формационный состав является наиболее благоприятным для генерации, а главное — аккумуляции и консервации скоплений УВ по сравнению со всеми впадинами Центрально-Тянь-Шаньской системы. Возможной нефтематеринской толщей являются отложения нарынской, а также отчасти киргизской свит, представленные озерными формациями. Повышение содержания  $S_{\text{орг}}$  отмечалось при бурении скважин I-П Нарынская, 6-П Чоллокоинская и 2-П Карабукская, в которых пройдены горизонты серых, темно-серых и черных глин, переслаивающиеся с песчаниками и прослоями ангидритов и каменной соли. Коллекторские свойства песчаных горизонтов в целом благоприятные, однако они иногда существенно ухудшаются из-за развитого ангидритоглинистого матрикса. На каротажных диаграммах четко отмечаются благоприятные коллекторские горизонты в киргизской свите, не опробованные ни в одной скважине. Столь же благоприятно выглядят горизонты, приуроченные, по-видимому, к коре выветривания палеозоя. В нарынской свите характер распределения природных резервуаров крайне сложен. К северо-востоку и востоку в разрезе начинают резко преобладать грубозернистые разности, которые в скв. I-П Нарынская почти отсутствуют.

Определенное влияние, особенно в южной части впадины и в Атбашинском прогибе, оказывают надвиговые дислокации, ограничивающие глинистые и эвапорито-глинистые толщи кайнозоя и являющиеся в условиях тангенциального сжатия хорошими флюидоупорами. Региональным флюидоупором в кайнозойском суббассейне является глинисто-эвапоритовая толща верхненарынской подсвиты, локаль-

ными — многочисленные прослои загипсованных и засоленных глин практически по всему разрезу кайнозоя. Степень катагенеза в основании суббассейна (интервал 2196—2262 м), по определению Л.В. Ровниной (1985 г.), достигает ПК<sub>3</sub>, т.е. уже достаточна для вхождения пород в верхнюю катагенетическую зону газообразования и в начало главной зоны нефтеобразования.

Основным сдерживающим нефтегазонакопление моментом является сложный характер гидродинамической системы суббассейна, вызванный изменяющейся поверхностью палеозойских отложений, резкой фациальной изменчивостью кайнозойских толщ, а также новейшей тектонической переработкой, разделившей когда-то единый Центральнотянь-Шаньский бассейн [65] на собственно Нарынскую впадину и Атбашинский прогиб. Тектоническая изолированность (точнее, ограничение крупными разломами) последнего и наиболее выраженная стратифицированность (разделение на четко прослеживаемые пачки пород) его кайнозойского выполнения заставляют высоко оценивать перспективы Атбашинского прогиба, который обусловлен также и региональным развитием верхнепалеозойских отложений. Последние находятся сейчас в наиболее благоприятной для нефтегазообразования термодинамической обстановке и относительно слабо изменены в предшествующие геологические эпохи.

Для кайнозойского суббассейна большое значение могут иметь УВ, поступающие из средне-верхнепалеозойского и отчасти юрского суббассейнов. Действительно, размывной характер поверхности палеозоя, развитие разрывных нарушений предопределяет потерю УВ в нижнем суббассейне и переток определенной их части в ловушки кайнозойского суббассейна. По-видимому, в последнем могут быть зоны нефтегазонакопления, обусловленные массовым перетоком из преимущественно верхнепалеозойских отложений.

Весьма интересно тектоническое положение Аксайской (Чатыркульской) впадины. На обзорных космофотоснимках она расположена в той же тектонической зоне, что и Кучарский краевой прогиб (контролируется одним мощным глубинным разломом). Развитие на юго-западе впадины мощной (более 1000 м) толщи угленосной юры и появление там же меловых отложений, отсутствующих в других Центральнотянь-Шаньских впадинах, не позволяют оценивать ее как бесперспективную. По кайнозойскому чехлу она явно входит в рассматриваемую систему впадин. Конкретные сведения о ее нефтегазонаосности отсутствуют, но проведение здесь региональных работ было бы оправданным.

В целом из суббассейнов Нарынской впадины и Атбашинского прогиба наиболее благоприятными выглядят верхняя часть средне-верхнепалеозойского суббассейна и нижняя часть кайнозойского.

Сделаем некоторые выводы.

В пределах Центральнотянь-Шаньской системы впадин выделяются Восточно-Чуйский, Иссык-Кульский и Нарынский возможно нефтегазонаосные бассейны (ВНГБ).

Ввиду того что в этих нефтегазонаосных бассейнах существенно различаются структурные, геохимические, гидродинамические,

палеотемпературные особенности палеозойского и кайнозойского структурных этажей, а кроме того, неравноценны и перспективы их нефтегазоносности, здесь выделено три возможно нефтегазоносных суббассейна: средне-верхнепалеозойский, мезозойский и кайнозойский.

Наиболее интересными из этих суббассейнов с точки зрения нефтегазоносности являются средне-верхнепалеозойский в Нарынском возможно нефтегазоносном бассейне и мезозойский в Иссык-Кульском (юрская часть на южном борту одноименной впадины).

Наименее перспективным является кайнозойский суббассейн Восточно-Чуйского возможно нефтегазоносного бассейна.

## ИЛИЙСКАЯ ГРУППА ВПАДИН

### ФОРМАЦИИ

Илийская группа впадин включает в себя Западно-Илийскую, Восточно-Илийскую и Кегено-Текесскую впадины, расположенные между северным флангом Тянь-Шаньского орогена и южным флангом Джунгарского на территории Казахской ССР.

Изучением их занимались П.Я. Авров, Н.А. Афоничев, М.И. Варенцев, О.В. Баженов, В.Ф. Беспалов, А.К. Бувалкин, В.А. Буш, Г.Х. Дикенштейн, В.И. Дитмар, Н.Г. Кассин, В.Г. Королев, Н.Н. Костенко, А.С. Кумпан, А.Б. Ли, Ф.Е. Сеницын, Г.П. Филиппев, Б.С. Цирельсон, Н.Р. Хромова, С.Е. Чекабаев, Р.А. Шахов, А.Е. Шлыгин и др.

Фундамент Восточно-Илийской впадины сложен сильнометаморфизованными и дислоцированными породами каледонского структурного этажа и несогласно перекрывающими их вулканогенно-осадочными образованиями герцинского этажа [28, 46], в котором выделяется девон-нижекаменноугольный терригенный прибрежно-морской вулканогенный структурный ярус, содержащий мелкие угольные месторождения Сулубухан, Бурхан, Тышкан, Карасай, Восточный Казан и др. [26]. Такие же углепроявления известны и на южном борту, в хребтах Кетмень-Кеинбулак, Чарын и Кегень. Отличительной особенностью этого региона является слабое развитие средне-верхнекаменноугольных отложений и широкое распространение вулканогенных пермских. Вся территория Восточно-Илийской впадины находится в окраинной зоне, входящей в Джунгаро-Балхашский вулканогенный пояс, что предопределило формирование эффузивно-осадочных пермских отложений.

В разрезе последних выделяются нижнепермские тонко- и грубообломочные туфы с прослоями порфиритов, перекрытые пестроцветными полимиктовыми песчаниками мощностью до 500 м, и верхнепермские мелкогалечные конгломераты с прослоями порфиритов, алевролитов и песчаников, переходящие в пачку тонкослоистых алевролитов, аргиллитов и песчаников с растительным детритом и прослоями известняков, гипса и ангидрита общей мощностью более 350 м. По всей вероятности, основной бассейн пермской

седиментации располагался в южной половине впадины, сложенной эффузивно-терригенной прибрежно-морской формацией, сходной с синхронными формациями Чу-Сарысуйской депрессии и Зайсанской впадины [46].

После небольшого раннетриасового размыва накапливались разнородные полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов и пестрых аргиллитов континентального генезиса, относимых по спорово-пыльцевому комплексу к нижнему, а возможно, и среднему триасу (170 м). Выше по разрезу залегают пачка темно-серых и голубоватых аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников мощностью от 190 до 220 м. В Кульджинской мульде на территории Китая суммарная мощность триаса возрастает до 1000 м. На этих толщах чаще всего согласно залегают ниже-среднеюрские песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями углистых аргиллитов и бурых углей мощностью до 530 м. По литолого-фациальным признакам триасовые и юрские отложения хорошо сопоставимы с синхронными образованиями Джунгарской впадины [19] и составляют континентальную угленосную песчано-глинистую формацию триаса — нижней—средней юры. В течение поздней юры и, по-видимому, раннего мела территория Восточно-Илийской впадины была ареной денудационных процессов и формирования кор выветривания в условиях семиаридного климата, представленных каолинизированными розовато-белыми алевролитами и глинами мощностью до 40 м. На них с размывом и угловым несогласием залегают конгломератовые и гравелитовые толщи мощностью менее 100 м, переходящие вверх в красно-коричневые и серые глины с пластами песчаников и конгломератов верхнего мела (около 70 м). Перекрываются эти образования насыщенной сиалитной корой выветривания, относимой к верхнемеловым—палеоценовым отложениям (до 20 м). Вся меловая, отчасти верхнеюрская и палеоценовая толщи образуют формацию кор выветривания, поскольку и терригенные породы являются продуктом размыва последних.

Залегающая с размывом и несогласием эоцен-среднеолигоценая (с присутствием палеоцена?) толща выделяется как кайчинская свита. Представлена она кирпично-красными, буро-красными конгломератами, сменяющимися по разрезу красными глинами с прослоями паттумов и мергелей (до 330 м), иногда вся свита сложена известковистыми гравелитами и комковатыми известняками мощностью до 10 м [70]. Вероятно, она является полным аналогом котурпакской свиты (P<sub>2-3</sub>) Северной Киргизии и также выделяется в озерную красноцветно-карбонатную формацию эоцена — среднего олигоцена. Последняя, перекрывается кирпично-красными песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов, которые сменяются сверху разреза красно-коричневыми глинами и алевролитами, относящимися к джамбылбастауской свите. К периферии ее мощность уменьшается от 300 до 60 м, а состав становится преимущественно конгломератовым. Верхняя часть ее часто становится зеленоцветной, особенно в центральных частях [70, 28]. По-видимому, свита соответствует нижней части киргизского красноцветного комплекса. Таким

образом, во впадине выделяется олигоценая озерная красноцветная формация. Отложения неогена залегают на размытой поверхности нижележащих образований и распространены на всей территории впадины и представлены преимущественно пестроцветной толщей миоцена (нижнеактауская свита) мощностью в центральных частях до 750 м и на окраинах впадины до 250 м. Глинисто-алевритистый с прослоями известняков, мергелей, часто загипсованный состав отложений сменяется в том же направлении грубозернистым песчано-конгломератовым [70]. Верхнеактауская свита нижнего—среднего миоцена сложена чередованием табачно-зеленых, серых, желтовато-коричневых алевролитов, глин, песчаников (палевая свита по Ф.Е. Синичину); мощность свиты иногда превышает 800 м. Все эти миоцен-плиоценовые толщи являются образованиями одной пестроцветной озерной формации.

В конце плиоцена орогенические движения привели к образованию мощной (до 1500 м) койбынской свиты ( $N^3_2$ ), аналога шарпылдакской свиты Северной Киргизии. Образование ее происходило в условиях крупных блоковых подвижек, сопровождавшихся формированием взбросо-надвигов, и потому по периферии она представлена конгломератами (северный борт) и песчано-конгломератовыми отложениями (южный борт), замещающимися к центру впадины желто-серыми кварцевыми песками, песчаниками и глинами аллювиального и озерного происхождения. Видимо, верхи свиты охватывают и нижнеантропогенную часть разреза, обычно трудно отделимую от верхнеплиоценовой в Центрально-Азиатском регионе. Вместе они образуют песчано-конгломератовую молассовую формацию ( $N^3_2—Q_1$ ).

### ТЕКТОНИКА

Группа депрессий, осложняющих северо-восточный фланг мощного Тянь-Шаньского орогена, представляется единым образованием и включает в себя Западно-Илийскую, Восточно-Илийскую и Кегено-Текесскую впадины, продолжающиеся далее к востоку, на территорию Китая (Кульджинская мульда). Это четко отмечается на обзорных космофотоснимках. С юга они ограничены хребтом Заилийский Алатау (переходящим через ряд погружений и виргаций Богуты, Турайгыр в хребет Кетмень) и восточным продолжением хребта Терсей-Алатау. Весьма осложняет этот геоструктурный элемент ороген хребта Кетмень, что в целом характерно для межгорных впадин. Обычно они занимают южные зоны крупных депрессий (Сайканско-Манракский ороген Зайсанской впадины, ороген хребта Джамантау-Байбичетау в Нарынской впадине). Здесь Кетменский ороген отделяет от Восточно-Илийской небольшую, но глубокую Кегено-Текесскую впадину. Возможно, в ранние периоды развития они представляли собой единую депрессию. Так, известно, что юрские отложения выходят на поверхность в пределах как северного (угольное месторождение Кольжа), так и южного (месторождение Ойкаргай) склона хребта Кетмень.

По имеющимся геолого-геофизическим материалам и данным бу-

рения, Западно-Илийская и Кегено-Текеская впадины существенно отличаются от Восточно-Илийской, что связано с приуроченностью их к зонам с различным временем консолидации. Первые имеют каледонский фундамент, а последняя — герцинский. В связи с этим в Восточно-Илийской впадине получили развитие верхнепалеозойские катагенетически измененные толщи.

Восточно-Илийская впадина представляет собой асимметричную структуру с взбросо-надвиговым (по Южно-Джунгарскому разлому) крутым северным бортом и моноклиналим южным. Наиболее погруженная (до 5000 м) часть тяготеет к ее северной половине. Вдоль северного борта располагается полоса адырных поднятий, с юга ограниченная сравнительно детально изученным сейсморазведкой Хоргосско-Джамбылбастауским взбросом (амплитуда на западе до 3000 м), по-видимому соединяющимся на западе с Чилико-Кеминским глубинным разломом [27]. В этой зоне расположены (с запада на восток) Актауская, Кейбынская и Джамбылбастауская складки (с крутым южным и пологим северным крыльями размерами 10—12×5 км) и Талдынское, Бурханское, Сарыбельское, Лесковское, Бестюбинское и другие антиклинальные поднятия. Севернее первых трех из них наблюдаются палеозойские поднятия Катутау, Ату-Джек, Дувантау. Наиболее прогнутая часть впадины — грабенообразный Джаркентский [27], или Панфиловский, прогиб (с глубиной погружения до 5000 м), ограниченный с севера Хоргосско-Джамбылбастауским взбросом, а с юга и с юго-запада Чунджинско-Кайралганской зоной разломов (см. рис. 10). Этот прогиб осложнен погребенным поднятием Пенджимского вала [70].

В пределах моноклинали южного борта, ограниченной с севера и юга субширотными разломами сбросового типа, возможности развития локальных структур ограничены региональным наклоном отложений. В целом эта зона представляет собой инверсированный верхнепалеозойско-раннемезозойский палеобассейн, что подтверждает предположение о подобном характере развития таких палеобассейнов не только в пределах киргизского Тянь-Шаня, но и во всем рассматриваемом тектоническом регионе. Таким образом, можно предполагать, что поднятие хребта Кетмень является новейшим (позднеплиоценовым) образованием.

Наиболее погруженная часть Илийской группы впадин — Кульджинская мульда (прогиб) сочленяется на востоке с Панфиловским прогибом, выполнена мощной толщей триас-юрских и кайнозойских пород и расположена за пределами СССР.

Кегено-Текеская впадина ограничена с севера Кетменским орогеном (горст-антиклинорием), а с юга — мегантиклинорием хребта Терской-Алатау. Размеры ее невелики: длина (на территории СССР) не превышает 80 км при ширине до 30—35 км. В строении осадочного чехла участвуют палеогеновые, неогеновые и антропогеновые озерные континентальные отложения преимущественно песчано-глинистого состава, часто соленосные. Возможно присутствие юрских, триасовых, пермских угленосных и морских образований; первые обнажаются на южном склоне хребта Кетмень (угольное месторождение Ойкарагай) [26].

Кегено-Текесская впадина представляет собой грабенообразную межгорную впадину асимметричного строения. Она разделена на две депрессии, разделяющиеся палеозойскими выступами Ельчин-Буйлюк и Басультау, тяготеющие к северному борту впадины и являющиеся, по-видимому, типичными поднятиями адырного типа, осложняющими привзбросовую часть межгорной впадины. В данном случае эта полоса поднятий приурочена к взбросо-надвику хребта Кетмень на кайнозойские образования впадины. Такой же сложный характер сочленения отмечается у южного борта впадины, который, по данным КМПВ, наиболее погружен (до 4000 м), и палеозойские толщи складчатого обрамления также надвинуты на осадочный чехол. Такое взаимное надвигание может иногда приводить к полному маскированию кайнозойских образований палеозойскими надвинутыми пластинами [17, 25]. Возможно, такие явления имеют место в Басулынтауской перемычке. Таким образом, в Кегено-Текесской впадине выделяются Кегенский прогиб на северо-западе и Текесский прогиб на юго-востоке, разделенные Басулынтауской зоной поднятий, в которой расположены Айгыржальское (25×10 км) и Сумбинское локальные поднятия. В сводах складок обнажаются отложения нижнего миоцена. В Кегенском прогибе вдоль южной надвиговой зоны известна Чульдадырская брахиантиклинальная складка (35×4 км) и юго-западнее ее Акбулакская килевидная узкая антиклиналь, южное крыло которой ограничено крупным надвигом [29, 77]. По всей видимости, Кегенский прогиб на западе сочленяется с Предтерекской прогибом Иссык-Кульской впадины.

Структурный план Западно-Илийской впадины во многом напоминает Восточно-Чуйскую — здесь отмечается моноклиальное залегание северного борта и выделяется Алма-Атинский прогиб, ограниченный на юге зоной адырных поднятий, по которым через крупные взбросо-надвиги Заилийский антиклинорий надвинут на кайнозойские толщи впадины, мощность осадочного чехла которой, по данным бурения, достигает 3300 м. Фундамент впадины каледонский, вероятно присутствие останцов размытого эпикаледонского палеобассейна.

### НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Наиболее изученной впадиной является Восточно-Илийская, в которой пробурены одна опорная, три профильные (скв. 3-Г, 6-Г и 7-Г) вдоль регионального сейсмического профиля и четыре поисковые (Койбынская 4-Г, Бештюбинская 5-Г, Коктальская 2-Г и Баскунчинская) скважины. На площадях Чижинская и Тышканская изучены верхние горизонты по мелким гидрогеологическим структурно-картировочным скважинам. Во впадине проведена сейсморазведка МОВ общим объемом до 340 пог. км. В результате этих работ установлены основные черты осадочного разреза, глубины погружения фундамента, а также его рельеф.

Поверхностных нефтепроявлений на советской территории впадины нет. В районе Кульджи И.В. Мушкетов отмечал нефтепроявле-

ния в юрских отложениях в обрывах ручья Майлису (масляная вода). Вдоль Чунджикско-Кайралганской зоны разломов известны газифирующие (азотно-гелиевые) водные источники.

Во впадине могут быть выделены два возможно нефтегазоносных суббассейна: с учетом согласного залегания толщ соответствующих стратиграфических подразделений — верхнепалеозойско-нижнемезозойский и верхний — кайнозойский.

Первый из них характеризуется ограниченным распространением и развит только в пределах Джаркентского прогиба и южной моноклиальной зоны. Мощность его может достигать 2000 м. В составе отложений возможно нефтегазоматеринскими толщами являются пермская прибрежно-морская эффузивно-терригенная и юрская угленосная песчано-глинистая формация. По-видимому, они находятся в наиболее благоприятной для нефтегазообразования термодинамической обстановке. На выходах юрские угли имеют стадию катагенеза ПК<sub>3</sub>—МК<sub>1</sub> (Б<sub>3</sub>). Верхнепалеозойские толщи подстилаются нижнекаменноугольными образованиями, в которых в Джунгарском Алатау обнаружены угольные месторождения Сулубукан, Бурхан и другие с углями стадии ОС в зонах активного интрузивного магматизма. Следовательно, в более стабильном блоке впадины степень прогрева даже дислоцированных толщ фундамента может быть меньше МК<sub>3-4</sub>. Таким образом, газогенерационный потенциал не совсем утрачен даже складчатыми образованиями фундамента, а верхнепалеозойские толщи могут быть нефтепродуцирующими.

В пермских отложениях в интервале 2970—3150 м (скв. 3-Г) по данным промыслово-геофизических исследований и опробования выявлены коллекторские горизонты суммарной мощностью до 100 м, из которых получены притоки минерализованной воды с дебитом до 40 м<sup>3</sup>/сут и газовым фактором 18 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup> [33]. Однако коллекторы невыдержанные. Регионального флюидоупора в суббассейне нет, локальными являются горизонты пепловых туфов, обычно насыщенные монтомориллонитом, а также глины над юрским угленосными отложениями. Водорастворенный газ в основном азотного (68—95% N<sub>2</sub>) и метанового (23—63% CH<sub>4</sub>) состава с высоким содержанием гелия.

Судя по результатам опробования (многие горизонты остались сухими или получены очень слабые притоки воды), гидродинамическая система этого суббассейна на южной моноклинали не является закрытой. Минерализация хлоркальциевых вод не превышает 10 г/л (иногда 21 г/л). Коллекторские толщи юрских и триасовых отложений интенсивно промываются инфильтрационными водами, проникающими из-за отсутствия надежного флюидоупора и в пермские отложения. Однако ситуация может резко измениться в пределах Джаркентского прогиба, ограниченного со всех сторон разломами надвигового (а значит, малопроницаемыми) типа.

В любом случае влияние верхнепалеозойско-нижнемезозойского возможно нефтегазоносного суббассейна на перспективы открытия залежей УВ в Восточно-Илийской впадине очень значительно, так как отсутствие над ним региональной покрывки и размывной харак-

тер его кровли способствовали крупному перетоку УВ в перекрывающие образования кайнозойского суббассейна.

Кайнозойский возможно нефтегазоносный суббассейн включает и меловые образования, региональный характер распространения которых и фациальные условия образования в целом соответствуют таковым в кайнозойском комплексе отложений. Озерные обстановки седиментогенеза, зачастую происходившие в щелочной и в восстановительной средах, приводили к накоплению глинистых осадков, относительно обогащенных ОВ [77]. Такие глинистые толщи развиты преимущественно в миоценовых отложениях и в основном в центральных частях впадины. Так как кайнозойская история развития Восточно-Илийской впадины мало чем отличается от эволюции Центрально-Тянь-Шаньской системы впадин, степень катагенеза палеогеновых и миоценовых толщ не должна превышать ПК<sub>3</sub> (по аналогии), а это значит, что указанные образования еще не начали генерировать жидкие УВ. Таким образом, самостоятельный генерационный потенциал его выражается в образовании только газообразных УВ, причем генерация жидких УВ в меловых и палеогеновых отложениях могла начаться в самых погруженных зонах (Джаркентский прогиб) и, по-видимому, не носила массового характера из-за неблагоприятного фациального состава продуцирующих толщ.

В этом суббассейне есть и коллекторские горизонты. Так, на северном борту впадины, на Баскунчинской складке, из палеогена были получены слабые притоки свободного газа (12—78% СН<sub>4</sub>) из коллекторов низкого качества. На Бестюбинской площади из отложений возможно мелового возраста также отмечались газопроявления. Кратковременный приток горючего газа был получен из структурно-картировочной скважины на Актауском поднятии [29]. Наиболее высокие коллекторские свойства отмечаются в мел-палеогеновых породах. Плохо отсортированные грубообломочные неогеновые образования характеризуются низкими фильтрационно-емкостными свойствами, улучшающимися по направлению к центру впадины.

Верхняя часть кайнозойского суббассейна, начиная с миоцена, представляет собой, по существу, региональный водоупор [33]. Подземная вода в них встречается спорадически, образуя иногда изолированные резервуары с повышенными напорами. Минерализация воды нарастает от бортов к центру впадины от 3 до 50 г/л; состав сульфатный, сульфатно-хлоридный и хлоридно-натриевый. Плиоцен-древнеантропогеновые отложения являются верхним гидрогеологическим этажом с артезианским режимом в ее осевой части. Водоносность высокая (до 45—60 л/с), состав сульфатно-гидрокарбонатный, сульфатный, хлоридный с минерализацией 1—3 г/л. Этот этаж относится к зоне влияния инфильтрационных вод и не может представлять интерес как нефтегазоносный. Следует отметить, что воды впадины термальные. В Джаркентском прогибе с глубины 2800—3600 м начинается геотермальная зона с температурой воды 75—100°С и больше (до 165°С), причем в южной части ее эта зона залегает глубже (3600 м), чем в центральной.

В настоящее время в Восточно-Илийской впадине не обнаруже-

но промышленных скоплений УВ. Из бурения с отрицательными результатами выведены три структуры, расположенные в северной адырной зоне поднятий, в которой находятся и другие выявленные поднятия (до 10—12 м). В центральной, наиболее перспективной части впадины выявлены две структуры (Пенджимская и Каракумская). Возможны зоны региональных выклиниваний. В целом кайнозойский возможно нефтегазоносный суббассейн представляет интерес с точки зрения нефтегазоносности, и основное значение для формирования скоплений УВ имеют палеозойские (в особенности пермские) и нижнемезозойские (юрские) образования.

Перспективы нефтегазоносности Кегено-Текесской впадины неоднозначны. Геолого-геофизический материал не позволяет уверенно судить даже о присутствии благоприятных с точки зрения нефтегазоносности палеозойских толщ, хотя они не исключены. Особый интерес представляет толща тонкого переслаивания глинистых и горючих сланцев, битуминозных известняков и мергелей миоценового возраста мощностью более 120 м. Наибольшее число прослоев горючих сланцев наблюдается в нижней ее части. Так, здесь были установлены битуминозные сланцы неогена, сложенные темно-серыми мергелями и аргиллитами, издающими в свежем изломе запах жженой резины [77]. Содержание ОВ достигает 15—20%, углеводородных битумов нефтяного ряда — 0,12—0,72% [29]. При бурении на соль на Чульадырской структуре в одной из скважин наблюдался кратковременный выброс горючего газа (56%  $N_2$ , 36—58,3%  $CH_4$ , 2,1—4,2% тяжелых УВ) из подсольевых неогеновых отложений [29].

Широкое развитие солей в кайнозойских отложениях свидетельствует о спокойном типе седиментогенеза, сопровождающегося накоплением озерных, часто обогащенных ОВ осадков. Активные взбросо-надвиговые подвижки плиоцен-древнеантропогенного этапа орогенеза могли привести к динамометаморфизму кайнозойских образований, который, в частности, наблюдается несколько западнее, в районе Джергаланского юрского угольного месторождения (угли стадии Д). Отрицательным фактором является кратковременность (не более 3—5 млн лет) его воздействия. Горизонтальный стресс мог способствовать началу генерации не только газообразных, но и жидких УВ [82]. Другим негативным фактором являются ограниченные размеры бассейна (объем его не более 9000 км<sup>3</sup>). Однако масштабы горизонтального сжатия его неизвестны. Возможно, раньше он был гораздо обширнее. Важно отметить, что к востоку впадина открывается в более значительную и погруженную депрессию, которая связана с Текесским прогибом. В связи с этим для оценки нефтегазоносности Кегено-Текесского бассейна необходимо исследование по крайней мере его восточной части.

Нефтегазоносность Западно-Илийской впадины может быть связана с низами кайнозойского разреза и верхами палеозойского (преимущественно каменноугольного) фундамента. В целом ее структурное положение и разрез осадочной толщи весьма напоминают Восточно-Чуйскую впадину. Здесь пробурено три глубокие скважины (2100, 2250, 3240 м), не вышедшие из олигоценых красноцветных

отложений. Структурно-геоморфологическими исследованиями выявлено около десяти структур. Окончательно вопрос о нефтегазоносности Западно-Илийской впадины может быть решен после проведения региональных работ МОГТ и в зависимости от результатов поисково-разведочных работ в соседней Восточно-Чуйской впадине. Практически, как и последняя, она является малоперспективной.

В пределах рассматриваемой группы впадин выделяются следующие возможно нефтегазоносные бассейны: Восточно-Илийский, Западно-Илийский и Кегено-Текесский. Внутри каждого из этих возможно нефтегазоносных бассейнов выделено два возможно нефтегазоносных суббассейна: нижний — верхнепалеозойско-нижнемезозойский и верхний — кайнозойский.

Наибольший интерес с точки зрения нефтегазоносности представляет верхнепалеозойско-нижнемезозойский суббассейн Восточно-Илийского ВНГБ. Наименее перспективным представляется Западно-Илийский возможно нефтегазоносный бассейн.

## ЗАЙСАНСКАЯ ВПАДИНА

### ФОРМАЦИИ

Палеозойские отложения здесь представлены раннегеосинклинальными кремнисто-андезито-диабазовыми силур-девонскими образованиями и менее дислоцированными базальто-андезитовыми, флишидными, терригенными полимиктовыми и реже морскими карбонатно-терригенными нижекаменноугольными формациями [24, 30, 90]. Эти толщи существенно метаморфизованы и прорваны интрузиями. Мощность их достигает 9000 м.

Со среднекаменноугольного времени в изолированных прогибах накапливались толщи дацит-трахиандезитовой формации с присутствием разнообразных туффилов и терригенно-карбонатных пород общей мощностью до 1700—2000 м [24]. На ней с размывом залегает терригенная углесланцевая формация верхнекаменноугольно-нижнепермского возраста, называемая также лимнической угленосной [90]. Она обнажается в Кендырлыкской мульде, где известно одноименное угольное месторождение [26]. В основании формации залегает акансайская (абинская) свита ( $C_3$ ), представленная конгломератами, туффилами, песчаниками, алевролитами, каменными углями, углистыми аргиллитами и горючими сланцами. В целом разрез крайне изменчив по мощности (118—454 м) и составу. Так, на северном склоне хребта Сайкан и северо-западе хребта Манрак свита почти нацело замещается туффилами, базальтами, покровами трахидацитов [24, 90]. На ней с размывом залегает кендырлыкская свита ( $C_3-P_1$ ), представленная чередованием известковистых песчаников, алевролитов, известняков и туффилов мощностью до 130—410 м. Наиболее развита нижнепермская часть разреза, представленная следующими свитами: караунгурской сероцветной песчанниковой с горючими сланцами (до 720 м), кемпирской (сайканской) — чередование алевро-

литов и горючих сланцев (190—310 м) и тарачинской глинисто-алевролитом-мергелистой, иногда гипсоносной (380 м). Нерасчлененные верхнепермско-триасовые отложения акколканской свиты залегают на нижнепермских образованиях с размывом и образованы угленосной толщей переслаивания песчаников, алевролитов, каменных углей, известняков с вулканогенными (андезито-базальтовыми) покровами в основании разреза (общая мощность до 490 м). Последняя образует угленосную терригенную формацию (P<sub>2</sub>—T<sub>1</sub>).

Мезозойский этап осадконакопления в целом наследует структурный план позднепалеозойских седиментационных бассейнов, что характерно для всех межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса. После кратковременной эпохи пенепленизации, продолжавшейся в Кендерлыкской мульде в течение последней половины раннего триаса, наступил платформенный этап развития Зайсанской складчатой системы. Средне-верхнетриасовые отложения известны также и на северном склоне хребта Сайкан (Сарыбулакская мульда) и представлены акжалтауской свитой [24, 90, 30]. Последняя почти нацело сложена буроватыми сцементированными конгломератами с прослоями песчаников, алевролитов, пестроцветных аргиллитов и линзовидных пачек углей общей мощностью 500—1110 м. Выше согласно залегают толгайская (T<sub>3</sub>) свита. В ее составе преобладают алевролиты, разнозернистые песчаники, гравелиты и в верхней части отмечаются пласты бурых углей и углистых аргиллитов. Мощность ее варьирует от 330 до 945 м. Тайсуганская свита, венчающая разрез триасовых отложений и, по-видимому, частично относящаяся к юрскому отделу [41], распространена только в центральной части Кендерлыкской мульды и характеризуется резкой фациальной изменчивостью, к ее центру конгломератовые толщи сменяются песчано-глинистыми с прослоями бурых углей и пепловых туфов. Максимальная мощность ее около 400 м.

В мезозойское время на большей части Зайсанской впадины происходило формирование кор выветривания мощностью 8—12 м, которое началось еще в триасе и с перерывами отмечалось в ранне- и позднемерловое время сначала в условиях гумидного климата, а с позднего мела — в аридной обстановке [24].

Нижнемерловые отложения условно выделяются в Кендерлыкской мульде [41]. Они представлены желто-бурыми крупнозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами мощностью до 120 м.

Уверенно выделяются верхнемерловые образования (манракская свита), сложенные красными и зеленоватыми глинами с прослоями песков, мергелей и гипса, мощностью 50—70 м, с костными остатками динозавров и скорлупой яиц динозавров [24]. Толщи мелнижнепалеоценового возраста объединяются нами в единую формацию кор выветривания.

Палеоценовые отложения, с размывом и несогласием залегающие на корах выветривания дат-палеоценового возраста, представлены северозайсанской (киинкеришской) свитой олигомиктовых песков и глин с обильной фауной позвоночных (мощность 80—180 м). Выше согласно залегают пестроцветные глины (часто загипсованные и

карбонатные) зимундайской свиты (30—160 м), перекрываемые с размывом турангинской свитой (эоцен). Она представлена песками с железомарганцевыми конкрециями, серыми алевролитами, глинами и бурыми углями с фауной рептилий (мощность 60—110 м). Эоцен-олигоценные отложения объединены в тузкабакскую свиту, сложенную монотонной толщей тонкослоистых глин и алевролитов мощностью 80—150 м. Все палеогеновые, в основном эоцен-нижнеолигоценные, образования объединены в озерную песчано-глинистую формацию.

В конце олигоцена территория Зайсанской впадины была вовлечена в орогенические движения, в результате которых и создан современный структурный план. Центральные ее части испытывали интенсивное погружение. На размытой поверхности тузкабакской свиты и более древних образованиях отлагалась песчано-гравийно-алевритовая с углистыми остатками толща ашутасской свиты ( $P_3^{2-3}$ ) мощностью 70—190 м [41]. Выше залегают светло-серые и зеленоватые глины нуринской свиты ( $P_3^3$ ) с редкими прослоями песков и алевритов (90—110 м).

Акжарская (аральская) свита нижнего—среднего миоцена представлена песками, гипсоносными глинами с карбонатными стяжениями мощностью 100—300 м. На ней с размывом залегает верхнемиоценовая сарыбулакская свита ( $N_1^3$ ) в основном песчаного и алевритового состава (50—200 м). Нижний—средний плиоцен представлен калмакпайской (павлодарской) свитой, сложенной внизу красно-бурими глинами, кверху постепенно осветляющимися, с горизонтами песков и гравийников (мощностью от 120—150 до 500 м в центре впадины, скв. Даировская). Карабулакская (вторушинская) свита ( $N_2^{2-3}$ ), залегающая с размывом на подстилающих толщах, образовалась в изменчивых фациальных условиях, что подтверждается появлением в бортовых частях среди обычных пестроцветных глин олигоцен-миоцена песчано-гравийных толщ пролювиального генезиса. Она делится на два комплекса, разделенные крупными поверхностями несогласия, и потому в озерной пестроцветной формации мы выделяем также глинисто-гипсоносную субформацию ( $P_3^3—N_1^{1-2}$  ашутасская, нуринская и акжарская свиты).

Последняя активизация тектонических подвижек привела к образованию конгломерат-гравелитовой формации верхнеплиоцен-антропогенового возраста, представленной хоргосской свитой мощностью до 40 м и гобийскими конгломератами и конгломерато-брекчиями. Антропогеновые толщи сложены делювиальными, пролювиальными, аллювиальными и озерными образованиями мощностью до 300 м.

Таким образом, в течение всего мезозоя и кайнозоя на территории Зайсанской впадины сначала локально, а затем все в более обширных границах происходило континентальное осадконакопление. В плиоценовое время, вероятнее всего, оно было ограничено в связи с активным орогенезом [41].

Зайсанская межгорная впадина занимает центральную часть одноименной складчатой системы — Зайсанской герцинской геосинклинали. Она ограничена на севере складчатыми структурами Калба-Нарымской зоны, на юге — антиклинорием Чингиз-Тарбагатайской каледонской складчатой системы, сочленяющейся на востоке с Саурско-Манракской складчатой зоной, которая является, по существу, крупным выступом фундамента, разделяющим собственно Зайсанскую впадину и Чиликтинскую мульду. Расположена в Казахстане.

За прошедшие годы территория впадины была покрыта грави- и магнитометрической съемкой, а также сейсморазведкой МОВ (в 1951—1954, 1964—1966 гг.) и МОВ и КМПВ (в 1972—1973 гг.), которые позволили составить общую схему тектоники Зайсанской впадины. Принципиальные результаты были получены при бурении структурных скважин на Двуреченской (Эспинской) и Тополевской площадях и Даировской глубокой скважины на Сайканском поднятии, которые показали небольшую мощность палеоген-неогенового чехла и преимущественно вулканогенный состав фундамента, вскрытого также по периферии впадины серией мелких (до 200, редко 400 м) гидрогеологических скважин.

В Зайсанской палеозойской складчатой системе выделяются три структурных этажа: раннегеосинклиальный верхнесилурско-девонский — интенсивно дислоцированный и метаморфизованный; инверсионный турне-визейский — менее дислоцированный (углы падения не более 35—50°) и катагенетически измененный (стадии Т—А); орогенный (который мы называем переходным) — верхнепалеозойский [93].

В образования переходного комплекса мы включаем отложения верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Крупная палеогеографическая перестройка Зайсанской геосинклинали, начавшаяся в раннекаменноугольное время, к началу среднего карбона завершилась, и геосинклиальные морские условия сменились континентальной обстановкой, сопровождавшейся интенсивным (особенно вначале) наземным вулканизмом [24, 90, 91]. Верхнепалеозойские образования, слагая верхние части палеозойских толщ, более всего подверглись размытию; вместе с тем они и первоначально занимали небольшие территории, где происходило накопление континентальных фашиально изменчивых отложений мощностью до 3600 м. Особенно широким распространением пользуется нижняя дацит-трахиандезитовая формация серпуховского—среднекаменноугольного возраста, обнажающаяся в хребтах Саур и Манрак и вскрытая на Даировской площади в районе Эспинского и Тополевского поднятий структурными скважинами.

Наиболее полный разрез переходного комплекса отмечается в Кендерлыкской мульде, представляющей собой резко асимметричную структуру с пологим северным крылом и крутым южным бортом, оборванным крупным Южно-Сайканским надвигом. Моноклинально (10—35°) залегающая юго-западная часть ее осложнена Дженалыкской антиклиналью, Айской и Сайканской (Северо-Акколканской) брахиан-

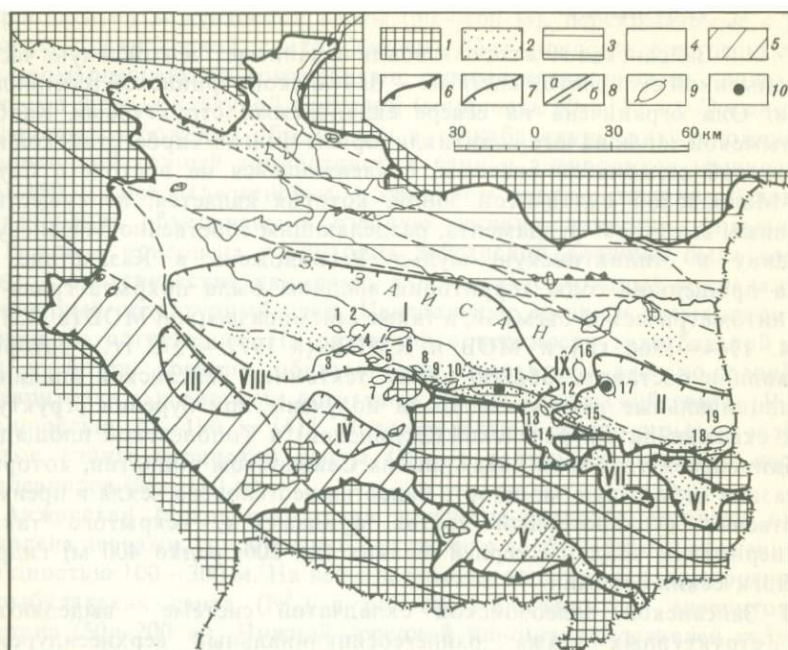


Рис. 12. Тектоническая схема Зайсанской впадины

1 — выходы складчатого основания; 2 — зоны распространения верхнепалеозойских отложений; 3—5 — тектонические зоны: 3 — Северо-Восточная, 4 — Центральная, 5 — Юго-Западная; 6, 7 — границы: 6 — впадины, 7 — прогибов, мульд и погружений; 8 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 9 — локальные поднятия и их номера; 10 — параметрические скважины

1—VII — отрицательные структурные элементы: I — Приманракский прогиб, II — Присайканский прогиб и Себеевское погружение, III — Базарское погружение, IV — Акжарское погружение, V — Чиликтинская мульда, IV — Кендерлыкская мульда, VII — Джеменейская и Кайгенбулакская мульды; VIII, IX — поднятия: VIII — Аринско-Манракское, IX — Сайканское

Локальные поднятия: 1 — Нуринское, 2 — Карабасское, 3 — Эспинское, 4 — Такырское, 5 — Разломное, 6 — Тополовское, 7 — Каройское, 8 — Тайжузгенское, 9 — Кустынное, 10 — Кызылкоинское, 11 — Сарыбулакское, 12 — Хлебниковское, 13 — Даульское, 14 — Карайское, 15 — Карабулакское, 16 — Сайканское, 17 — Даировское, 18 — Двуреченское I, 19 — Двуреченское II

тиклиналями. Известны также менее крупные Джеменейская и Кейгенбулакская мульды.

В результате сейсморазведочных работ МОГТ (1982—1985 гг.) установлено развитие крупных структурных элементов типа наложенных прогибов в Карабулакском погружении (северные предгорья хребта Манрак), идентифицируемых с погруженными под кайнозойский чехол образованиями переходного комплекса (рис. 12). В ходе региональных сейсморазведочных работ доказана локальность распространения верхнепалеозойских отложений. Кроме Карабулакского погружения, эти образования выявлены в Чиликтинской мульде [90]. Возможно их присутствие на западе Приманракского и Сайканского прогибов. В целом отложения переходного комплекса выполняют локальные мульды с крыльями, осложненными разрывными нарушениями, причем преобладают взбросо-надвиговые дислокации.

В пермо-триасовое время на территории верхнепалеозойских

седиментационных бассейнов начался новый тектонический этап который Г.П. Клейман (1983 г.) называет "заключительной тафrogenной стадией" развития, когда происходило накопление угленосных и сланценосных песчано-конгломератовых отложений. Так как структурный план пермо-триасовых образований в основном наследует план верхнепалеозойских палеобассейнов, целесообразно выделить его в качестве верхнего структурного яруса переходного комплекса. С конца пермского периода в триасе, а возможно, и в ранней юре происходит пенепленизация территории Зайсанской впадины с накоплением угленосных формаций в краевых ее частях, что характерно практически для всех межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Типично платформенный комплекс начинается с меловых и палеогеновых толщ, распространенных уже на обширных территориях. В Зайсанской впадине выделяются три структурно-фациальные зоны: Южно-Зайсанская (Юго-Западная), Центрально-Зайсанская (Центральная) и Северо-Зайсанская (Северо-Восточная) [41, 91, 30]. Осадконакопление в первой из них началось в меловой период (манракская свита). В палеоценовый век погружение охватило и Северо-Зайсанскую зону, и только с эоценового времени началось опускание наиболее глубокой в современной структуре Центрально-Зайсанской зоны, что подтверждается и данными бурения (Даировская скважина). С олигоцена начинается формирование орогенного комплекса, продолжающегося и поныне. Таким образом, эволюция Зайсанской впадины подтверждает основную тенденцию развития межгорных впадин: от краевых приразломных позднепалеозойских и раннемезозойских прогибов погружение постепенно охватывает и центральные части, которые затем становятся наиболее погруженными, а краевые зоны в плиоцен-древнеантропогеновое время начинают испытывать инверсионное воздымание с образованием крупных взбросо-надвигов.

Юго-Западная тектоническая зона отделена от Центральной Аркалинско-Манракским поднятием и включает неглубокий (до 500 м) Аксуатский прогиб и Акжарское погружение, которое далее сочленяется с Чиликтинской мульдой. Аксуатский прогиб отделен от собственно Зайсанской впадины палеозойским выступом (орогеном) Манракского хребта. Структура Чиликтинской мульды асимметричная: северный борт наиболее погружен и осложнен взбросо-надвигом со стороны горного сооружения. По-видимому, Манракский хребет является инверсированной частью крупного верхнепалеозойского прогиба.

Строение Северо-Восточной зоны достоверно не известно, однако исходя из материалов гравиметрической съемки, отражающей глубины залегания палеозойского основания, здесь отмечаются некоторые локальные погружения на фоне общего приподнятого блока [41].

В целом Зайсанская впадина представляет собой систему вытянутых прогибов запад-северо-западного простираения, разделенных столь же узкими зонами поднятий. Особое место в ее структуре занимает краевой южный ороген хребтов Манрак, Сайкан и Саур.

По-видимому, это одна из самых молодых тектонических зон в Зайсанской впадине, поскольку вдоль склонов орогена интенсивно дислоцированы все кайнозойские (включая плиоценовые) отложения и лишь современные осадки залегают с небольшим наклоном. Таким образом, возможно, что Саурско-Манракский ороген представляет собой инверсированную часть Зайсанской впадины, которая стала активно выражаться в рельефе лишь в послеплиоценовое время [93]. Однако изучение геоморфологии этого региона показало, что начиная с мезозоя здесь наблюдался холмистый денудационный рельеф, подвергавшийся в кайнозое дальнейшему размыву и пенеппенизации [41], и поэтому вряд ли в пределах будущего орогена откладывались мощные палеогеновые и неогеновые толщи.

Новые материалы были получены в результате сейсморазведочных работ МОГТ, проводящихся по рекомендациям ИГиРГИ и Алтайского филиала ИГН им. К.И. Сатпаеваи Сибирской геофизической экспедицией (1982—1986 гг.). Было доказано сложное строение палеозойских толщ под Карабулакским погружением и уточнена тектоническая схема Центральной зоны Зайсанской впадины, а также подготовлены к бурению Сарыбулакское, Хлебниковское, выявлены Даульское, Каракийское, Карабасское, Кустынское, Тайжузгенское и другие поднятия (см. рис. 12).

В Центральной тектонической зоне наиболее изучен Приманракский грабенообразный прогиб. Он ограничен с юга Манракским глубинным разломом взбросового типа. С северо-востока прогиб заканчивается Сайканским поднятием, сложным вулканогенными среднекаменноугольными образованиями (Даировская скважина). На севере и северо-западе границы его, по-видимому, разломные (по гравиметрическим данным).

Чрезвычайно важной чертой геологического строения Приманракского прогиба является присутствие верхнепалеозойской и мезозойской толщ, которые по характеру отражающих границ увеличиваются в мощности в направлении к горному обрамлению. Прогиб протягивается на северо-запад на 130—140 км при ширине 25—40 км. Наиболее погруженная часть его тяготеет к восточной половине, выделяемой как Карабулакское погружение, где мощность мезозойско-кайнозойского чехла достигает 2000 м, а с учетом верхнепалеозойских и триасовых образований может превышать 6000 м. Крупным положительным структурным элементом прогиба является Сарыбулакская зона поднятий, ограниченная с севера разломом, по которому поднятия надвинуты на погруженную осевую часть прогиба. Эта зона осложнена структурами Сарыбулакской (26×3,5 км, амплитуда 500 м), Хлебниковской (7×2,5 км, амплитуда 230 м), Даульской (5×17 км, амплитуда 90 м) и Каракийской (1,7×1 км, амплитуда 110 м). Она сочленяется с Эспинско-Тополевской зоной поднятий, в которую входят Тополевская, Карабасская, Нуринская, Эспинская, Такырская, Каройская, Разломная, Тайжузгенская и Кустынская локальные структуры.

Северная часть Приманракского прогиба занята оз. Зайсан, и поэтому изучение ее затруднено, однако, по гравиметрическим дан-

ным, там ожидается слабый моноклиальный подъем на север, осложненный в зоне Калбинских предгорий локальными погружениями. Малоизученной остается территория Присайканского прогиба, отделенная от Приманракского Сайканским поднятием. По результатам сейсморазведочных работ КМПВ, здесь наблюдается резкое увеличение мощностей осадочной толщи, по-видимому связанное с погребенной верхнепалеозойско-раннемезозойской мульдой, называемой Себеевским погружением [41]. Возможность присутствия в нем по крайней мере триасовых образований подтверждается выходом последних на поверхность на северном склоне хребта Сайкан, в пределах Сарыбулакского участка. Юго-западный борт Присайканского прогиба ограничен крупным взбросо-надвигом, в сторону которого, по аналогии с Карабулакским погружением, опускаются, увеличиваясь в мощности, верхнепалеозойские и раннемезозойские толщи. Поле развития этих образований в рассматриваемом прогибе, вероятно, расширяется к востоку, где в пределах КНР Зайсанская впадина через погребенный вал Ишипулак сочленяется с крупной Джунгарской впадиной. В пределах Присайканского прогиба известны Себеевское, Двуреченское, Даировское и другие поднятия.

Таким образом, на современной стадии изученности кайнозойского чехла Зайсанская впадина представляет собой крупную депрессию, разделенную на погруженную до 2000 м (иногда до 2500 м) центральную часть и ступенеобразные Северо-Восточную и Юго-Западную зоны с глубинами залегания палеозоя до 1000 м. В пределах последней выделяются кулисообразно расположенные Аксуатское и Акжарское погружения и Чиликтинская мульда. Строение Северо-Восточной зоны во многом проблематично, однако по характеру гравитационного поля здесь также наблюдаются предгорные погружения.

Значительно осложняют поверхность фундамента погребенные верхнепалеозойско-нижнемезозойские мульды, представляющие собой останцы локальных межгорных впадин с типичной для них асимметрией и развитием взбросо-надвиговых дислокаций.

## НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Вопросы нефтегазоносности Зайсанской впадины издавна привлекают внимание многих исследователей.

С 1982 г. были начаты планомерное региональное изучение структуры впадины и подготовка объектов под глубокое бурение. Важнейшим результатом этих работ является установление в Карабулакском погружении выклинивающейся к периферии толщи, идентифицируемой с верхнепалеозойскими образованиями, перспективными на нефть и газ. Поверхностные нефтепроявления известны в Кендерлыкской мульде, где встречаются натски жидких битумов в образованиях одноименной свиты, а также отмечаются горючие сланцы [26]. Нефтепроявления известны и в китайской части Зайсанской впадины [30]. Из поверхностных проявлений активного гидродинамического режима впадины необходимо отметить грязевой вулканизм

в северных предгорьях Манракского хребта [30]. Параметрическая скв. 1 Сарыбулакская, в настоящее время находящаяся в бурении, подтвердила развитие в Приманракском прогибе выклинивающейся к северу верхнепалеозойской толщи, содержащей признаки нефти как на поверхностных выходах этих отложений, так и в керне пробуренной скважины. Разрез скважины представлен неогеновыми, палеогеновыми, меловыми, юрско-триасовыми и пермскими терригенными отложениями. В порах и трещинах керна (акколканская свита  $P_2$ ) отмечено наличие в песчаниках густой темно-бурой нефти. Кроме того, вскрыта толща конгломератов (акжалтауская свита —  $T_{2-3}$ ?) с прослоями песчаников и гравелитов, в которых присутствуют бурые пятна, пленка и капельные скопления битума. В процессе бурения испытано шесть интервалов. Из первого получен приток пресной пластовой воды с дебитом  $380 \text{ м}^3/\text{сут}$ . Остальные объекты "сухие". В интервале 2387—2412 м получен комок нефтебитума.

В Зайсанской впадине выделяются два основных возможно нефтегазоносных суббассейна. Нижний, верхнепалеозойско-раннемезозойский, пользуется локальным распространением, а верхний, мелкайнозойский, — региональным. Некоторые исследователи указывают на возможность нефтегазоносности среднепалеозойских толщ, в которых отмечается развитие морских и прибрежно-морских образований с присутствием угленосных и рифогенных фаций [90]. Однако осадочные формации фамен-нижнекаменноугольного возраста развиты локально и часто замещаются вулканогенными образованиями. Они подверглись воздействию по крайней мере трех крупных фаз тектогенеза — суарской (визе-намюрской) [93], позднепермской и альпийской.

Таким образом, мы полагаем, что основные перспективы нефтегазоносности следует связывать с верхнепалеозойско-раннемезозойским суббассейном, и особенно с его верхней частью (выше среднекаменноугольных отложений). Наиболее наглядной моделью строения этого суббассейна может служить синклиальная структура Кендерлыкской мульды, довольно хорошо изученной из-за присутствия в ней угольных и сланцевых месторождений. Общая мульдообразная структура с одним крылом, нарушенным крупным взбросо-надвигом, подтверждается и в Карабулакском погружении, где на сеймопрофилях ниже подошвы мезозоя отмечается серия отражений, связанных с мощной, выклинивающейся к центру впадины толщей. Анализ геолого-геофизических данных, а также структурного, опорного и параметрического бурения показал, что эта толща имеет верхнепалеозойский и, возможно, триасовый возраст. Нефтематеринскими являются терригенная лимническая углесланцевая ( $C_3-P_1$ ), терригенная угленосная ( $P_2-T_1$ ) и лимническая угленосная конгломератовая ( $T_{2-3} - J_1$ ?) формации. Наиболее насыщена ОВ сапропелевого (алинового) типа нижняя формация — в ней известны многочисленные нефтепроявления, пласты горючих сланцев с содержанием ОВ до 50%, битуминозные алевролиты, а также прослой каменных углей и углистых аргиллитов.

По степени катагенеза формация относится к наиболее благо-

приятным: в углях по периферии Кендерлыкской мульды определены стадии метаморфизма Д, Г, Ж, что соответствует МК<sub>1</sub> — началу МК<sub>3</sub>, или главной зоне нефтеобразования [8]. Следовательно, речь идет о прогремости нефтематеринских отложений, достаточной для того, чтобы началась массовая генерация жидких УВ, и о существенном размыве верхнепалеозойских образований; ведь если на поверхности отмечается такой прогрев, значит, была размыва толща по крайней мере мощностью 1—1,5 км, и это с учетом возможного повышенного геотермического градиента. Вверх по разрезу степень катагенеза закономерно уменьшается до ПК<sub>3</sub>—МК<sub>1</sub> (Д—Б<sub>3</sub>) в верхней лимнической угленосной конгломератовой формации, находящейся в верхней катагенетической зоне газообразования. Таким образом, в рассматриваемом суббассейне обеспечивается генерация жидких УВ в нижней и газообразных в верхней частях разреза, что подтверждено результатом бурения Сарыбулакской скважины.

Преимущественно терригенный разрез верхнепалеозойских и триасовых отложений обеспечивает развитие коллекторских горизонтов с довольно высокими фильтрационно-емкостными свойствами, что вообще характерно для угленосных толщ [40]. Существенным недостатком является отсутствие регионального флюидоупора, и верхняя граница рассматриваемого суббассейна повсюду представлена поверхностью размыва, соединяющей мезозойские грубозернистые образования с различными горизонтами верхнекаменноугольных и пермских отложений. Локальными флюидоупорами могут служить глинистые толщи тарангинской свиты. Так, на северо-восточном крыле Сайканской антиклинали отмечалось наличие глинистой гипсоносной пачки мощностью более 300 м [41]. Однако такие литологически однородные толщи нехарактерны для континентальных формаций верхнепалеозойско-нижнемезозойского суббассейна Зайсанской впадины.

Таким образом, важнейшей проблемой нефтегазоносности этого суббассейна является наличие покрышек. К верхнепалеозойским толщам бывают приурочены выходы родников с дебитами до 2 л/с (до 100 м<sup>3</sup>/сут) гидрокарбонатно- и сульфатно-натриевых или кальциевых вод с минерализацией 0,1—0,5 г/л, указывающей на инфильтрационный гидродинамический режим. По-видимому, вся эта толща представляет собой единый массивный трещиноватый резервуар [33]. Не везде в Зайсанской впадине верхнепалеозойские отложения находятся в благоприятной для нефтегазообразования термодинамической обстановке. Так, на северо-востоке территории известны выходы средне-верхнекаменноугольных отложений, содержащие угольные месторождения с углями стадий А, Т, реже К (МК<sub>3-4</sub> — АК) (месторождения Кокпекты и Буконь). По всей вероятности, столь значительный прогрев частично связан с контактовым метаморфизмом, однако он не может принимать такие значительные масштабы. Скорее всего, это объясняется наличием крупного размыва верхнепалеозойских толщ.

Раннемезозойские (триасовые и, возможно, юрские) отложения выделять в отдельный суббассейн нецелесообразно в силу их ограниченной распространенности и приуроченности к верхнепалеозой-

ским прогибам. Поэтому они рассматриваются в составе нижнего суббассейна.

Верхний кайнозойский возможно нефтегазоносный суббассейн включает в себя, кроме кайнозойских образований, также спорадически распространенные меловые отложения. Он занимает основной объем Зайсанской впадины и характеризуется в целом небольшой мощностью (500—1000 м), и только в пределах Центральной тектонической зоны мощность его достигает иногда 2000 м. Суббассейн отличается хорошими сейсмогеологическими параметрами, обусловленными развитием литологически выдержанных пачек хорошо отсортированных осадков, поэтому подготовка локальных объектов под глубокое бурение не вызывает особых трудностей.

Возможный нефтегазоматеринской толщей является озерная песчано-глинистая палеогеновая формация (в основном эоцена — ранне-го олигоцена), включающая глинистые озерные фации, обогащенные гумусовым и сапропелевым ОВ. На северном борту впадины эта формация содержит месторождения бурого угля Чакельмес и Ашутас [26]. Степень катагенеза вмещающих пород не превышает ПК<sub>1</sub>, но, возможно, в погруженном состоянии в Центральной зоне она увеличивается. Отрицательным фактором является выклинивание этой формации к погруженным частям впадины. Так, в разрезе Даировской опорной скважины образования палеоэоцена и эоцена отсутствуют. Определенным нефтегазогенерационным потенциалом обладают глинистые прослои в низах озерной пестроцветной формации (P<sub>3</sub>—N<sub>1</sub>) и только в пределах Центральной тектонической зоны (в основном в Приманракском прогибе).

Коллекторские горизонты и надежные флюидоупоры присутствуют в меловых и кайнозойских отложениях, на что указывают фациальный состав этих озерных образований и результаты сейсмопрофилеирования МОГТ. Согласно данным Даировской опорной скважины, открытая пористость пород колеблется от 20 до 30%. При испытании, которое проводилось только в интервале 842—693 м (четыре объекта) в сарыбулакской свите и в низах калмакпайской, были получены притоки пластовых вод с дебитом от 52 до 110 м<sup>3</sup>/сут в интервале 826—816 м дебит составил 183 м<sup>3</sup>/сут с температурой воды 29°С. При производстве нефтяной ванны в интервале 1200—716 м (нуринская и акжарская свиты) наблюдался приток пресной воды с дебитом 2160 м<sup>3</sup>/сут. Эти данные говорят о наличии весьма prolificных природных резервуаров, разделенных крышками высокого качества (один из объектов — четвертый — был "сухим"). Однако пластовые воды преимущественно пресные, с минерализацией 0,3—4 г/л (редко до 10), сульфатно-натриевого и хлоридно-сульфатно-натриевого состава [24]. Важной особенностью артезианского бассейна Зайсанской впадины является развитие термальных вод с температурой в основании кайнозойского чехла до 70°С. Гидродинамический режим в целом представляется инфильтрационным [33], что обычно связывается с плохими условиями для консервации скоплений УВ. Однако о минерализации вод из нижних частей кайнозойского суббассейна сведений нет. В его отдельных понижениях, столь характерных

для ложа Зайсанской впадины, вполне могут быть застойные условия. Не исключена возможность существования гидродинамических ловушек нефти и/или газа [24]. Тем не менее верхние части кайнозойского суббассейна впадины по гидрологическому фактору, вероятнее всего, являются малоперспективными.

Собственные генерационные возможности кайнозойского суббассейна, особенно нефтяных УВ, также невелики, но может быть весьма значительным массопереток УВ из образований подстилающего суббассейн переходного комплекса (средне-верхнепалеозойско-ранне-мезозойского), находящегося в главной зоне нефтеобразования и гидродинамической связанного с меловыми и палеоценовыми коллекторскими толщами, расположенными под эоценовой глинистой покрывкой.

Итак, в пределах возможно нефтегазоносного Зайсанского бассейна выделяются два возможно нефтегазоносных суббассейна — верхнепалеозойско-нижне-мезозойский и верхнемел-кайнозойский. Наибольшими перспективами характеризуются в этом суббассейне верхнепалеозойские отложения, в которых отмечается существенно повышенное содержание ОВ алинового и арконового типов и достаточная степень прогрева ( $МК_{1-3}$ ), а также обнаружены прямые признаки нефти при бурении Сарыбулакской параметрической скважины. Распространение этих образований в грабенообразных прогибах, ограниченных взбросо-надвигами, позволяет предположить существование возможных зон нефтегазонакопления при- и поднадвигового типов.

## ПРИБАЛХАШСКАЯ ГРУППА ВПАДИН

Прибалхашская группа впадин в тектоническом отношении приурочена к зоне сочленения Центрально-Казахстанского каледонского щита и крупного эпиплатформенного Джунгарского орогена, с которым связаны основные этапы формирования этих значительных, преимущественно кайнозойских депрессий. Наиболее крупной из них является Прибалхашская (Южно-Балхашская [70]) размерами  $270 \times 220$  км, менее крупными — Лепсинская (Северо-Джунгарская) ( $180 \times 80$  км) и Алакольская ( $260 \times 80$  км).

Важной геотектонической зоной, оказавшей значительное влияние на ранние эпохи заложения этих впадин, является Прибалхашско-Илийский эпигеосинклинальный орогенный вулканический пояс [56].

На нижнепалеозойских геосинклинальных песчано-сланцевых метаморфизованных породах залегают интенсивно дислоцированные среднедевонская флишоидная формация и кремнисто-вулканогенная верхнедевон-нижнекаменноугольная (островодужный комплекс) [56], мощностью соответственно до 700 и 2500 м, перекрываемые нижнекаменноугольной морской песчано-алевролитовой кремнистой с вулканитами толщей мощностью до 1600 м. Максимальная мощность этих образований отмечается в пределах Лепсинской впадины. В Южно-Балхашской впадине девон-каменноугольные отложения пред-

ставлены вулканогенно-терригенной толщей с присутствием угленосных и карбонатных отложений сокращенной мощности (до 1000 м).

В орогенную стадию развития Джунгаро-Балхашской складчатой системы образовались вулканогенно-молассовая андезитовая ( $C_{2-3}$ ) формация мощностью до 2000 м и группа "порфировых" формаций ( $C_3-P$ ), в основном развитых по бортам Алакольской и Южно-Балхашской впадин [24] и отсутствующих в Лепсинской впадине [56]. Наибольший интерес представляет колдарская свита ( $C_3-P_1$ ), обнажающаяся на севере и северо-востоке впадины и сложенная туфогенно-терригенной пестроцветной формацией с карбонатными фациями мощностью до 600 м. Пермские отложения почти нацело состоят из бурых и лиловых игнимбритов и туфов дацитового и липаритового состава мощностью около 200 м [24]. Верхне-палеозойские образования слагают так называемый Прибалхашско-Илийский вулканогенный пояс.

Верхнетриасовые отложения известны на Алакольском угольно-сланцевом месторождении на юго-востоке впадины. Здесь они составляют единую толщу с вышележащими юрскими образованиями и представлены 200-метровой песчано-конгломератовой пачкой с прослоями алевролитов и аргиллитов. В юрском разрезе выделяются толщи: угленосная (110—120 м) — чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов, углей и горючих сланцев; "полосчатая" (420 м), состоящая из аргиллитов, алевролитов и песчаников с конгломератами, и песчано-конгломератовая (400—1200 м). Верхи последней, по-видимому, охватывают часть средней юры. Все эти образования слагают лимническую угленосную песчано-конгломератовую формацию верхнего триаса — нижней—средней юры [19, 24], наличие которой доказано бурением в юго-восточной и юго-западной (мощность 70—110 м) частях Южно-Балхашской впадины [19], а также возможно в южной зоне Лепсинской впадины [70].

Во всем Прибалхашском регионе небольшими разрозненными участками встречаются красноцветные песчано-галечные накопления, содержащие обломки костей динозавров и стволов деревьев, сходные с подобными накоплениями ишакдаванской свиты (по данным Н.Г. Касина и др.) пограничной Джунгарии. Верхнемеловые образования представлены гравелитами и редко песчаниками и глинами весьма изменчивой мощности, не превышающей, видимо, 150 м [19].

Палеоценовые отложения залегают на коре выветривания палеозоя и иногда на меловых или юрских толщах. Представлены они жамантинской свитой преимущественно песчано-конгломератового состава, сменяющейся сверху разреза красноцветными глинами, аргиллитами, доломитами и мергелями (27—60 м и более).

Эоцен-олигоценные отложения представлены нерасчлененной толщей монтмориллонитовых, местами бентонитовых, белых, серых и черных глин, согласно перекрываемой малиновыми глинами и кирпично-красными аргиллитами с присутствием известковистых глин и доломитов с фауной позвоночных (тапиро- и носорогообразных, рыб, черепах) общей мощностью более 120 м.

Меловые, палеоценовые и эоцен-олигоценые отложения отделены друг от друга поверхностями несогласия, но в целом знаменуют один крупный цикл седиментогенеза [24], приведший к накоплению континентальной аллювиальной конгломератовой субформации мела—палеоцена и озерной пестроцветной глинистой субформации эоцена—олигоцена, объединяемых в континентальную джунгарскую формацию (К—Р).

Олигоцен-миоценовые образования развиты гораздо шире мезозойских и ниже-среднепалеоценовых. Часто они залегают на палеозойских породах или маломощных корах выветривания. Это коричневые, шоколадные, местами каолинизированные, красные и зеленоватые гипсоносные глины с грубозернистыми песками и гравелитами в основании разреза (сарьюзекская свита по К.А. Азбель, В.М. Бувтышкину [6]). Мощность превышает 160 м.

Миоцен-плиоценовые отложения представлены переслаиванием красно-бурых и зеленых гипсоносных и соленосных глин и в основании — известняков, сверху преобладают слюдистые глины бурого, желто-бурого и коричневого цвета с прослоями гравийников (илийская свита —  $N_2^3$  — мощностью до 240 м). Верхнеплиоценовая хоргосская свита ( $N_1^3$ ) сложена мелкогалечными конгломератами и гравелитами, а также песчанистыми суглинками и глинами, вскрытыми скважиной в районе горы Катунь. Общая мощность их 338 м. Антропоценовые отложения фашиально относятся к пролювиальным, флювиогляциальным, аллювиальным и озерным образованиям и представлены терригенными, преимущественно конгломератово-песчаными сероцветными толщами мощностью до 300 м.

Таким образом, в составе орогенического комплекса ( $P_3$ — $N_1$ ) выделяются формации: олигоцен-миоценовая красноцветная озерная, миоцен-плиоценовая пестроцветная озерная и верхнеплиоцен-антропоценовая песчано-конгломератовая сероцветная. Характерными особенностями их являются большая изменчивость мощностей и несоответствие структурных планов палеобассейнов различного возраста.

Формации мезозойского и кайнозойского возраста в пределах рассматриваемых впадин однотипны и различаются только мощностями, причем максимальная мощность их отмечается в Алакольской впадине. В связи с этим последняя представляется наиболее перспективной территорией на нефть и газ.

С севера Алакольская впадина ограничена каледонскими структурами Тарбагатайской складчатой системы, а с юга — герцинидами Джунгаро-Балхашской складчатой области (Северо-Джунгарский синклиорий). Впадина характеризуется асимметричным строением. Ее южная часть, по данным КМПВ (1959 г.) и электроразведочных работ (1958 г.), а также мелкого бурения, является наиболее погруженной. Причем глубина залегания палеозойского фундамента превышает, видимо, 2 км. Важной особенностью впадины является ограничение ее с юга Алакольско-Джунгарским глубинным разломом взбросо-сдвигового характера, по которому палеозойские толщи надвинуты на кайнозойские отложения вплоть до образования покровов, доказанных бурением [92].

С северо-запада на юго-восток амплитуда разлома увеличивается от сотен метров до 1000 м и более. По этому глубинному нарушению южный борт впадины через Джунгарские Ворота сочленяется с периклиналью Урумчинского прогиба Джунгарской впадины, расположенной уже в Северо-Западном Китае. По-видимому, это сочленение имеет давнюю историю, начинающуюся еще с позднего палеозоя, и только современный орогенный процесс сделал эту связь менее явной. Действительно, юрские и меловые формации Алакольской впадины легко и естественно сопоставляются с одно-возрастными образованиями Джунгарской впадины [19].

Второй крупной структурной линией впадины является Алакольский разлом (южная часть Чингиз-Джунгарского разлома) [24], вдоль которого также отмечается понижение кровли фундамента. На остальной территории фундамент залегает неглубоко (сотни метров) и часто прорывает осадочный чехол в виде выступов. Таким образом, в Алакольской впадине выделяется Коктуминский прогиб по Ф.Е. Синицыну, называемый также Предджунгарским локальным прогибом [70]. Эти же авторы выделяют Приалакольский локальный прогиб, расположенный вдоль северо-восточного берега оз. Алаколь. По всей вероятности, этими прогибами и ограничивается перспективная для поисков залежей УВ территория, поскольку центральная часть впадины занимает крупное Сасыкколь-Алакольское поднятие, выделяемое по данным гравиметрии и отчасти сейсморазведки КМПВ [24].

Строение Прибалхашской и Лепсинской впадин отличается простотой: наиболее прогнутые (до 1500 м) их части тяготеют к горному обрамлению Джунгарского Алатау и выполнены в основном кайнозойскими образованиями с присутствием маломощных меловых и юрских образований. На остальной их части чехол не превышает 300—500 м. Определенный интерес представляет Байканасский прогиб Прибалхашской впадины, в котором возможно присутствие также верхнепалеозойских отложений.

Перспективы нефтегазоности Прибалхашской группы впадин, как и Зайсанской впадины, связаны с верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями. Однако существенное преобладание в верхнепалеозойских формациях вулканогенного материала снижает их перспективы. Явная связь Алакольской впадины с Урумчинским прогибом (КНР) позволяет предположить возможные перспективы триасугленосных образований, перекрытых грубозернистыми коллекторскими толщами мел-палеоцена. Региональным флюидоупором может служить озерная пестроцветная глинистая субформация эоцена—олигоцена. Возможно наличие зон нефтегазонакопления, связанных с поднадвигом Алакольско-Джунгарского разлома.

В течение всей кайнозойской эры на рассматриваемой территории господствовали аллювиальные и озерные обстановки седиментогенеза. В последних происходило накопление так называемого балхашита — сапропелевого осадка, содержащего свыше 90% ОВ. Еще в 1919 г. Н.Д. Зелинский доказал, что балхашский сапропелит образован озерными микроскопическими водорослями *Botryo-*

soccus Braunii [44]. Основными компонентами являются твердые органические кислоты, парафиновые УВ и воск. В процессе перегонки с водным паром получено 12,6% легких бензиновых УВ, 54,6% керосиновой фракции и 32,8% тяжелых нефтяных масел. Сходные результаты получены и другими исследователями [53]. Таким образом, даже современные осадки в благоприятных термодинамических условиях (например, в поднадвиге) могут генерировать существенные количества жидких УВ.

Таким образом, перспективы открытия залежей УВ наиболее высоки в южной зоне Алакольской впадины и в меньшей степени в Байканасском прогибе Прибалхашской впадины.

## ЮЖНО-ТУРГАЙСКАЯ ВПАДИНА

Впадина расположена в зоне сочленения Туранской и Западно-Сибирской плит и ограничена с юго-запада погребенными поднятиями Джусалинского свода. С востока она через погруженное продолжение хребта Улутау сочленяется с Чу-Сарысуйской депрессией. Однако эти две впадины резко различаются по строению осадочного чехла. В первой преобладают мезозойские, а во второй палеозойские отложения. Хотя Южно-Тургайская впадина в современной структуре не является межгорной, однако по особенностям строения юрской части осадочного чехла она может быть отнесена к этому типу.

Большой вклад в изучение геологии и нефтегазоносности впадины внесли А.А. Абдулин, Т.А. Акишев, Ю.А. Волож, В.И. Дитмар, Н.П. Кирда, А.А. Клубов, Ф.С. Рабкин, Р.Б. Сапожников, Ф.Е. Синицын, Г.П. Филипьев, Б.С. Цирельсон, С.Е. Чекабаев, М.А. Чимбулатов и др.

Осадочный чехол ее включает локально развитый переходный комплекс, представленный образованиями, аналогичными формациям Чу-Сарысуйской депрессии, и мезозойско-кайнозойский комплекс, сложенный тремя структурными ярусами — триас-юрским, мел-эоценовым и олигоцен-четвертичным [54, 88]. В Арыскупском прогибе переходный комплекс отсутствует. Триас-юрский структурный ярус выполняет глубокие (до 5000 м) врезы в протерозой-нижнепалеозойском фундаменте. Его неполный разрез (около 3000 м) вскрыт параметрическими скважинами 1 и 2 Арыскуп и представлен терригенными слабоугленосными отложениями юрского возраста. На региональном сейсмопрофиле 8354-1, проходящем через Арыскупский прогиб, отчетливо наблюдается система узких глубоких (до 5000 м) грабенов, ограниченных разрывными нарушениями. По-видимому, некоторые из них являются взбросо-надвигами. Действительно, развитие взбросовых дислокаций — характерная черта юрских грабенов, выходящих на поверхность в Центральном Казахстане [26]. По данным параметрического и профильного структурного бурения, триас-юрский структурный ярус сложен верхнетриас-среднеюрскими

сероцветными песчано-глинисто-алевритовыми отложениями, обогащенными в основном гумусовой органикой, и верхнеюрскими, преимущественно глинистыми, иногда пестроцветными озерными толщами, содержащими сапропелевое ОВ (до пачек битуминозных сланцев). Типичная для сероцветных угленосных формаций ритмичность обеспечивает частое чередование коллекторов (песчаников) и флюидоупоров (аргиллитов). Мощность триас-юрских отложений крайне изменчива. На выступах фундамента она редуцирована за счет триас-юрской, а местами и среднеюрской части разреза, сокращаясь до десятков метров. Наиболее широко распространены озерные образования верхней юры, но и они выклиниваются на склонах прогиба и отдельных выступах фундамента [3, 54].

Мел-эоценовый структурный ярус составляет основную часть осадочного бассейна Южно-Тургайской впадины. Его разрез типичен для северо-восточной части Туранской плиты и представлен толщей неокотских красноцветных глин и алевролитов с горизонтами песчаников мощностью до 500 м в основании и в средней части разреза. Апт-альбские морские сероцветные песчано-алевритовые отложения мощностью около 400 м перекрываются континентальными пестроцветными глинисто-алевритовыми образованиями верхнего альба и сеномана и морскими, в основном песчаными, толщами турона, кампана и маастрихта общей мощностью до 1000 м. На меловых отложениях залегают мергельно-глинистые слои палеоцена—эоцена (до 200 м). Образования третьего, олигоцен-четвертичного структурного яруса развиты неповсеместно и представлены континентальными гравийно-песчаными и глинистыми отложениями мощностью до 200 м, залегающими на размытой поверхности мела, палеоцена и эоцена.

В ходе региональных сейсморазведочных работ МОГТ и МОГП и профильного структурного бурения уточнены границы триас-юрских грабен-синклиналей. Параметрическое бурение проводилось на площадях Арыскуп 1-П (3791 м, палеозой, юра), 2-П (2308 м, палеозой), Сазымбай 1-П (2656 м, юра), 2 (4000 м, юра), Акшабулак 1 (3500 м, палеозой). Во многих структурных скважинах вскрыты образования фундамента на глубинах 600—1500 м (в пределах выступов).

В целом Южно-Тургайскую впадину следует считать фрагментом единой крупнейшей внутриконтинентальной рифтовой зоны, протягивающейся на север, через Тургайский прогиб в Западную Сибирь, и на юго-восток, через Таскомырсайскую (Леонтьевскую) грабен-синклиналь в зону Таласо-Ферганского сдвига [2, 4].

В начале 1984 г. после получения прямых признаков нефти в Арыскупском прогибе были развернуты детальные сейсмические работы МОГТ и подготовлена структура Кумколь. Затем в том же году Турланской геофизической экспедицией была отработана серия профилей с шагом в 4 км на широте открытого одноименного месторождения полосой 30×100 км, в которой были выявлены поднятия Арыскуп, Кызылкия и Северный Кумколь. В последующем были выявлены структуры Бестобе, Майбулак, Карагансай-Байгетам,

Аксай, Тузколь. Все подготовленные поднятия (Сазымбайское, Черкитауское, Саралкинское, Кулагакское) расположены в Южно-Тургайском прогибе.

В целом локальные поднятия Южно-Тургайской впадины являются брахиантиклиналями, связанными с эрозионно-тектоническим выступом (Кумколь, Карагансай) приразломными складками (Арыскум, Бестобе).

Локальное поднятие Кумколь приурочено к эрозионно-тектоническому выступу нижнепалеозойского фундамента. В пределах месторождения отсутствуют нижнеюрские отложения и наблюдается выклинивание среднеюрских пород. Структурные планы основных комплексов (по поверхности палеозоя, средней, верхней юры и мела) в целом совпадают, что позволяет отнести Кумколь к поднятиям сквозного развития [88]. Однако в деталях отмечаются существенные различия в конфигурации ловушек. В региональном плане наблюдается тенденция к инверсионному развитию триас-юрских грабен-синклиналей, приуроченных к прибортовым частям впадины.

В Южно-Тургайском прогибе подготовленные поднятия приурочены к краевым частям триас-юрских грабен-синклиналей, и их возникновение связано с указанными инверсионными подвижками по разломам взбросового типа.

Открытие нефтяного месторождения Кумколь изменило представления о преимущественной газоносности впадины [5, 7, 52], основанные на том, что угленосные континентальные толщи могут продуцировать только газообразные УВ. Преобладание гумусового типа ОВ обусловило высокое содержание (до 11,6%) парафинов. Компонентный состав (в %) нефти из верхнеюрской залежи такой: 84,01 масел, 1,57 асфальтов, 6,56 бензольных смол, 7,86 спиртобензольных смол. Соотношение цикланов и алканов составляет 0,8; присутствуют бензол и толуол (0,4%), а среди микроэлементов — никель ( $3,07 \times 10^{-6}$  г/л); ванадий отсутствует (определения Р.А. Твердовой, ИГиРГИ). В бензиновой фракции (до 200°C) парафиновых УВ 44,08, нафтеновых — 44,08, ароматических — 11,84% (определения В. Ильинской, ВНИГНИ). В результате геохимических исследований установлена идентичность нефтей меловых и юрских залежей по групповому углеводородному составу бензиновых и керосино-масляных фракций и отмечаются следы миграции нефти из юрских отложений в меловые, т.е. подтверждается предположение о генерационном потенциале юрских образований. Таким образом, основным источником жидких и газообразных УВ служат триас-юрские грабен-синклинали, запечатанные верхнеюрским и региональным неокомскими флюидоупорами. Залегающие выше меловые отложения промыты инфильтрационными водами, что связано с их гидродинамической раскрытостью по периферии впадины, и особенно в Арыскумском прогибе. Неокомский региональный флюидоупор в пределах Южно-Тургайского прогиба (на севере впадины) теряет свои качества, в нем увеличивается содержание песчаного материала и потому перспективы нефтегазоносности являются более проблематичными. Так, в результате параметрического (Сазымбай) и структурно-про-

фильного бурения не получено прямых признаков нефти и/или газа (кроме скв. 23-с, в которой в аптских песчаниках в керне отмечался "сильный запах солярки").

Таким образом, результатами геологопоисковых работ во впадине явились:

- 1) подготовка локального поднятия Кумколь;
- 2) выявление локальных поднятий Арыскуп, Кызылкия, Северный Кумколь, Бестобе, Майбулак, Карагансай, Аксай, Тузколь;
- 3) проведены также геохимические исследования нефтей месторождения Кумколь.

В 1984 г. в Арыскупском прогибе в ходе структурно-профильного бурения открыто нефтяное месторождение Кумколь, которое является в настоящее время объектом интенсивных разведочных работ. На месторождении выявлено восемь нефтяных залежей — в меловых (М-I и М-II) и юрских (Ю-0, Ю-I, Ю-II, Ю-III, Ю-IV, Ю-V) отложениях. Верхне- и среднеюрские залежи имеют небольшие газовые шапки. Продуктивные отложения представлены терригенными образованиями, характеризующимися высокими фильтрационно-емкостными свойствами. Нижнемеловые продуктивные отложения залегают на глубине 1065—1115 м, верхне-среднеюрские — 1210—1320 м. Дебиты нефти из юрских залежей на разных режимах составляют 6—200 м<sup>3</sup>/сут, из неокомских — 32—100 м<sup>3</sup>/сут. Нефть легкая (0,82—0,85 г/см<sup>3</sup>), сернистость изменяется от 0,33 до 1,85%, парафинистая (11—20%), смолистая (от 5—14%). Температура застывания нефти от +2 до 0°С. Вязкость ее в пластовых условиях 0,94—1,3 МПа/с. Дебит газа из газовой шапки верхнеюрской залежи составил 45 тыс. м<sup>3</sup>/сут.

Поисковые работы ведутся на площади Арыскуп, где, кроме двух параметрических скважин, пробурены скв. 2 (1594 м) и 6 (2520 м). В испытании находятся скв. 4, 12, 13. В скв. 2—П Арыскуп при бурении отмечались признаки нефти, а в скв. 4 — промышленные притоки газа из верхнеюрских отложений. Таким образом, в Арыскупском прогибе открыто одноименное газовое месторождение.

На основании проведенной во ВНИГНИ прогнозной оценки основные работы предлагается сконцентрировать в Арыскупском прогибе, как наиболее перспективном. Параметрическое бурение необходимо также проводить в Арыскупской грабен-синклинали, южнее структуры Арыскуп, с целью вскрытия наиболее полного разреза Южно-Тургайской впадины. В этой же зоне целесообразно сконцентрировать детальные сейсморазведочные работы МОГТ и МОГП для изучения возможных приразломных структур, а также зон поднадвигов. Таким образом, кроме планируемых участков, необходимо изучение юго-восточной части Арыскупской грабен-синклинали.

## ЧУ-САРЫСУЙСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

### ТЕКТОНИКА И ФОРМАЦИИ

Чу-Сарысуйская депрессия представляет собой обширную межгорную впадину, расположенную в зоне каледонской консолидации и ограниченную на юге и юго-западе хребтами Каратау и Киргизский Алатау, на востоке — Кендыктасским массивом и Чу-Илийским антиклинорием, на севере и северо-западе — Сарысу-Тенизским водоразделом и хребтом Улутау. С северо-запада на юго-восток она протягивается на 840 км при максимальной ширине 300 км. Ее площадь достигает 240 тыс. км<sup>2</sup>. Осадочный чехол образован мощным (до 5000 м) комплексом средне-верхнепалеозойских отложений, перекрытых толщей песчано-глинистых пород мезозой-кайнозоя мощностью до 600 м [37, 47].

Территория впадины в течение длительного периода являлась объектом изучения многих исследователей [37, 46, 47, 61].

Чу-Сарысуйская депрессия представляет собой пример наиболее сохранившихся наложенных впадин, заложенных на каледонском основании и переработанных герцинским этапом тектогенеза [46, 84]. История ее тектонического развития весьма сложная, но вместе с тем служит отчетливой моделью заложения и развития средне-верхнепалеозойских осадочных бассейнов в пределах Центрально-Азиатского сектора. Геотектоническая обстановка, в которой развивались эти бассейны, характеризовалась весьма специфическими особенностями, не позволяющими отнести ее к геосинклинальной или платформенной, и поэтому средне-верхнепалеозойские толщи Чу-Сарысуйской депрессии были названы переходным (брахитафрогенным) комплексом [43, 73].

В конце каледонского цикла тектогенеза, после завершения основной фазы складчатости и метаморфизма, в условиях растяжения земной коры в бортовых частях современной Чу-Сарысуйской депрессии (в основном в юго-западных зонах Чу-Илийского антиклинория) формировался вулканогенно-терригенный континентальный комплекс нижнего—среднего девона [37]. По-видимому, этот комплекс накапливался в условиях, которые следует называть рифтовыми [68]. Действительно, терригенные красноцветные толщи, накопившиеся затем в средне-верхнедевонских седиментационных бассейнах, весьма напоминают образования, выполняющие современные рифты. Это подтверждается также появлением в фамен-турнейских образованиях соленосных толщ. В течение всего девона происходило неуклонное расширение осадочных бассейнов от краевых частей к центру депрессии. К началу карбона эпицентры бассейнов оказались в пределах современных поднятий Большого Каратау, Сарысу-Тенизского водораздела и Нижнечуйской солянокупольной зоны [37, 46, 47]. Однако морской бассейн занимал в это время практически всю территорию Чу-Сарысуйской депрессии, ограничиваясь только на юго-востоке зоной угленакопления.

Весьма большое значение имели среднекаменноугольные подвиж-

ки, приведшие к резкому изменению структурного плана рассматриваемой территории [47, 69, 87]. С этого времени вплоть до триаса начинают формироваться крупные прогибы, выполненные красноцветными терригенными, в верхней части соленосными толщами. Эти прогибы образуют современную структуру депрессии и приурочены к бортовым зонам инверсированных среднепалеозойских бассейнов. Такая латеральная миграция эпицентров прогибания от краевых частей впадин к их центральным зонам, часто сопровождающаяся инверсией более ранних осадочных бассейнов, является характерной особенностью развития последних в средне-верхнепалеозойское время.

Таким образом, современная структура Чу-Сарысуйской депрессии в ходе герцинского этапа тектогенеза и в ходе пермских глыбовых подвижек была раздроблена многочисленными разрывными нарушениями, причем весьма большое значение имеют взбросовые дислокации (Придорожная площадь, Нижнечуйская солянокупольная зона). Сопряженные прогибания и восходящие движения в инверсионных зонах сопровождаются разломной тектоникой, и сбросы, господствующие в начальный период развития бассейна, в инверсионный этап трансформируются во взбросы и даже надвиги [68]. Таким образом, в краевых частях верхнепалеозойских прогибов вполне возможно наличие погребенных зон взбросо-надвигов.

В современной структуре Чу-Сарысуйской депрессии выделяются Бактыкары-Кокпансорский и Сузакско-Байкадамский прогибы, граничащие на западе с погребенным окончанием хребта Улутау и на юго-западе с хребтом Каратау, и Таскура-Тесбулакский и Муюнкумский прогибы, ограниченные с востока и северо-востока Чу-Илийским антиклинорием. Разделены эти две зоны прогибов Центрально-Сарысуйской (Таласско-Тастинской) системой поднятий, включающей в себя с севера Центрально-Бетпакадалинское поднятие, Тастинскую и Таласскую зоны поднятий [37, 47, 73, 81].

Бактыкары-Кокпансорский (Кокпансорский) прогиб представляет собой весьма сложную структуру, на севере которой развита Сарысуйская солянокупольная зона (Южно-Улутауский верхнедевонско-нижнекаменноугольный палеопргиб), а на юге в разрезе преобладают верхнепалеозойские отложения. На юго-востоке прогиба вновь появляются мощные красноцветные соленосные толщи среднего палеозоя (месторождение Придорожное). Характер сочленения этой части прогиба с Тастинской зоной прогибов, скорее всего, взбросо-надвиговый. Бактыкары-Кокпансорский прогиб имеет размеры  $200 \times 100$  км и мощность осадочного чехла 2500—4500 м.

Через Бугуджильский выступ описанный прогиб сочленяется с неглубоким (до 3000 м) Сузакско-Байкадамским прогибом ( $190 \times 70$  км). В нем мощность среднепалеозойских отложений увеличивается в сторону хребта Каратау, а верхнепалеозойских — к Тастинской зоне поднятий, представляющей собой центральный приподнятый блок. В нем резко (до нескольких сот метров) уменьшается мощность брахитафrogenного комплекса. Сочленение прогиба с зонами поднятий происходит по разломам, в том числе и взбросового типа [84].

На востоке Сузакско-Байкадамский прогиб ограничен Таласской зоной поднятий, в которой существенно сокращается мощность верхнепалеозойских отложений. В целом эта зона является южным продолжением Тастинского центрального блока.

Расположенный южнее Муюнкумский прогиб имеет размеры  $250 \times 150$  км (с глубиной погружения фундамента до 4500 м) и ограничен на юге Курагатинским выступом и на востоке Берликской ступенью. Прогиб асимметричен: наиболее прогнутая часть приурочена к северному участку, граничащему с Нижнечуйской солянокупольной зоной поднятий. Эта зона сложена исключительно девонскими и каменноугольными образованиями суммарной мощностью до 4000 м, разбита субширотными нарушениями преимущественно взбросового типа и осложнена существенными проявлениями галокинеза. По-видимому, Нижнечуйская зона является инверсированной осевой частью среднепалеозойского осадочного бассейна [84]. На северо-востоке депрессии расположен наиболее крупный ( $220 \times 100$  км) Таскура-Тесбулакский (Тесбулакский) прогиб с глубинами погружения фундамента до 5500 м. По данным бурения, на Изыкырской и Каракоинской площадях установлено, что в восточной и юго-восточной частях прогиба резко увеличивается мощность отложений фамена и нижнего карбона, а в западной разрез представлен в основном верхнепалеозойской толщей [37]. Таким образом, наиболее характерной чертой развития брахитафrogenного (переходного) комплекса является миграция осевых частей осадочных бассейнов от краевых зон впадины к ее центру.

Фундамент депрессии имеет четко выраженное блоковое строение [48, 61], которое отражается в широком развитии разломов, ограничивающих все крупные структурные элементы. Столь же существенное значение разрывные нарушения имеют и в строении большинства локальных поднятий. Этим обусловлено отнесение складчатости Чу-Сарысуйской депрессии к германотипной [37, 47]. Блоковый характер подвижек, а также проявления орогенеза в ранне-среднедевонское, пермское, триас-юрское и палеоген-четвертичное время неизбежно должны были привести к развитию зон взбросо-надвигов, в том числе и погребенных.

Формации Чу-Сарысуйской депрессии описаны достаточно подробно [37, 47, 81], и поэтому мы ограничимся лишь перечислением формационного ряда переходного комплекса. Разрез начинается локально развитой терригенно-эффузивной континентальной формацией нижнего—среднего девона. Значительно шире развиты образования красноцветной молассы ( $D_{2-3}$ ) мощностью 100—1500 м. Регионально распространена терригенная красноцветная континентальная фаментурнейская формация с крупной эвапоритовой лагунной субформацией общей мощностью более 1500 м. В раннекаменноугольное время накопилась прибрежно-морская карбонатно-терригенная формация (до 1000 м), включающая сероцветно-терригенную угленосную ( $C_1 v$ ) и морскую карбонатную ( $C_1$ ) субформации. Крупная тектоническая перестройка, начавшаяся со среднего карбона, обусловила образование крупной терригенной красноцветной формации ( $C_2-P$ ) с терригенно-

галогенной (P<sub>1</sub>) и глинисто-карбонатной (P<sub>2</sub>) субформациями суммарной мощностью более 2000 м.

Формационный ряд платформенного чехла представлен спорадически развитой лимнической угленосной формацией юрского возраста, выполняющей узкие грабены глубиной до 1500 м в прибрежных частях депрессии [26]. Толщи мелового и палеоценового возраста образуют прибрежно-морскую песчано-глинистую формацию, перекрываемую глинистой морской формацией эоцена—олигоцена. Отложения верхнего олигоцена — антропогена накапливались в условиях слабого орогенеза и представлены озерно-аллювиальной формацией. Мощность платформенного чехла не превышает 700 м (рис. 13, вкл.).

В отношении нефтегазоносности наиболее перспективны образования переходного комплекса, и в частности прибрежно-морской карбонатно-терригенной нижнекаменноугольной формации.

### НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Поисково-разведочные работы в депрессии начались с конца 50-х годов и особенно интенсивно проводились в 70-х годах. Все открытия в основном газовых месторождений были сделаны в толще переходного комплекса, который с начала нефтегазопромысловых работ рассматривался как наиболее перспективный.

На 1 января 1986 г. в Чу-Сарысуйской депрессии выявлены азотно-метановое Учарал-Кемпыртюбинское (Северный Учарал), газовые с газоконденсатом Айрактинское и Амангельдинское и газовое Придорожное месторождения. Известны также многочисленные мелкие залежи непромышленного значения (Орталыкская, Кумырлинская, Учаралская, Алимбетская, Анабайская, Малдыбайская, Саякпайская и др.).

Чу-Сарысуйский газонефтеносный бассейн разделяется на газонефтеносный суббассейн переходного комплекса [71] и суббассейн платформенного чехла, имеющий ограниченные перспективы.

Газонефтеносный суббассейн переходного комплекса является весьма значительным по своим размерам. В качестве нефтегазоматеринских толщ выступают образования прибрежно-морской карбонатно-терригенной формации нижнекаменноугольного возраста, в которой основное значение имеет морская карбонатная субформация визе и сероцветно-терригенная угленосная субформация нижнего визе. Определенную роль в генерации УВ могут играть образования лагунной эвапоритовой субформации фамена—турне, а также локально развитой глинисто-карбонатной субформации перми.

Самая нижняя лагунная эвапоритовая субформация содержит, кроме алевролитов и каменной соли, прослой темно-серых терригенных (в основном аргиллитистых) пород с очень высокой концентрацией ОВ (в среднем 3—4 и до 16,49%) сапропелевого типа. Действительно, в лагунных обстановках могут накапливаться глинистые осадки, весьма насыщенные отмершим фито- и зоопланктоном [37, 47].

Карбонатно-терригенная прибрежно-морская формация (C<sub>1</sub>) характеризуется довольно высоким содержанием ОВ. Так, для известняков

оно составляет до 4,57%, для песчаников и алевролитов — до 3,7%, для аргиллитов — до 4,5% [47]. В карбонатах преобладает ОВ сапропелевого типа, а в терригенных разностях — гумусового и гумусово-сапропелевого. В нижневизейской сероцветно-терригенной угленосной субформации в бурении на угольных месторождениях Кумырлы, Алимбет, Жаильма [26] были пройдены пласты каменного угля мощностью до 3,5, а иногда и до 14 м. Естественно, что столь крупные скопления ОВ могли генерировать значительные массы углеводородных газов. Нижнекаменноугольные отложения из-за их регионального распространения и выдержанной мощности являются основной нефтегазоматеринской толщей суббассейна переходного комплекса.

Интересны образования пермской глинисто-карбонатной субформации, содержащие в составе терригенных отложений битуминозные мергели [37]. По фациальному облику эта субформация является аналогом фамен-турнейских лагунных толщ.

В целом нефтегазоматеринские толщи в пределах Чу-Сарысуйской депрессии следует считать уникальными образованиями. Во-первых, они развиты в толще переходного комплекса, который сам по себе является весьма специфичным структурным этажом, образованным в эпигеосинклинальных квазиplatformенных условиях. Во-вторых, осадочные породы в этом комплексе подвергнуты существенным катагенетическим изменениям. Так, палеотемпературы прогрева отложений, по данным Н.П. Гречишникова (1984 г.), достигают 160°C в визейских отложениях (Барханная площадь), с отдельными включениями, прогретыми до 235°C. По методу декрепитации на структурах Койтас и Алимбет в основании осадочного комплекса установлена палеотемпература 270°C [84]. Степень метаморфизма углей в известных углепроявлениях и на угольных месторождениях колеблется от стадии Д—Г (Амангельды) до К—ОС (Каракольская мульда) и Г—Ж на месторождении Кулан, расположенном в Чу-Илийских горах [26]. Это свидетельствует о том, что отложения, расположенные даже в центре складчатой зоны, пропитанной позднейшими интрузиями, менее прогреты, чем породы в основании переходного комплекса. Видимо, в пределах Чу-Сарысуйской депрессии в ранние эпохи развития отмечался аномальный тепловой поток [84], так как современные температуры значительно (до 100°C) расходятся с палеотемпературами. Повышенный геотермический градиент усугублялся основным магматизмом, установленным на площади Амангельды, куполах Койтас и Тантай, где отмечены базальтоидные силлы в низах турнейского яруса [47]. И тем не менее катагенетически преобразованные до МК<sub>2-4</sub> породы переходного комплекса были генераторами жидких УВ (ныне разрушенных и преобразованных) и сейчас являются газопродуцирующими толщами.

По совокупности литолого-фациальных, геохимических и гидрогеологических критериев выделяются четыре регионально газоносных комплекса, представленные:

- 1) подсолевыми терригенными отложениями фамена—турне мощно-

стью около 400 м с коллекторами порово-трещинного типа (месторождение Придорожное);

2) терригенными отложениями верхнего турне — нижнего визе мощностью до 300 м с коллекторами порового и реже порово-трещинного типов (залежи на площадях Айракты, Жаркум, Амангельды, Малдыбай и др.);

3) карбонатными отложениями визейского и серпуховского ярусов (Придорожное, Орталык, Амангельды и др.) мощностью 400—600 м с коллекторами в основном трещинного типа и реже каверново-трещинного и порового типов;

4) подсолевыми терригенными отложениями нижней перми мощностью 150—250 м (Учарал-Кемпыртубе, Айракты, Амангельды, Орталык и др.) с коллекторами порово-трещинного и порового типов.

Таким образом, встречаются практически все типы коллекторов, но основное значение имеет поровый тип, к которому приурочены основные залежи газа [47]. В целом для образований переходного комплекса характерны невысокие коллекторские свойства, обусловленные интенсивной вторичной преобразованностью пород. Открытая пористость изменяется от 2 до 15, реже до 20%, коэффициент газонасыщенности — от 0,3 до 0,7, реже до 0,9. Существенное влияние на фильтрационно-емкостные свойства оказывают разломы. Так, на месторождении Придорожное дебит газа из скв. 6-Г, находящейся близ разлома, достигает 0,5 млн м<sup>3</sup>/сут, тогда как в скв. 12, удаленной от него, снижается до 20 тыс. м<sup>3</sup>/сут [84]. Это явление весьма характерно для переходного комплекса и отмечается также в пределах Южно-Мангышлакской НГО [71].

В зонах разломов интенсифицируются процессы выщелачивания и растворения, за счет чего резко улучшаются фильтрационно-емкостные свойства проницаемых горизонтов. Продуктивные пласты отличаются невыдержанностью, даже в пределах одного месторождения трудно составить схему стратификации газоносных горизонтов. Нижний крупный непроницаемый экран представляют фаментурнейские соленосные отложения. Региональным флюидоупором является нижнепермская соленосная толща, выклинивающаяся на разделяющих прогибы поднятиях, но и тогда в разрезе остаются ангидритовые и гипсовые прослои. Флюидоупоры развиты над каждым из отмеченных газоносных комплексов. Особое значение имеют локальные и весьма надежные покрывки в верхах визейского и серпуховского ярусов, представленные практически непроницаемыми ангидритовыми пластами, а также аргиллитами и даже алевролитами, но с обязательным присутствием эвапоритовых образований, хотя бы в виде цемента. Но на небольших глубинах (до 1000 м) в прибортовых частях эти газоупоры вследствие интенсивной макро- и микротрещиноватости (например, Кумырлы) не удерживают залежь от разрушения.

Природные резервуары Чу-Сарысуйской депрессии характеризуются разобщенностью и автономностью энергетического режима. Аномально высокие пластовые давления не отмечаются. В разведке

находились локальные поднятия, подготовленные сейсморазведкой МОВ и (впоследствии) МОГТ по различным отражающим горизонтам (III, II и др.). Это в основном брахиантиклинальные, часто осложненные разломами складки, относящиеся к сводовым ловушкам с элементами тектонического ограничения. На месторождении Амангельды отмечаются сводовые ловушки с литологическим выклиниванием. Исходя из анализа палеотектонической эволюции региона, можно сделать вывод, что основной этап структурообразования — позднепермский, однако влияние этой эпохи тектогенеза убывает от северо-западных частей депрессии к юго-восточным, где в среднекаменноугольную эпоху большое значение приобретают тектонические подвижки. Для окраинных территорий характерен инверсионный режим развития. В каменноугольный период здесь отмечались максимальные прогибания [78], которые в позднепермское время сменились активными поднятиями, что могло привести к расформированию, переформированию и отчасти запечатыванию залежей УВ, которые могли образоваться к началу пермского периода [79].

Таким образом, для понимания закономерностей размещения залежей в толщах переходного комплекса решающее значение имеет исследование палеоструктурного плана территории, во многом затушеванного позднейшими тектоническими переработками [69]. В депрессии отмечаются, кроме перечисленных типов, ловушки в эрозионных выступах фундамента (Орталык), а также в рифогенных массивах, которые были обнаружены высокоточной сейсморазведкой МОГТ в Бактыкары-Кокпансорском (площади Тамгалытар, Булак) и Таскура-Тесбулакском прогибах и представляют собой новый, перспективный объект для поисков газа в Чу-Сарысуйской депрессии.

Гидродинамический режим на всей рассматриваемой территории носит слабо выраженный элизионный характер [80]. Воды высокоминерализованные хлоридно-натриево-кальциевого состава, с минерализацией до 317 г/л (Амангельды, С<sub>1</sub>). Столь же высока (до 274 г/л) минерализация в фаменских отложениях. На поднятиях и в краевых частях депрессии в визе-наюрских отложениях она несколько сокращается (в Таласской зоне поднятий до 170—120, а иногда до 90 г/л, в Жаркуме до 87 г/л). Также понижается минерализация в континентальных образованиях среднего и верхнего карбона (до 110—90 г/л) с одновременным увеличением содержания сульфатов. В соленосных пермских толщах отмечается последний максимум до 290—300 г/л, по-видимому, в результате растворения галита.

Таким образом, в Чу-Сарысуйской депрессии наблюдается следующий гидрохимический профиль: в верхних частях хлоридно-сульфатно-кальциевый (10—25 г/л), затем два горизонта (нижнепермский и фамен-нижнекаменноугольный) хлоридно-натриевых высокоминерализованных вод (до 300 г/л), разделенных сульфатно-хлоридно-натриевыми водами с пониженной минерализацией, и наконец низкоминерализованные (до 10 г/л) сульфатно-хлоридно-кальциевые

воды, обычно малодобитные [33]. В метаморфизованных элизионных водах (практически рассолах) высока концентрация микрокомпонентов (в мг/л): до 2080 Вг, до 40 I, до 1420 Sr и др. Пластовое давление рапы, заключенной в трещиноватых известняках, иногда превышает нормальное гидростатическое на 25% и существенно меняется даже в одной скважине, а вот в толще фундамента оно значительно меньше нормального [33]. Это еще раз подтверждает гидродинамическую разобщенность природных резервуаров в депрессии, что не способствует образованию крупных скоплений УВ в толще переходного комплекса.

Сильная степень катагенеза обусловила развитие в суббассейне переходного комплекса газовых, иногда с небольшим (до  $112,9 \text{ см}^3/\text{м}^3$ ) содержанием газоконденсата, месторождений Айракты и Амангельды в Муюнкумском прогибе. По-видимому, последний факт не случаен. В результате позднепермской фазы тектогенеза, как уже указывалось, разрушились палеоскопления УВ, в том числе и нефтяного ряда. Присутствие газоконденсата обусловлено переформированием и деструкцией УВ древних залежей в фамен-турнейских и визейских толщах. Об этом же свидетельствует и нахождение капельно-жидкой нефти в складчатых структурах типично инверсионной Нижнечуйской системы солянокупольных поднятий (структуры Чуйская, Тантай, Бестюбе), а также в Таласской зоне поднятий (Кумырлы). Таким образом, позднепермский период тектогенеза — это не только основной период структурообразования в Чу-Сарысуйской депрессии, но и основной период разрушения палеоскоплений нефти и газа, которые могли быть весьма значительными. И если бы осадконакопление здесь носило непрерывный характер, в мезозойских толщах могли бы аккумулироваться значительные массы УВ, как, например, в Южно-Мангышлакской НГО, где доказано, что основным генератором преимущественно жидких УВ были образования переходного комплекса [73].

Состав газов в различных толщах подвержен значительным колебаниям. Кроме углеводородных компонентов, присутствуют азот (до 100%), гелий, углекислый газ. Характерно почти полное отсутствие водорода. В целом отмечаются следующие особенности: нижнекаменноугольные залежи содержат в качестве основных компонентов метан (до 75—95%), тяжелые его гомологи — до пентана (3—15%), паробразные гомологи —  $C_5-C_7$  (до 2%), азот (4—14%). Содержание азота повышается (до 28%) в подсолевых девонских продуктивных горизонтах и чрезвычайно резко в нижнепермских залежах, здесь азот становится основным компонентом (от 43 до почти 100%). Проведенный нами анализ содержания углеводородных компонентов в залежах различных горизонтов (без метана и азота) показал, что соотношение тяжелых гомологов метана везде остается примерно одинаковым [69]. Это свидетельствует о единой природе УВ и в пермских и в девон-каменноугольных продуктивных горизонтах.

Древний возраст залежей УВ говорит об уникальных условиях для сохранности их скоплений: это должны быть практически не-

проницаемые флюидоупоры. Поэтому для определения первоочередных направлений поисково-разведочных работ в Чу-Сарысуйской депрессии необходимо четкое выделение зон, где обеспечивается условие сохранности залежей.

На наш взгляд, особый интерес вызывают зоны инверсионного развития, приуроченные к бортовым частям депрессии и осложненные крупными нарушениями, которые, судя по общим закономерностям эволюции межгорных впадин, должны быть надвигового типа. Таким образом, возможно существование зон нефтегазонакопления при- и поднадвигового типов, приуроченных к бортовым областям депрессии и к краевым частям внутренних поднятий — Тастинскому блоку, Таласской зоне поднятий и т.п.

Нами выделяется также суббассейн платформенного чехла, включающий в себя мезозойские и палеоцен-эоценовые отложения. Так как мощность всей мезозойско-кайнозойской толщи невелика (200—300 до 600 м), выделение еще и кайнозойского суббассейна, соответствующего орогеническому комплексу, нецелесообразно, и поэтому олигоцен-антропогеновые образования включаются в состав суббассейна платформенного чехла.

Перспективы нефтегазоносности этих отложений традиционно оценивались отрицательно [37, 84, 46]. Однако после открытия нефтяного месторождения Кумколь в соседней Южно-Тургайской впадине эти прогнозы требуют некоторого пересмотра. Это касается прежде всего районов, примыкающих с северо-востока к хребту Большой Каратау и к зоне Улутау-Каратауского глубинного разлома (Сузак-Байкадамский и Бактыкары-Кокпансорский прогибы). Здесь действительно мощность мезозойско-кайнозойских отложений повышена (до 600 м и, возможно, более). Следует отметить весьма благоприятный формационный ряд рассматриваемого суббассейна. Юрские угленосные озерные образования (так же, например, как в Таскомырсайском грабене) могут быть хорошей нефтегазоматеринской толщей. Однако до сих пор в пределах Чу-Сарысуйской депрессии юрская формация обнаружена только на востоке Муюн-кумского прогиба (Хантауский грабен). Возможно ее присутствие вдоль северо-восточных погребенных склонов Большого Каратау.

В качестве нефтегазовмещающих толщ могут выступать преимущественно песчаные образования верхнемелового возраста, перекрытые всюду (кроме юго-восточных территорий) палеоцен-эоценовыми глинистыми толщами морского генезиса, служащими региональным флюидоупором. Таким образом, в суббассейне платформенного чехла имеется природный резервуар. Дифференцированные подвижки дейтеро-орогенического этапа в Чу-Сарысуйской депрессии были неинтенсивными и привели к образованию крупных брахиформных структур небольшой амплитуды, увеличивающейся в структурных зонах, тяготеющих к горному обрамлению.

Суббассейн платформенного чехла представляет собой единый артезианский бассейн с областью питания в зоне Казахского нагорья и в предгорьях Большого и Малого Каратау и Улутау. В целом режим бассейна инфильтрационный, хотя в меловом во-

доносном комплексе встречаются воды хлоридно-сульфатно-натриевые с минерализацией до 10 г/л, с притоками до 10 м<sup>3</sup>/сут. Минерализация вод повышается в олигоцен-неогеновых толщах, что связано с действием аридного фактора засоления [51].

В зонах выклинивания пермских солей и размыва средне-верхне-палеозойских отложений, особенно развитых в инверсированных областях, самостоятельный нефтегазогенерационный потенциал суббассейна платформенного чехла невысок; возможны переток УВ из суббассейна переходного комплекса и аккумуляция их в структурных ловушках в мезозойско-кайнозойских отложениях. По-видимому, особенно крупных открытий в рассматриваемом суббассейне ждать трудно, но возможность обнаружения залежей УВ (в том числе и нефтяных) все-таки существует.

Таким образом, основные перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской депрессии связаны с неантиклинальными зонами нефтегазонакопления в толщах переходного комплекса. Особый интерес представляют возможные поднадвиговые зоны.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Большинство рассматриваемых нефтегазоносных бассейнов востока Средней Азии и Казахстана в настоящее время являются объектами геолого-поисковых и разведочных работ. Наиболее крупными из них являются Чу-Сарысуйский, Южно-Тургайский, Южно-Таджикский и Ферганский бассейны. Они же относятся и к самым изученным территориям. Здесь открыты месторождения, содержащие залежи с доказанной промышленной нефтегазоносностью. Лучше изучены нефтегазоносные суббассейны платформенного чехла.

В пределах Ферганской впадины наиболее перспективны палеогеновые и неогеновые отложения ее погруженных прибортовых зон на доступных для бурения глубинах, палеогеновые образования восточной части Чуст-Пап-Наманганской ступени, автохтона Южно-Ферганского и Северо-Ферганского разломов.

На территории Южно-Таджикской впадины наибольший интерес представляют подсолевые юрские отложения Байсунского прогиба и автохтон палеогенового комплекса Кафирниганской зоны поднятий. Существенное значение для оценки перспектив нефтегазоносности юрских отложений имеет скорейшее завершение разведки Гаджакского месторождения и крупных структур Кафирниганской (Туюнтау, Ялгызкак, Северный Аруктау) и Обигармской (Южный Каратау) зон поднятий.

В пределах Чу-Сарысуйского и Южно-Тургайского нефтегазоносных бассейнов погребенные взбросо-надвиговые зоны являются новым перспективным объектом поисков.

На территории Южно-Тургайской впадины необходимо существенное усиление темпов подготовки к бурению локальных поднятий и их введение в поисковое бурение, а также скорейший ввод уже переразведанного месторождения Кумколь в разработку.

Нефтегазоносные бассейны межгорных впадин Центрально-Азиатского орогенного пояса отличаются незначительными (от 5 до 40 тыс. км<sup>3</sup>) объемами и преимущественно терригенным красноватом составом слагающих их формаций. Однако в основании осадочного чехла, и особенно в южных краевых зонах, развиты останцы верхнепалеозойских палеобассейнов, образованные терригенными, терригенно-карбонатными, угленосными и вулканогенными формациями. С этими отложениями связаны наибольшие перспективы нефтегазоносности, обусловленные повышенным содержанием ОВ, достаточной степенью прогрева, наличием локальных структур, кол-

лекторских горизонтов и качественных покровов. Перспективны также триас-юрские угленосные отложения. Поверхность палеозойских и триас-юрских толщ размыта, и поэтому возможен существенный переток УВ в нижние горизонты кайнозойского чехла.

Таким образом, в осадочном чехле межгорных впадин выделяются верхнепалеозойский, мезозойский и кайнозойский возможно нефтегазоносные суббассейны. Наибольшими перспективами пользуются верхи верхнепалеозойского и низы кайнозойского суббассейнов, а также мезозойский суббассейн, однако размеры последнего в большинстве впадин весьма ограничены.

Исходя из общей оценки перспектив нефтегазоносности межгорных впадин, основанной на анализе генерационного потенциала осадочных толщ, качества коллекторов и покровов, наличия ловушек, оценки сохранности скоплений УВ, а также масштабов нефтегазоносности (по объему осадочных бассейнов), в первую очередь необходимо проводить геологопоисковые и разведочные работы на территории следующих впадин:

- 1) Алайской (палеогеновые и мезозойские отложения);
- 2) Восточно-Илийской (пермские, мезозойские и низы кайнозойских отложений);
- 3) Зайсанской (пермские, мезозойские и низы кайнозойских отложений).

Во вторую очередь необходимо изучать такие возможно перспективные структуры, как:

- 1) Атбашинский прогиб и южную часть Нарынской впадины (верхнепалеозойские и низы кайнозойских отложений);
- 2) Иссык-Кульская впадина (верхнепалеозойские, мезозойские и низы кайнозойских отложений);
- 3) Кегено-Текесская впадина (мезозойские и низы кайнозойских отложений).

Требует специальной оценки территория Алакольской впадины, для чего в ее южной части необходимо провести сейсморазведочные работы МОГТ.

К малоперспективным территориям можно отнести Восточно-Чуйскую, Западно-Илийскую, Прибалхашскую и Лепсинскую впадины.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдрахматов К.Е.* Четвертичная тектоника Ферганского геодинамического полигона // Геология кайнозой Киргизии. Фрунзе: Илим, 1983. С. 88—104.
2. *Абдулин А.А., Афоничев Н.А., Власов Н.Г.* и др. Геологическое строение Казахстана и Средней Азии // Геология Советского Союза. М.: Наука, 1984. С. 59—72. (27-й МГК. Москва, 4—14 авг. 1984 г. Доклады. Т. 1. Коллоқ. К.01).
3. *Абдулин А.А., Волож Ю.А., Рабкин Ф.С.* и др. Особенности строения и перспективы нефтегазоносности южной части Тургайского прогиба // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1983. N 4. С. 1—8.
4. *Абдулин А.А., Цирельсон Б.С., Быкадоров В.А.* Тектоника области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. 238 с.
5. *Абдулин А.А., Чекабаев С.Е., Чимбулатов М.А.* Первое месторождение нефти на юге Казахстана // Вестн. АН КазССР. 1985. N 10. С. 12—14.
6. *Азбель К.А., Бувтышкин В.М.* Стратиграфия кайнозойских отложений Южной Джунгарии // Материалы по региональной геологии и геофизике Восточного Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1981. С. 35—40.
7. *Акишев Т.А., Курманов С.К., Сапожников Р.Б.* О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Южно-Тургайской впадины в свете новых геофизических данных // Геология нефти и газа. 1986. N 3. С. 14—18.
8. *Акрамходжаев А.М.* Главная фаза газообразования // Узб. геол. журн. 1973. N 6. С. 3—10.
9. *Акрамходжаев А.М., Авазходжаев Х.Х.* Нефтематеринские породы Узбекистана и методика определения их генетического потенциала продуктивности. М.: Недра, 1977. 264 с.
10. *Акрамходжаев А.М., Сайдалиева М.С.* Ферганский нефтегазоносный бассейн М.: Недра, 1971. 279 с.
11. *Саидходжаев А.М., Ситдиқов Б., Крамходжаев Ш.Г.* Роль новейшего орогенеза в развитии процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в Ферганской межгорной впадине // Тектоника и нефтегазоносность складчатых поясов. Фрунзе: Илим, 1984. С. 111—119.
12. *Акрамходжаев А.М., Эгамбердыев М.Э., Юртаев Ю.С.* Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности юго-восточной и центральной частей Средней Азии. Ташкент: Фан, 1975. 286 с.
13. *Андреев Ю.Н.* Региональная корреляция и унифицированная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений юго-востока Средней Азии // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1969. Вып. 2, ч. 2. С. 3—40.
14. *Базарбаев Э.Г., Лук-Зильберман В.И., Мусаев С.И.* и др. Состояние разведочных работ в межгорных впадинах Киргизии и пути эффективности их проведения // Тектоника и нефтегазоносность складчатых поясов. Фрунзе: Илим, 1984. С. 100—117.
15. *Белоусов В.В., Белявский Н.А., Борисов А.А.* и др. Строение литосферы по профилю ГСЗ Тянь-Шань—Памир—Каракорум—Гималаи // Сов. геология. 1979. N 1. С. 11—28.
16. *Благоволлин Н.С., Пиешин Г.Н.* Гравитационный фактор в развитии рельефа горных хребтов // Геоморфология. 1985. N 4. С. 3—16.
17. *Боголепов К.В., Ермиков В.Д.* Развитие Центрально-Азиатского горного пояса в мезозое // Геодинамические исследования. 1979. N 6. С. 5—17.
18. *Брод И.О.* Залежи нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1951. 351 с.
19. *Бувтышкин В.М.* К вопросу о стратиграфии мезозойско-кайнозойских от-

- ложений Южной Джунгарии // Проблемы региональной геологии и геофизики Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 30—39.
20. *Валибеков Ю.В., Яковец Ю.А.* Нефти и конденсаты Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1978. 79 с.
  21. *Варенцов М.И., Алешина З.И., Корниченко Г.Е.* Тектоника и нефтегазозносность Таджикской впадины. М.: Наука, 1977. 107 с.
  22. *Волос Г.С., Коломазов Р.У., Коробка В.С.* и др. Сравнительный анализ условий размещения и формирования залежей углеводородов в нефтегазозносных областях Таджикистана // Основные принципы формирования залежей нефти и газа. М.: Наука, 1983. С. 159—166.
  23. *Воробьев В.Т., Оруджева Д.С., Обухов А.Н.* Перспективы нефтегазозносности Алайской впадины // Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1986. Вып. 3. С. 9—13.
  24. Геологическая карта СССР. М-6 1:1 000 000. Н.С. Объяснительная записка. Листы 44, 45 (Зайсан). Л.: Недра, 1984. 165 с.
  25. Геология кайнозоя Киргизии. Фрунзе: Илим, 1983. 108 с.
  26. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 5: Угольные бассейны и месторождения Казахстана. Кн. 2. М.: Недра, 1973. 431 с.
  27. Геология СССР. Т. 40: Южный Казахстан. Ч. 1: Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1971. 536 с.
  28. То же. Кн. 2. 288 с.
  29. То же. Ч. 2: Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 403 с.
  30. Геология СССР. Т. 41: Восточный Казахстан. Ч. 1: Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1974. 471 с.
  31. Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1972. 280 с.
  32. То же. Кн. 2. 316 с.
  33. Гидрогеология Азии. М.: Недра, 1974. 575 с.
  34. Глубинное строение Ферганской впадины /Ф.Х. Зуннуов, М.Б. Зильберштейн, И.И. Перельман и др. Ташкент: Фан, 1973. 191 с.
  35. *Глумаков П.В., Крылов Н.А., Лисовский Н.Н.* и др. Проблемы поисков нефти в Тяньшаньской провинции // Тектоника и нефтегазозносность складчатых поясов. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 119—132.
  36. *Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Са-либаев Г.Х.* Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 152 с.
  37. *Дитмар В.И.* Тектоника и перспективы нефтегазозносности Чу-Сарыусуйской и смежных депрессий Казахстана. М.: Наука, 1966. 176 с.
  38. *Джумагулов А.Д.* Перспективные направления поисков нефти и газа в альпийских формациях межгорных впадин Киргизии // Тектоника и нефтегазозносность складчатых поясов. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 77—89.
  39. *Долицкий В.А., Джумагулов А.Д., Корсунь В.В.* и др. О нефтегазозносности зон надвигов межгорных впадин эпиплатформенных орогенов // Тектоника и нефтегазозносность складчатых поясов. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 163—179.
  40. *Ермаков В.И., Скоробогатов В.А.* Образование углеводородных газов в угленосных и субугленосных формациях. М.: Недра, 1984. 204 с.
  41. *Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений. М.: Наука, 1983. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 373).
  42. *Есипов Ю.М.* Особенности тектоники и развития межгорных впадин Северного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. 24 с.
  43. Закономерности размещения и поиски залежей нефти и газа в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1973. 166 с.
  44. *Зелинский Н.Д.* О балхашском сапропелите и возможном его использовании для технических и промышленных целей // Академик Н.Д. Зелинский: Собрание трудов. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 56—64.
  45. *Зхус И.Д., Шмайе И.И.* К вопросу о предельных глубинах распространения залежей нефти и газа // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, N 2. С. 451—454.
  46. *Ли А.Б.* Тектоника и перспективы нефтегазозносности Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975. 219 с.
  47. *Ли А.Б., Власов В.И., Парагульгов Х.Х.* и др. Тектоническое развитие и перспективы нефтегазозносности Чу-Сарыусуйской депрессии. Алма-Ата: Наука, 1982. 160 с.
  48. *Ли А.Б., Парагульгов Х.Х., Шлыгина Т.М.* О породах фундамента Чу-Сарыусуйской впадины // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1983. N 3. С. 13—21.

49. Коломазов Р.У., Юртаев Ю.С., Коробка В.С. Типы залежей нефти и газа Таджикистана // Геология и геохимия юрских ископаемых. Киев: Наук. думка, 1985. Вып. 65. 104 с.
50. Каримов А.К. Битуминологические предпосылки нефтегазообразования и нефтегазоносности осадочных отложений Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. 283 с.
51. Касимов Н.С. Палеогеохимия ландшафтов Казахстана в раннем кайнозое // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1984. № 6. С. 32—39.
52. Кирда Н.П., Тетерев Г.М. Нефть и нефтяные газы // Геология СССР. Т. 34: Тургайский прогиб. Ч. 2: Полезные ископаемые. М.: Недра, 1975. С. 24—45.
53. Класмент И.Р. Состав балхашита и вопросы генезиса сапропелитов // Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985. С. 62—71.
54. Клубов А.А. Геология и нефтегазоносность Тургайского прогиба. Л.: Наука, 1973. 153 с.
55. Клубова Т.Т. Литолого-геохимические факторы формирования и сохранения коллекторских свойств пород на больших глубинах // Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Наука, 1985. С. 59—68.
56. Кошкин В.Я. Стратиграфия верхнего палеозоя Северного Прибалхашья // Материалы по региональной геологии и геофизике Восточного Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1981. С. 11—28.
57. Крылов Н.А. Исследование геологоразведочного процесса на нефть и газ // Теоретические основы поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа. М.: Наука, 1984. С. 158—175.
58. Крылов Н.А., Корж М.В., Мальцев А.К. Нефтегазоносные формации чехла молодых платформ // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 112—117.
59. Крылов Н.А., Лебзин Е.В., Муравьева Г.Е. Юрские подсолевые отложения — главный перспективный комплекс Южно-Таджикской впадины // Проблемы геологии нефти. М.: Недра, 1972. Вып. 3. с. 260—273.
60. Кудряков В.А., Туляганов Х.Т. Гидрогеология нефтегазоносных областей Узбекистана. М.: Недра, 1973. 154 с.
61. Куниц Н.Я. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуйской депрессий по геофизическим данным. М.: Недра, 1968. 264 с.
62. Лебзин Е.В., Ненько В.М. Палеоструктурный анализ локальных складов Афгано-Таджикской впадины и нижний возможный предел времени формирования в них залежей нефти и газа // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. С. 45—54 (Тр. ВНИГНИ; Вып. 116, N 3).
63. Лозиев В.П. Некоторые особенности современной структуры Афгано-Таджикского нефтегазоносного бассейна и их практическое значение // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974. С. 13—24. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 159, N 6).
64. Лучиков В.С. Стратиграфия юрских отложений юго-востока Средней Азии // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. С. 86—92 (Тр. ВНИГНИ; Вып. 133, N 4).
65. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 170 с. (Тр. ГИН; Вып. 307).
66. Мальцева А.К., Крылов Н.А. Формационный анализ в нефтяной геологии. М.: Недра, 1986. 183 с.
67. Маламед Я.Р. Некоторые результаты изучения осадочных формаций Афгано-Таджикской впадины // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1969. с. 90—103 (Тр. ВНИГНИ; Вып. 2, N 2).
68. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. М.: Мир, 1985. 286 с.
69. Обухов А.П., Тимонина И.В. Перспективы обнаружения залежей углеводородов несводового типа в Чу-Сарысуйской депрессии // Вопросы поисков залежей углеводородов. М.: Наука, 1984. С.84—89.
70. Орел В.Е., Оруджева Д.С., Силич А.М. Сравнительная характеристика перспектив нефтегазоносности межгорных впадин Казахстана: Обзорная информация ВНИИОЭНГа. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1983. 60 с.
71. Оруджева Д.С., Обухов А.Н. Некоторые методические вопросы выделения возможных зон нефтегазоаккумуляции несводового типа // Геологические аспекты поисков нефти и газа. М.: Наука, 1984. С. 132—146.
72. Параев В.В. Сравнительная характеристика паттурных красноцветных формаций межгорных впадин Тянь-Шаня // Состав и строение осадоч-

- ных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. С. 5—27.
73. Перспективы нефтегазосности доюрских отложений молодых платформ. М.: Наука, 1981. 167 с.
  74. Рыжков О.А., Закиров З.Р. Особенности формирования антиклинальных складок Сурхандарьинской синклинальной зоны // Нефтегазовая геология и геофизика. 1963. N 12. С. 16—19.
  75. Рыжков О.А., Закиров З.Р. О размещении месторождений нефти и газа с различными запасами в Ферганской долине // Геология газовых месторождений Средней Азии. Л.: Недра, 1971. С. 58—74.
  76. Сафьян Л.М., Мирошниченко В.М., Волог Г.С. Морфология локальных складчатых структур Кафирниганской и Обигармской макроантиклиналей советской части Афгано-Таджикской впадины. Душанбе: Дониш, 1965. 168 с.
  77. Синицын Ф.Е. Геологическое строение Кегенской и Текесской межгорных впадин и перспективы их нефтегазосности: Обзорная информация ВНИИОЭНГа. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1967. С. 42—51.
  78. Синицын Ф.Е. Взаимосвязь цикличности газопродуцирующих отложений нижнего карбона и тектонических движений в Чу-Сарысуйской синеклизе // Тектоническая цикличность и нефтегазосность. М.: Недра, 1985. С. 127—135.
  79. Синицын Ф.Е., Карпов В.И., Филиппов Г.П. Время формирования газовых месторождений в отложениях эпигеосинклинального палеозоя Чу-Сарысуйской синеклизы // Время формирования залежей нефти и газа. М.: Недра, 1976. С. 168—174.
  80. Синицын Ф.Е., Карпов В.И., Филиппов Г.П. Значение миграции в формировании газовых месторождений восточной части Чу-Сарысуйской синеклизы // Геология нефти и газа. 1978. N 6. С. 37—40.
  81. Синицын Ф.Е., Хромова Н.Р. Эпигеосинклинальные формации среднего—верхнего палеозоя Чу-Сарысуйской синеклизы и перспективы их нефтегазосности М.: Недра, 1970. С. 141—163. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 95).
  82. Тектоника и нефтегазосность складчатых поясов: Материалы Всесоюз. совещ. (Фрунзе, сент. 1982 г.) Фрунзе: Кыргызстан, 1984. 254 с.
  83. Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. 199 с.
  84. Тектоническое развитие и перспективы нефтегазосности Чу-Сарысуйской депрессии. Алма-Ата: Наука, 1982. 160 с.
  85. Троицкий В.И. Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1973. 313 с.
  86. Усуалдиева М.У., Прокопенко А.И. Оценка перспектив нефтегазосности Киргизии с разработкой рекомендаций по определению направлений и повышению эффективности геолого-разведочных работ на нефть и газ // Тектоника и нефтегазосность складчатых поясов. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 90—100.
  87. Филиппов Г.П. История формирования структур юга Чу-Сарысуйской впадины в связи с перспективами нефтегазосности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ВНИГНИ 1972. 20 с.
  88. Филиппов Г.П., Цирельсон Б.С., Мургалимов С.Д. и др. О соотношении структурных планов триас-юрских и мел-кайнозойских отложений Арыскульской зоны Южного Тургая в связи с нефтегазосностью // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. N 4. С. 41—50.
  89. Хаин В.Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку: Азнефтеиздат, 1954. 505 с.
  90. Хисамутдинов М.Г., Авров Д.П., Василевская Е.Д. и др. Геологические формации (осадочные и вулканогенные) Зайсанской складчатой системы. М.: Недра, 1972. 231 с.
  91. Ходжаев А.Р. Геология и нефтегазосность Северной Ферганы. Ташкент: Узбекистан, 1969. 187 с.
  92. Шайкин И.А. К вопросу о разрывной тектонике Северо-Восточной Джунгарии // Материалы по региональной геологии и геофизике Восточного Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1981. С. 61—67.
  93. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата: Наука, 1976. 196 с.
  94. Юртаев Ю.С., Васильчиков М.В., Котеняткина Г.Е. К вопросу о фациальных изменениях меловых отложений Кулябского синклинория // Проблемы нефтегазосности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974. С. 184—187. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 159, N 6).
  95. Яковец Ю.А., Сафранов Т.А., Яковец Е.Б. Схема выделения и характеристика нефтепроизводящих толщ Таджикской депрессии и Западной Ферганы. Душанбе: Дониш, 1972. С. 311 (Тр. ВНИГНИ; Вып. 133, N 4).

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение (Д.С. Оруджева).....	3
Ферганская впадина (П.В. Глумаков, Д.С. Оруджева, Е.К. Табачникова, В.П. Алексеев, Э.А. Мамаджанов) .....	5
Формации .....	5
Тектоника .....	14
Нефтегазоносность .....	16
Южно-Таджикская впадина (Д.С. Оруджева, Г.Е. Корниченко) .....	39
Формации .....	39
Тектоника .....	44
Нефтегазоносность .....	53
Алайская впадина (Д.С. Оруджева, А.Н. Обухов) .....	62
Тектоника и формации .....	62
Центрально-Тянь-Шаньская система межгорных впадин (Д.С. Оруджева, А.Н. Обухов) .....	67
Формации .....	67
Тектоника .....	70
Нефтегазоносность .....	75
Илийская группа впадин (А.Н. Обухов, Д.С. Оруджева) .....	84
Формации .....	84
Тектоника .....	86
Нефтегазоносность .....	88
Зайсанская впадина (Д.С. Оруджева, А.Н. Обухов).....	92
Формации .....	92
Тектоника .....	95
Нефтегазоносность .....	99
Прибалхашская группа впадин (А.Н. Обухов).....	103
Южно-Тургайская впадина (Д.С. Оруджева, А.Н. Обухов) .....	107
Чу-Сарысуйская депрессия (А.Н. Обухов, Д.С. Оруджева) .....	111
Тектоника и формации .....	111
Нефтегазоносность .....	114
Заключение (Д.С. Оруджева) .....	121
Литература .....	123

Научное издание

**ТЕКТОНИКА, ФОРМАЦИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ  
МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН СРЕДНЯЯ АЗИЯ И КАЗАХСТАН**

*Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени  
Институтом геологии и разработки горючих ископаемых*

Редактор *И.М. Ерофеева*

Художник *А.А. Куценко*. Художественный редактор *М.Л. Храмцов*

Технический редактор *Г.И. Астахова*. Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ N 37431

Подписано к печати 02.02.88. Т — 01829. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная N1  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,0+0,7 вкл. Усл. кр.-отт. 9,1  
Уч.-изд. л. 10,5. Тираж 600 экз. Тип. зак. 2320. Цена 1р. 80к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

1 р. 80 к.

5032