

федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования «Российский государственный университет нефти и газа
(национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина»

Кафедра поисков и разведки нефти и газа

Малышева С.В., Хафизов С.Ф.

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ

учебное пособие

*Рекомендовано кафедрой поисков и разведки нефти и газа РГУ нефти и газа
(НИУ) имени И.М. Губкина в качестве учебного пособия для студентов
направления 21.05.02. Прикладная геология*

Москва, РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина,
2022

УДК 622.276.1/4(075)
М20

Малышева, С.В. Нефтегазоносные бассейны : учебное пособие / С.В. Малышева, С.Ф. Хафизов. – М.: РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, 2022. – 6,63 Мб – Электрон.дан. - 1 электрон.опт.диск (CD-ROM); 12 см. – Систем.требования: компьютер IBM-PC совместимый; монитор, видеокарта, поддерживающ. разреш.1024x768; привод CD-ROM; программа для чтения pdf-файлов. – Загл.с этикетки диска. – Текст. Изображение : электронные.

Рецензент: в.н.с. лаборатории сравнительного анализа осадочных бассейнов ГИН РАН, к.г.-м.н. М.П. Антипов.

В учебном пособии приведены сведения о типизации нефтегазоносных бассейнов по геодинамическому принципу. Даны характеристики геологического строения нефтегазоносных бассейнов разных типов и особенностей формирования их углеводородных систем, приведены примеры бассейнов.

Учебное пособие предназначено для студентов, обучающихся по направлению 21.05.02. Прикладная геология, а также может быть полезно бакалаврам, магистрантам и аспирантам других специальностей.

Минимальные системные требования:

Тип компьютера, процессор, частота: IBM-PC совместимый

Видеосистема: монитор, видеокарта, поддерживающая разрешение 1024x768

Дополнительное оборудование: привод CD-ROM

Дополнительное программное обеспечение: программа для чтения pdf-файлов.

© РГУ нефти и газа (НИУ) имени
И.М. Губкина, 2022

© С.В. Малышева, С.Ф. Хафизов, 2022

Содержание

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	4
ГЛАВА №1. ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА №2. РИФТОГЕННЫЕ БАСЕЙНЫ	24
ГЛАВА №3. БАСЕЙНЫ НАДРИФТОВЫХ ДЕПРЕССИЙ	36
ГЛАВА №4. БАСЕЙНЫ ПАССИВНЫХ ОКРАИН.....	56
ГЛАВА №5. БАСЕЙНЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН.....	69
ГЛАВА №6. ПРЕДГОРНЫЕ ПРОГИБЫ	90
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	105
Литература.....	106

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебное пособие «Нефтегазоносные бассейны» составлено применительно соответствующего курса, читаемого студентам Геологического факультета Российского Государственного Университета (НИУ) им. Губкина; он же может быть использовано в качестве учебного пособия для ВУЗов сходного профиля для описания различных типов нефтегазоносных бассейнов, их особенностей и отличий от других типов бассейнов. В этом заключается специфика курса, поскольку его задача – не рассказать о конкретных, даже самых крупных нефтегазоносных бассейнах отдельного континента или всего Мира, а дать понятие о типах, иллюстрируя их наиболее характерными примерами вне зависимости от географического расположения рассматриваемого примера.

Поскольку курс опирается на концепцию тектоники плит, составители для лучшего восприятия в первой главе рассматривают ее основополагающие понятия, например, основные типы границ литосферных плит или стадий т.н. Цикла Уилсона.

Цикл Уилсона был использован для того, чтобы на основе рассмотрения стадий (этапов) тектонического цикла развития земной коры наиболее крупного порядка (длительность его составляет порядка 600-650 млн. лет) описать последовательность формирования осадочных бассейнов различных типов и связанных с ними, формирующихся на разных этапах цикла.

При таком подходе все бассейны делятся по ключевому принципу на две большие группы: бассейны растяжения и бассейны сжатия.

Основываясь также на концепции углеводородных систем, авторы подробно описывают особенности элементов и процессов УВ систем для каждого из рассматриваемых типов бассейнов.

В каждой главе рассматривается какой-то один широко распространенный тип бассейна, продолжительность каждой главы может варьироваться в зависимости от объема самого курса.

Учебное пособие содержит обширный набор опубликованных материалов по бассейнам всего Мира, что позволяет проиллюстрировать особенности каждого из рассматриваемых типов бассейнов, что способствует лучшему восприятию соответствующих разделов.

ГЛАВА №1. ВВЕДЕНИЕ

Основной целью курса «Нефтегазоносные бассейны» является формирование комплексного представления о бассейнах различных геодинамических типов и их распространении в Море.

Курс направлен на систематизацию знаний о геологии и нефтегазоносности нашей планеты. По завершении курса у слушателей должно сформироваться общее представление о геологическом строении и закономерностях развития нефтегазоносных бассейнов России и зарубежных стран, о принципиальном сходстве и разнообразии бассейнов различных геодинамических типов, их углеводородных систем.

Данный курс **опирается** на концепции тектоники плит и геодинамики, осадочно-миграционную теории происхождения нефти и теории углеводородных систем. В учебном пособии использована широко распространенная терминология, некоторые понятия и термины рассмотрены более детально.

У термина **осадочный бассейн** существует большое количество определений. Большинство исследователей считают, что осадочный бассейн – это область, в которой происходит осадконакопление, и вместе с тем, – это структура, или геологическое тело, образующееся в результате процессов осадконакопления. Таким образом, ***осадочные бассейны - это крупномасштабные геологические тела, которые формируются в областях прогибания земной коры в различных геодинамических обстановках и выполнены слабо деформированными осадочными отложениями.***

Нефтегазоносные бассейны — это осадочные бассейны, в которых сформировались все необходимые условия для процессов генерации, миграции, и аккумуляции углеводородов, а также и условия для сохранности залежей углеводородов. В России это понятие появилось еще в середине XX века. По определению И.О. Брода (1964 г.),

нефтегазоносные бассейны – это «разнообразные по геотектоническому положению, строению и размерам впадины в современной структуре земной коры, выполненные относительно мощными нормальными осадочными толщами, содержащими скопления нефти и газа; распространение последних определяется особенностями геологического строения и гидрогеологической обстановки бассейна». Именно И.О. Брод впервые посмотрел на бассейн как на единицу нефтегазогеологического районирования (традиционно для районирования использовался подход выделения **нефтегазоносных провинций**), придал этому термину геодинамический и генетический смысл, предложил классификации бассейнов (Несмеянов, 2017).

Всего в Мирове выделяется несколько сотен осадочных бассейнов - они представлены на карте (рис. 1). Около 150-200 из них – промышленно нефтегазоносны.

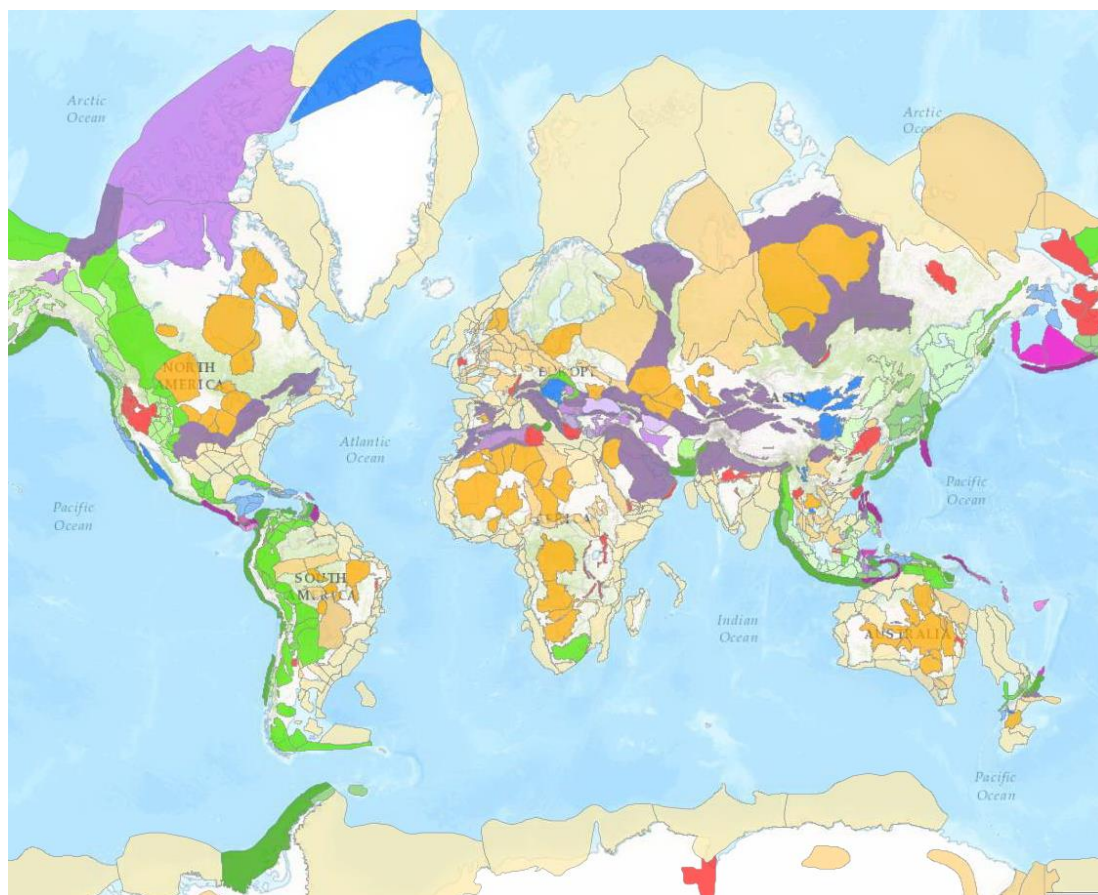


Рис.1. Схема распространения осадочных бассейнов (Tellus Sedimentary Basins of the World Map, 2017 URL:

<https://www.arcgis.com/apps/mapviewer/index.html?layers=a15e179c3b6a45ef94107353c2f64fc1>)

Размер осадочных бассейнов может быть различным (рис.1). Некоторые бассейны имеют небольшие площади (тысячи квадратных километров), другие, наоборот, занимают огромную площадь (до нескольких миллионов квадратных километров). У этого есть несколько причин. С одной стороны, это разные геодинамические обстановки, в которых формируются бассейны, а с другой стороны – те принципы, по которым выделяются бассейны. В некоторых случаях как, например, на шельфе Норвегии, каждая отдельная небольшая по площади впадина в пределах крупного региона выделяется в качестве самостоятельного бассейна. Часто для небольших бассейнов, формирующих один крупный, используется понятие суббассейна.

Все геодинамические процессы проявляются в верхних оболочках Земли: литосфере и тектоносфере.

Литосфера – твердая оболочка Земли, которая состоит из земной коры и верхней части мантии (подкоровая мантия). Земная кора отделяется от верхней мантии границей Мохоровичича (сокр. *Мохо*), где отмечается скачкообразный рост скоростей продольных сейсмических волн (Р-волн).

Толщина континентальной земной коры в среднем составляет 35 км, в зонах складчатых систем она увеличивается до 80 км. Мощность океанической коры составляет около 6-7 км.

Астеносфера — слой верхней мантии на глубине 50-80 км в океанах и 80-300 км на континентах (Аглонов, 2001), который выделяется как слой пониженных скоростей поперечных S-волн и повышенной электропроводности. Астеносфера имеет прерывистое строение и различную толщину. Считается, что пониженная вязкость астеносферы обусловлена высокими температурами и частичным плавлением мантийного вещества.

Литосфера состоит из блоков – литосферных плит, разделенных между собой границами (рис.2).

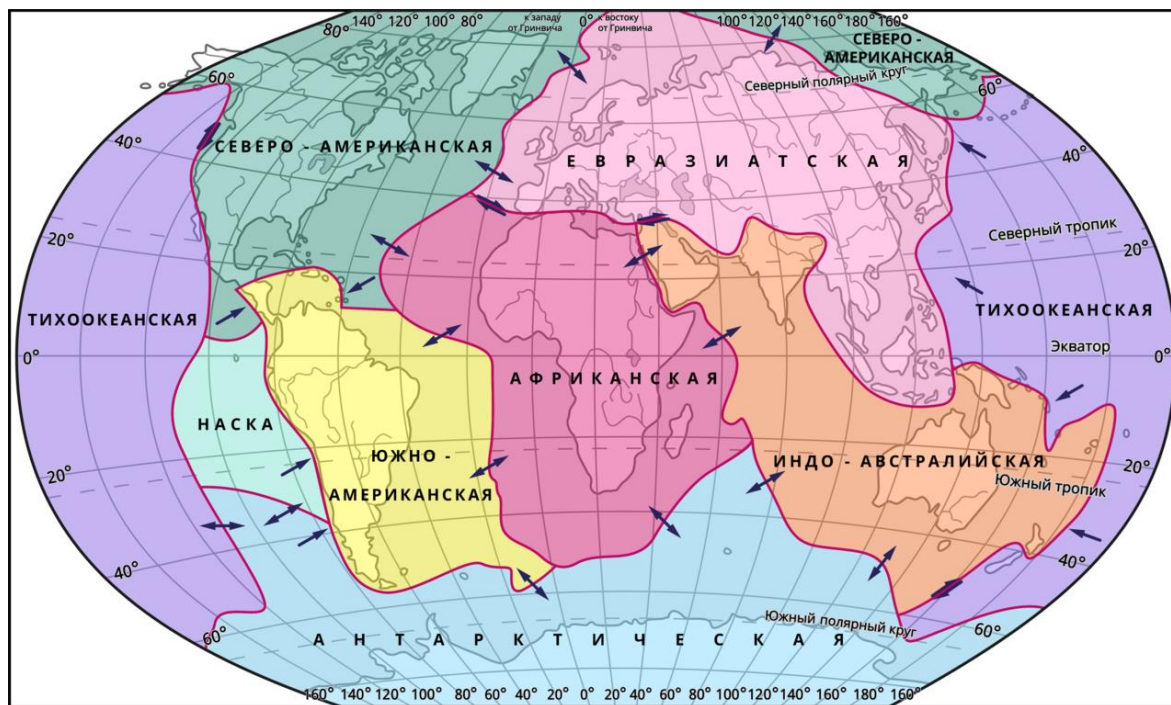


Рис.2 Литосферные плиты и их границы (URL:

<https://foxford.ru/wiki/geografiya/pliti-litosferi>)

Выделяется три основных типа границ литосферных плит:

1. **Дивергентные** - границы между плитами, «двигающимися» в противоположных друг от друга направлениях.
2. **Конвергентные** – границы плит, «движущихся» во встречном направлении на которых происходит их «столкновение».
3. **Трансформные** – границы, вдоль которых плиты «двигаются» параллельно, но с разной скоростью или в разных направлениях.

Еще в начале XX века канадский геофизик Джон Тузо Уилсон (J.T. Wilson) выделил циклы развития литосферы, который в последствии был назван в честь ученого «Цикл Уилсона» (рис.3).

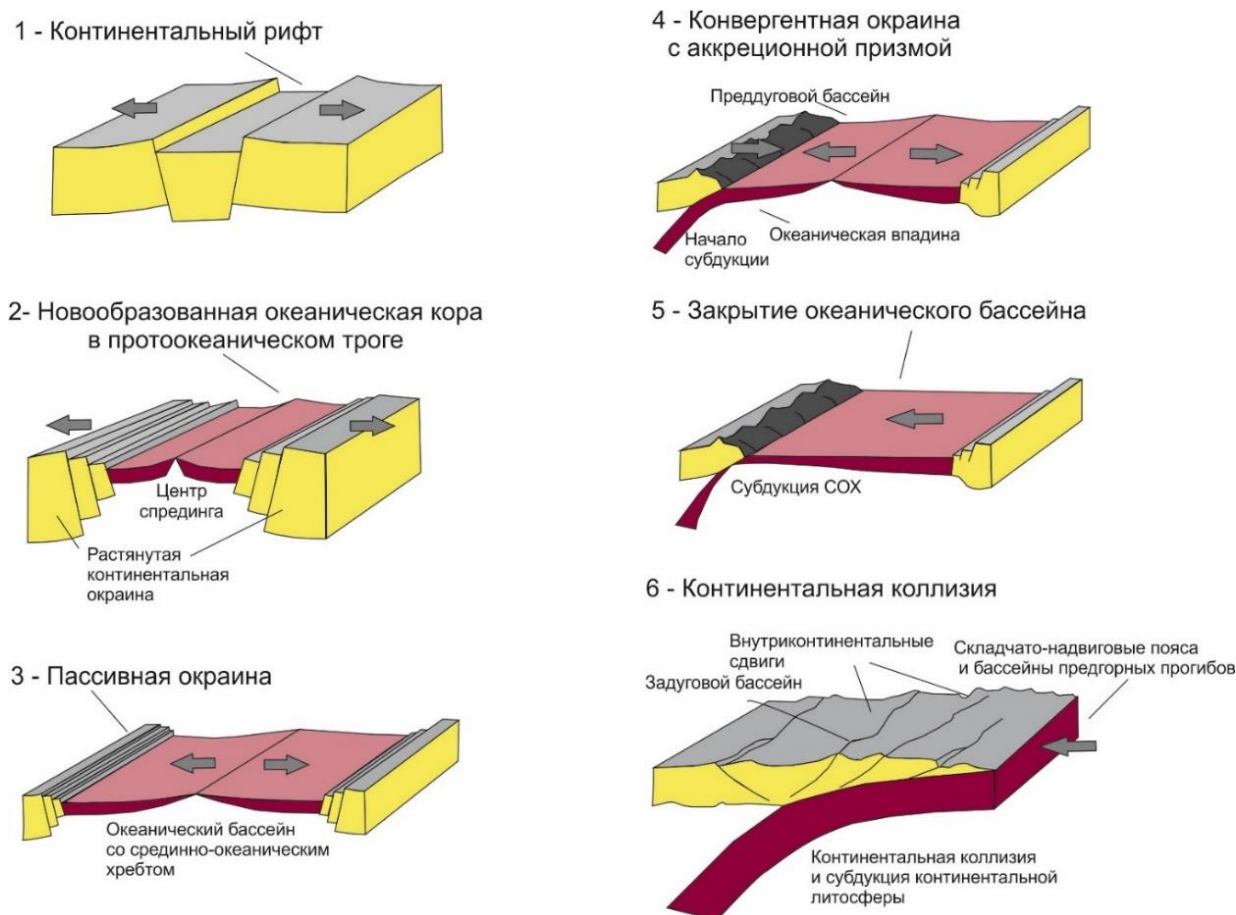


Рис. 3. Геодинамические обстановки Цикла Уилсона (Allen & Allen, 2005)

Цикл Уилсона является тектоническим циклом наиболее крупного порядка. Длительность его составляет порядка 600-650 млн. лет (В.С. Шеин, В.А. Игнатова 2007). Цикл Уилсона включает несколько стадий (этапов):

1. Стадия континентального рифтинга:

Формирование рифта — это самая первая стадия цикла Уилсона. На этой стадии происходит растяжение и утонение земной коры.

2. Стадия молодого океана:

Рифтинг сменяется спредингом (от англ. spread – «распространять»), когда вдоль оси растяжения начинает формироваться базальтовая океаническая кора и зарождается молодой океан.

3. Стадия зрелого океана:

На этой стадии спрединг продолжается в зонах срединно-океанических хребтов (СОХ) и новообразованный океан переходит на

стадию зрелого океана. В это время на окраинах континентов по разные стороны раскрывающегося океана формируются бассейны пассивных окраин.

4. Стадия закрытия океана:

На этой стадии более древняя океаническая кора, примыкающая к континентальной окраине, утяжеляется, и эта часть литосферной плиты постепенно начинает субдвигиваться – погружаться под соседнюю литосферную плиту с более легкой континентальной корой. С этого момента океан начинает закрываться, если скорость субдукции больше скорости раскрытия в зоне срединно-океанического хребта.

5. Стадия континентальной коллизии:

Это завершающая стадия, когда океанический бассейн полностью закрывается, континентальные блоки «сталкиваются» и формируется горно-складчатое сооружение.

На каждом этапе цикла Уилсона формируются бассейны разных типов. На стадии рифтогенеза формируется рифтогенные бассейны. Далее, при раскрытии океана формируются бассейны пассивных окраин, которые в последствии сменяются бассейнами активных окраин и предгорных прогибов. На месте образовавшейся на стадии коллизии складчатой системы со временем могут вновь сформироваться новообразованные бассейны растяжения - коллапсные бассейны.

Структурно-вещественные комплексы, образующиеся на каждом этапе развития, являются своеобразной летописью истории развития бассейна. То есть, если изучаемый бассейн состоит из нескольких структурно-вещественных комплексов, отличающихся литолого-фаціальным составом, интенсивностью и характером тектонических нарушений, это свидетельствует о том, что в истории этого бассейна было несколько этапов развития. По комплексу характерных особенностей литологического состава отложений, деформаций, тектонических нарушений можно выделить этапы развития и определить, в каких

геодинамических обстановках формировался осадочный бассейн на каждом из этих этапов.

Геотектоника оказывает просто колоссальное влияние на формирующиеся осадочные бассейны. По характеру преобладающих напряжений, осадочные бассейны условно можно разделить на две группы: бассейны преобладающего сжатия и бассейны преобладающего растяжения.

Если посмотреть на геологическую карту и на границы тектонических плит, можно проследить зоны, приуроченные к дивергентным, трансформным и конвергентным границам плит, в которых формируются осадочные и нефтегазоносные бассейны. Зоны преобладающего растяжения, приуроченные к дивергентным границам включают области внутриконтинентальных рифтов. Бассейны пассивных континентальных окраин, протянувшиеся вдоль континентов, также формируются в условиях преобладающего растяжения. Зоны конвергентных границ плит - это зоны преобладающего сжатия, к ним относятся коллизионные области и активные окраины.

Группа бассейнов обстановок растяжения:

Бассейны обстановок растяжения включают в себя следующие типы:

- **рифтогенные (или рифтовые бассейны);**
- **задуговые бассейны (или бассейны задугового рифтинга);**
- **бассейны пассивных окраин;**
- **бассейны надрифтовых депрессий;**
- **коллапсные бассейны.**

Примеры некоторых их наиболее важных типов этой группы бассейнов:

1. ***Рифтогенные бассейны*** (от слова «*rift*» - расщелина) формируется за счет растяжения континентальной коры и представляют собой грабенообразные впадины. Это могут быть грабены, ограниченные с

двух сторон сбросами, либо полуграбены с крутым сбросом с одной стороны (рис.4), а также их серии. При формировании сброса образуется изолированный бассейн осадконакопления вытянутой формы. Часто на месте рифтовых впадин образуются озера, и происходит накопление озерных осадков. Рифтогенные грабены обычно образуют целые системы рифтов.

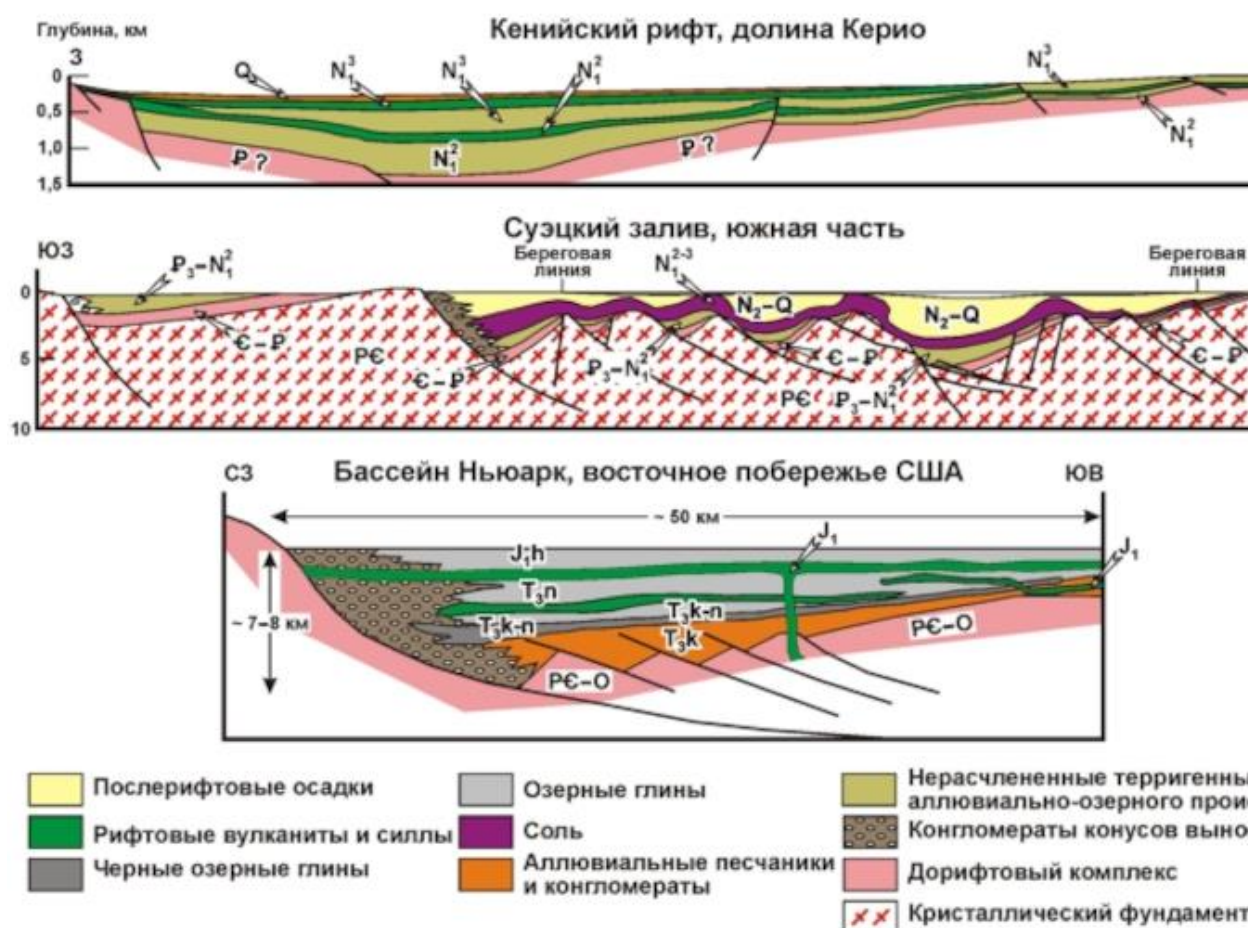


Рис.4 Схема строения осадочных комплексов рифтов (URL: <https://myslide.ru/presentation/skachat-evolyuciya-zemli-kontinentalnyj-riftogenez> по данным: Mugisha et al., 1997, Bosworth & McClay, 2001, Sheridan & Grow, 1988)

Кроме обычных грабенов и полуграбенов в рифтовых обстановках могут формироваться бассейны типа пул-апарт (от англ. *pull-apart* - «растаскивать») - бассейны присдвигового растяжения, образующиеся в условиях транстенсии – растяжения со сдвигом.

Ярким примером рифтовых бассейнов являются бассейны Африки:

бассейны Центрально - Африканской и Восточно - Африканской рифтовых систем. В некоторых зонах рифты более молодой Восточно - Африканской кайнозойской системы наложены на рифты ранее образованной меловой системы.

При развитии процесса рифтогенеза может начаться раскрытие океанического бассейна – океанический спрединг или океанический рифтогенез. В центральных частях рифтогенного бассейна начинает формироваться базальтовая океаническая кора. В результате образуются молодые океаны. Примером молодого океана является Красное море, в южной части которого по сейсмическим данным отмечается уточнение осадочного чехла к центру бассейна и наличие базальтов. Так сформировались Тихий, Атлантический океаны, Индийский, Северный Ледовитый океаны и их предшественники.

На (рис.5) показан возраст океанической коры. Самая молодая кора расположена в зонах срединно-океанических хребтов (показана красным цветом), а самая древняя океаническая кора - там, где она сочленяется с континентами. Континенты, «вмонтированы» в литосферную плиту, и при раскрытии нового океана континентальные фрагменты отдаляются друг от друга за счет разрастания океанической коры, а сама литосферная плита с этого момента делится на части дивергентной границей. Таким образом, движется не сама литосферная плита, а континентальный блок внутри плиты, зафиксированный на ней, как на конвейерной ленте, за счет того, что с одной стороны плиты образуется молодая океаническая кора, а с другой – происходит погружение края плиты в зоне субдукции или сжатие при коллизии с континентальным блоком соседней литосферной плиты.

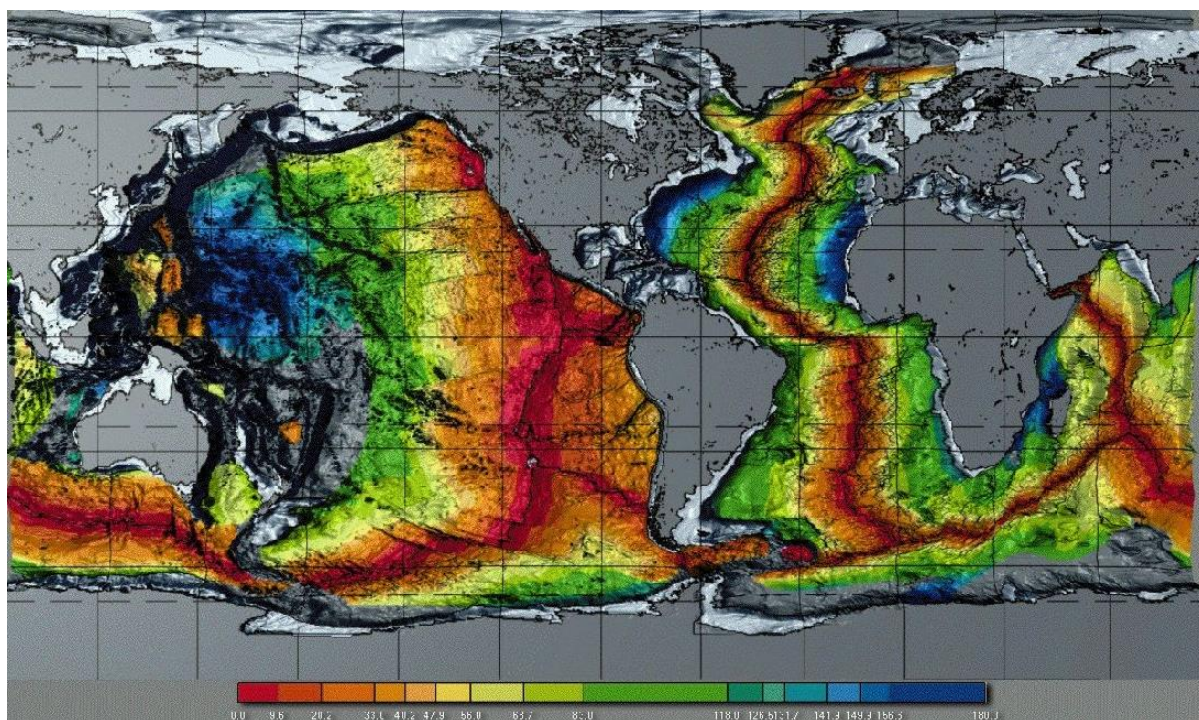


Рис.5. Возраст океанической коры, млн. лет (URL: www.ngdc.noaa.gov)

По (рис. 5) можно проанализировать время и последовательность раскрытия океанов. Например, самый древний возраст океанической коры в южной части Атлантического океана определен как меловой, а в северной части Атлантического океана - юрский. Это говорит о том, что северная часть Атлантического океана как океан начала раскрываться раньше, чем южная.

Самый древний из существующих океанов – Тихий. Считается, что самая древняя океаническая кора в нем юрского или даже триасового возраста. Поскольку по периферии Тихого океана развита активная окраина, то более древняя кора уже субдуцировала. Таким образом, можно утверждать, что Тихий океан существовал намного более длительное время.

Рифты часто образуют точки тройного (или тройничного) сочленения, т.е. такие системы рифтов, где растяжение происходит в трех направлениях по лучам, соединенным в общей центральной точке. При дальнейшем развитии процесса и раскрытии океана один из трех лучей «отмирает», а на месте двух других происходит спрединг. Существуют

научные теории о том, что точки тройного сочленения связаны с глубинными мантийными плюмами (Худолей, 2004).

Мантийный плюм (от англ. «plume») – «предполагаемый локализованный объем горячего и пластичного материала с корнями в мантии (и при этом часто протыкающий литосферу), который гравитационно поднимается к земной поверхности и реализуется в форме рифтов и сопутствующей интенсивной вулканической деятельности.» (Геологический словарь, 2010)

В целом взаимосвязь рифтогенеза и тектоники плюмов является актуальной темой исследований последних десятилетий (Добрецов, 2019, Воронцов, 2007).

2. *Задуговые бассейны* приурочены к активным окраинам и образуются за островной дугой за счет задугового рифтинга. Механизмы образования таких бассейнов будут рассмотрены в дальнейших главах. В целом, задуговые бассейны похожи по морфологии на обычные рифтогенные бассейны, но, в отличие от них, в осадках задуговых бассейнах встречаются продукты вулканизма среднего состава, образующиеся за счет вулканической деятельности в пределах соседних островных дуг. Такие бассейны живут в геологической истории относительно недолго, и восстановить их историю развития бывает достаточно сложно.

3. *Бассейны пассивных окраин* формируются на окраинах континентов. Собственно, ***пассивная окраина — это окраина континента, возникшая в результате раскрытия океана.*** С момента раскрытия океанического бассейна на окраине континента формируется серия листрических сбросов. Это является важным морфологическим признаком пассивной окраины.

На рисунке 6 видно, что мощность осадочного чехла на окраинах континентов в океане выше в непосредственной близости к источникам сноса, таким как дельты крупных рек. На (рис.6) области таких

увеличенных толщин осадочного чехла обозначены красным цветом.

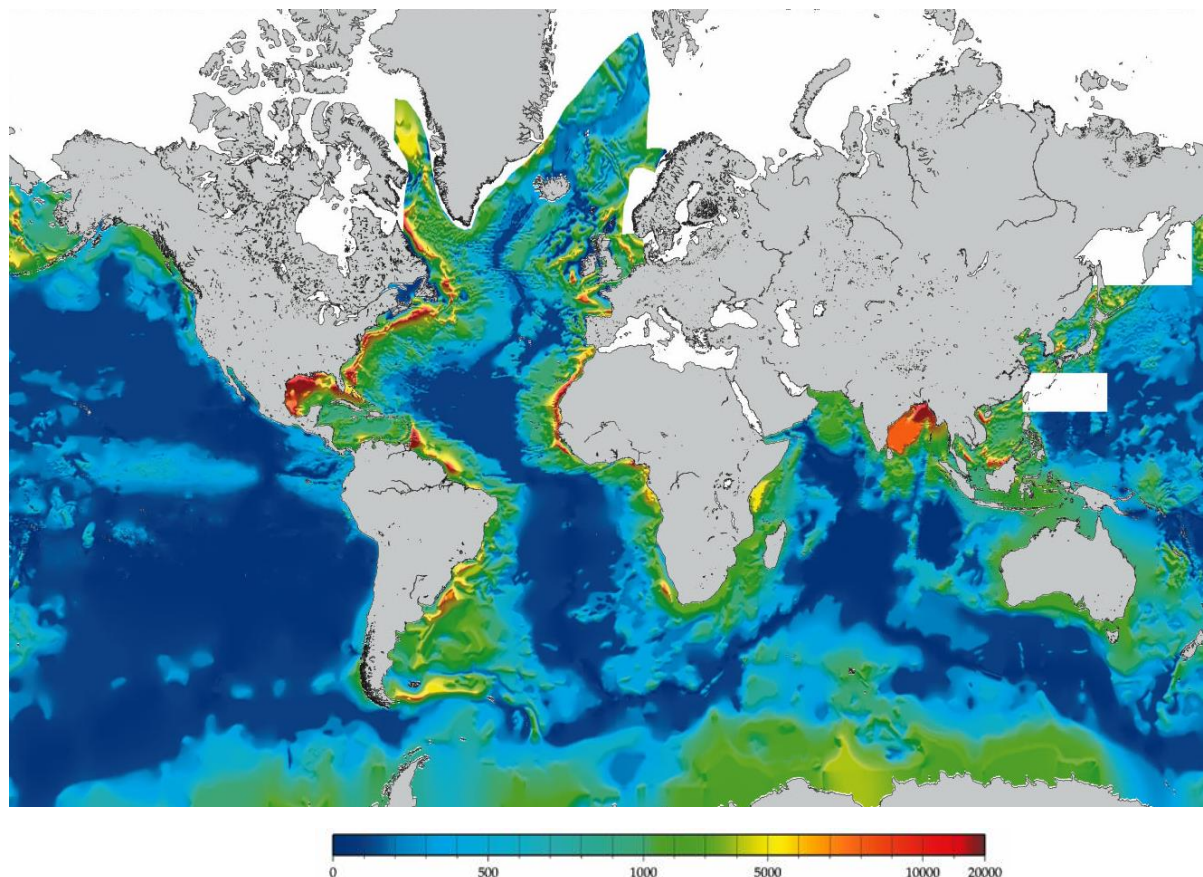


Рис. 6. Мощность осадочного чехла в Мировом океане, м (URL: www.ngdc.noaa.gov)

К пассивным окраинам приурочено большое количество промышленно нефтегазоносных бассейнов (рис. 7). В качестве примера на рисунке показан бассейн Дельты Нила.

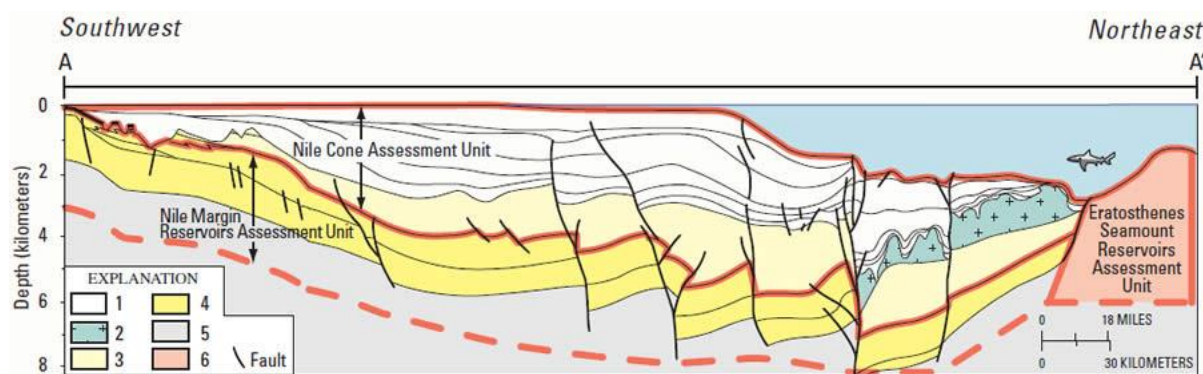


Рис. 7. Разрез бассейна дельты Нила (Kirschbaum et al, 2010)

Бассейн расположен частично на суше и частично в акватории Средиземного моря. Мощность осадочного чехла в области дельты

увеличена. Так как Нил крупная река и выносит колоссальное количество осадочного материала в Средиземное море, его дельтовая система достигает гигантских размеров (около 24 тыс. км² только субэральная часть дельты).

На ранних этапах формирования молодой океан довольно узкий и может оказаться изолированным от других открытых океанов. Например, на ранних этапах раскрытия южной части Атлантики произошла частичная изоляция бассейна вулканическим хребтом Валвис, что привело к накоплению в апте мощных толщ солей в районе шельфа Бразилии и Западной Африки. Жаркий климат также поспособствовал накоплению солей. Благодаря наличию в разрезе солей в бассейнах на шельфе Западной Африки и Бразилии, осадочные чехлы этих бассейнов разделены на подсолевые и надсолевые комплексы, с которыми связаны подсолевые и надсолевые углеводородные системы. В подсолевых отложениях нефтегазоносность впервые была установлена в Бразилии. Позже продуктивность подсолевой части разреза была установлена и в Бассейнах Западной Африки, так как бассейны Бразилии и Западной Африки симметричны друг другу и во многом схожи.

На раннем синрифтовом этапе развития бассейны Бразилии и Западной Африки развивались в сходных условиях. В рифтогенных впадинах формировались озёрные обстановки, благоприятные для накопления органического вещества I типа. На (рис. 8) показаны семейства нефтей бассейнов Западной Африки и Бразилии, в том числе отмечены семейства нефтей связанные с синрифтовыми отложениями, сформированными в озерных обстановках.

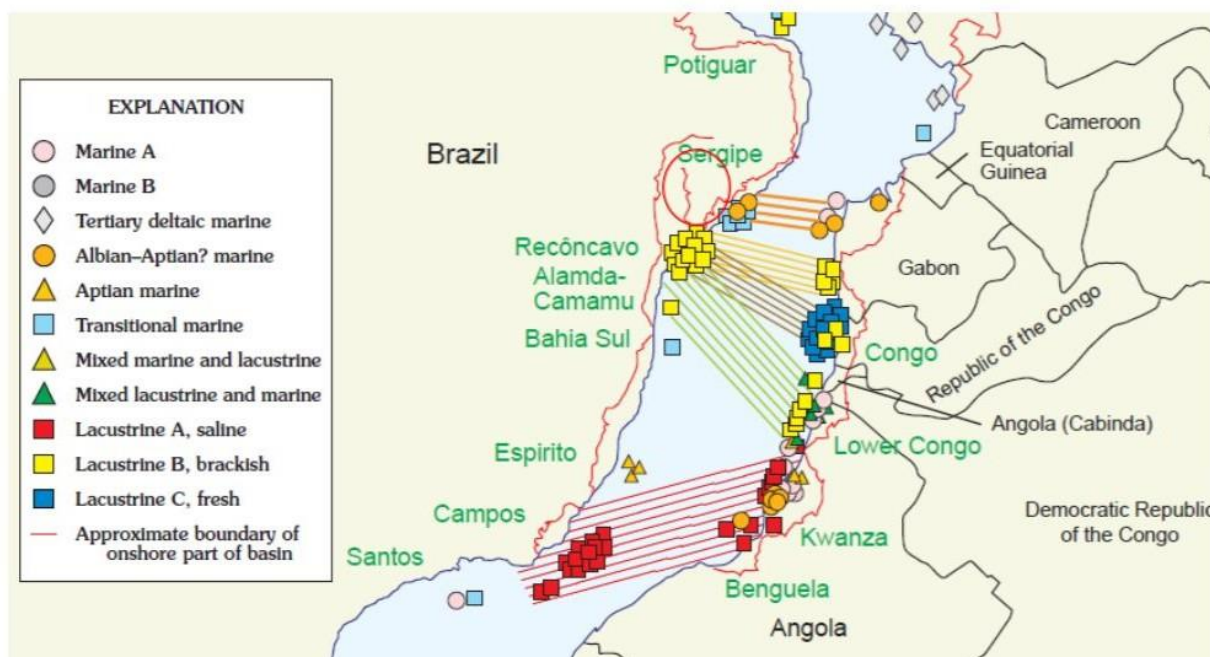


Рис. 8. Семейства нефтей бассейнов Западно-Африканской окраины и Бразилии (Brownfield & Charpentier, 2006).

На рисунке красными квадратами обозначены нефти с источниками, образованными в более солоноводных озерных обстановках, желтым — в менее солоноводных обстановках, синим — в пресноводных озерах.

На пострифтовом этапе пассивной окраины эти бассейны также развивались в сходных условиях, однако различия в составе пород и геохимических характеристиках нефтей могут быть обусловлены разными источниками сноса, течениями на окраинах двух отдаляющихся континентов.

Группа бассейнов обстановок сжатия.

Бассейны обстановок сжатия включают:

- **бассейны активных окраин: бассейны активных окраин андского (или андийского) типа, преддуговые бассейны активных окраин и междуговые бассейны.**
- **орогенные (связанные с горно-складчатыми областями) бассейны: передовых или предгорных прогибов (форландов) и внешних зон складчатых систем, межгорные бассейны.**

На рис. 9 показано распространение по Миру бассейнов активных окраин, и изображены зоны субдукции. Это активные окраины Тихого океана: активные окраины андского (андийского) типа Южной Америки, Северной Америки, Алеутская островная дуга, островодужные системы Юго-Восточной Азии.

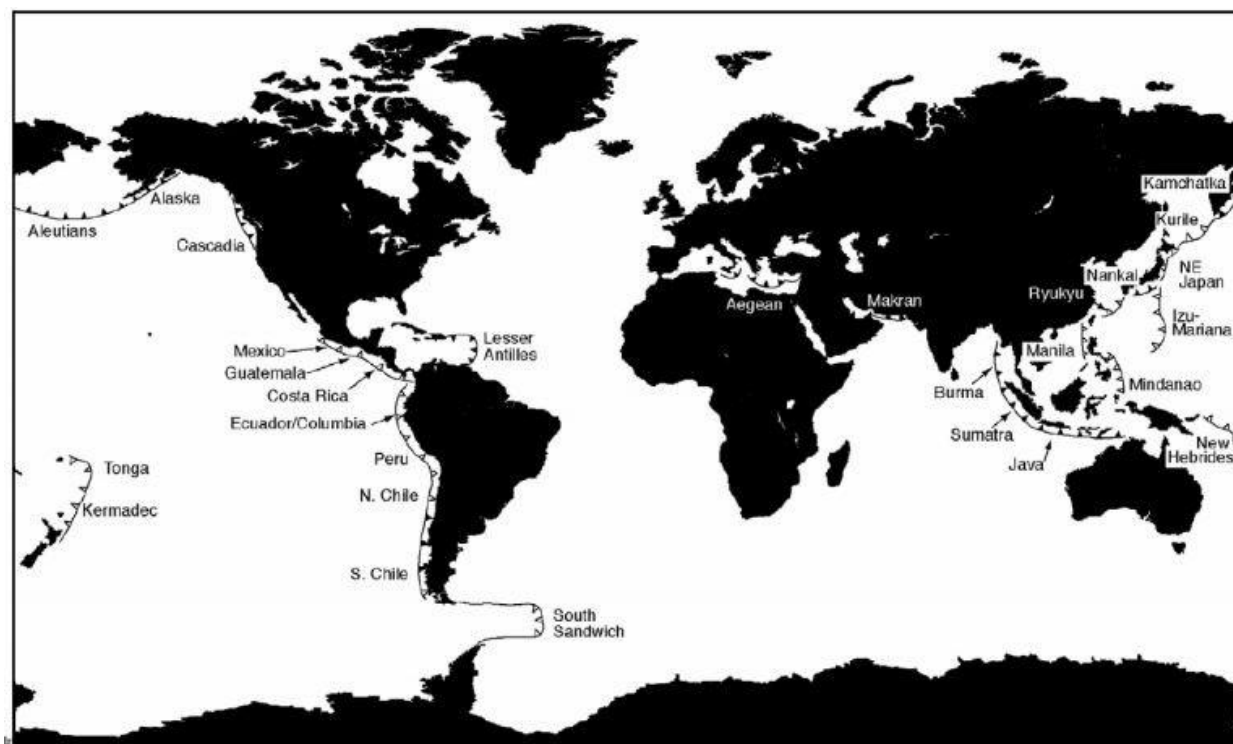


Рис. 9. Распространение бассейнов активных окраин (Dr. Andrew T. Lin. URL: http://basin.earth.ncu.edu.tw/download/courses/basin_analysis/5_subduction_handouts.pdf)

Формирование активных окраин происходит следующим образом (рис. 10): окраина одной плиты погружается под соседнюю, формируется вулканическая островная дуга, над зоной субдукции формируется аккреционная призма – характерный признак таких бассейнов. *Аккреционная призма – зона, где накапливается осадочный материал за счёт сноса с островной дуги и сгущивания осадков с погружающейся плиты.* В дальнейшем осадочный материал аккреционной призмы может погружаться в зону субдукции, переплавляться и т.д.



Рис. 10. Формирование активных окраин андского типа и преддуговых бассейнов (URL: <http://basin.earth.ncu.edu.tw>)

Распространение бассейнов предгорных прогибов в Море показано на (рис. 11).

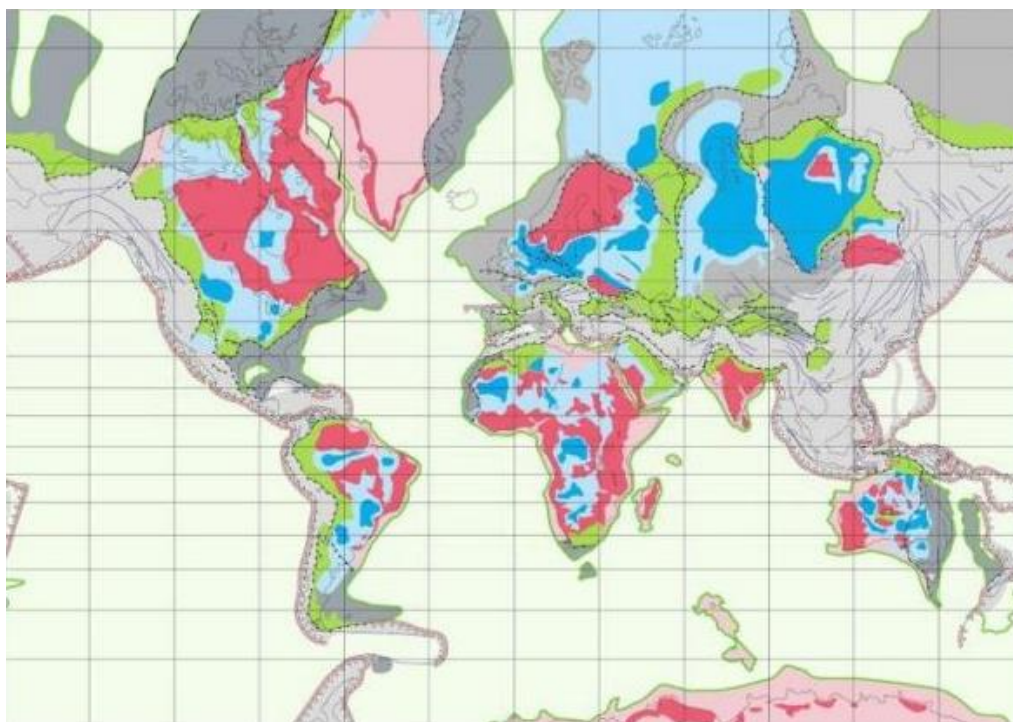


Рис. 11. Распространение бассейнов предгорных прогибов (на схеме показано зелёным цветом) (Roberts, Bally, 2012)

Предгорные прогибы формируются во фронтальной части складчатой системы. В них накапливаются осадки, которые сносятся непосредственно с самой складчатой системы, а также с противоположного борта бассейна. (Рис. 12).

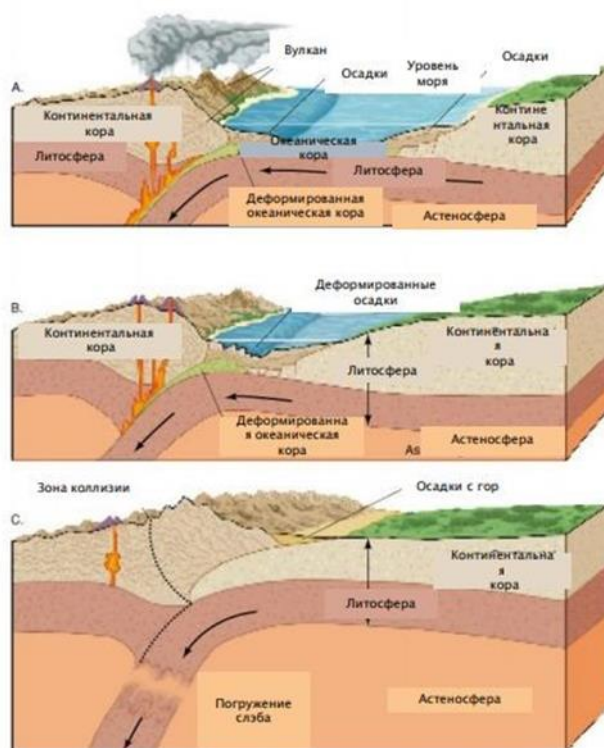


Рис. 12. Формирование бассейнов передовых/предгорных прогибов (J.Wiley & Sons, Inc, 1999, URL: <http://www.ucl.ac.uk/EarthSci>)

Далее в Главе 6 в качестве примера будет рассмотрен бассейн предгорного прогиба Загрос (рис.13), связанного с одноименной складчатой системой.

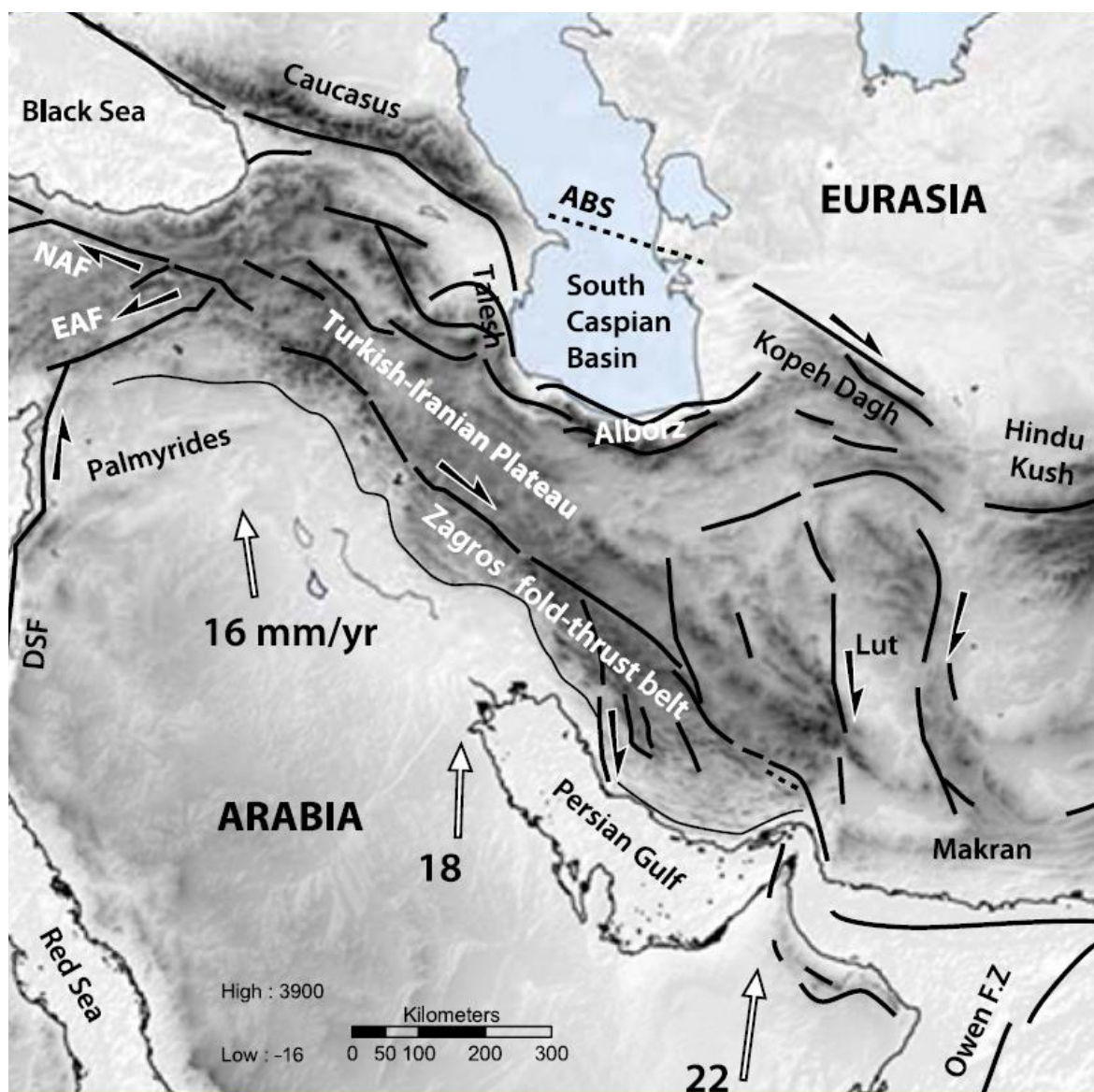


Рис. 13. Географическое положение складчатой системы Загрос (Mouthereau et al, 2012)

В данном регионе нефтегазоносным является не только бассейн предгорного прогиба, который образуется в момент формирования складчатой системы Загрос, но и те отложения, которые были накоплены на более ранних этапах до коллизии и в последствии были вовлечены в деформации. Это отложения более древнего комплекса пассивной окраины океана Неотетис. Комплексы древней пассивной окраины залегают ниже отложений стадии предгорного прогиба. В примыкающей к предгорному прогибу внешней зоне складчато-надвигового пояса отложения комплекса древней пассивной окраины незначительно деформированы и

незначительно преобразованы вторичными процессами, так что сама возможность сохранности в них залежей нефти и газа не исключена. При анализе и оценке перспектив нефтегазоносности таких регионов, внешние зоны складчатых систем можно и нужно рассматривать в совокупности с бассейнами предгорных прогибов.

Практически все залежи и ловушки в этом регионе связаны с тектонически экранированными структурами, вытянутыми антиклинальными приразломными складками. Структуры часто разбиты разломами на блоки, формируют «цепочки» структур, смещенных относительно друг друга по разломным зонам (рис. 14).

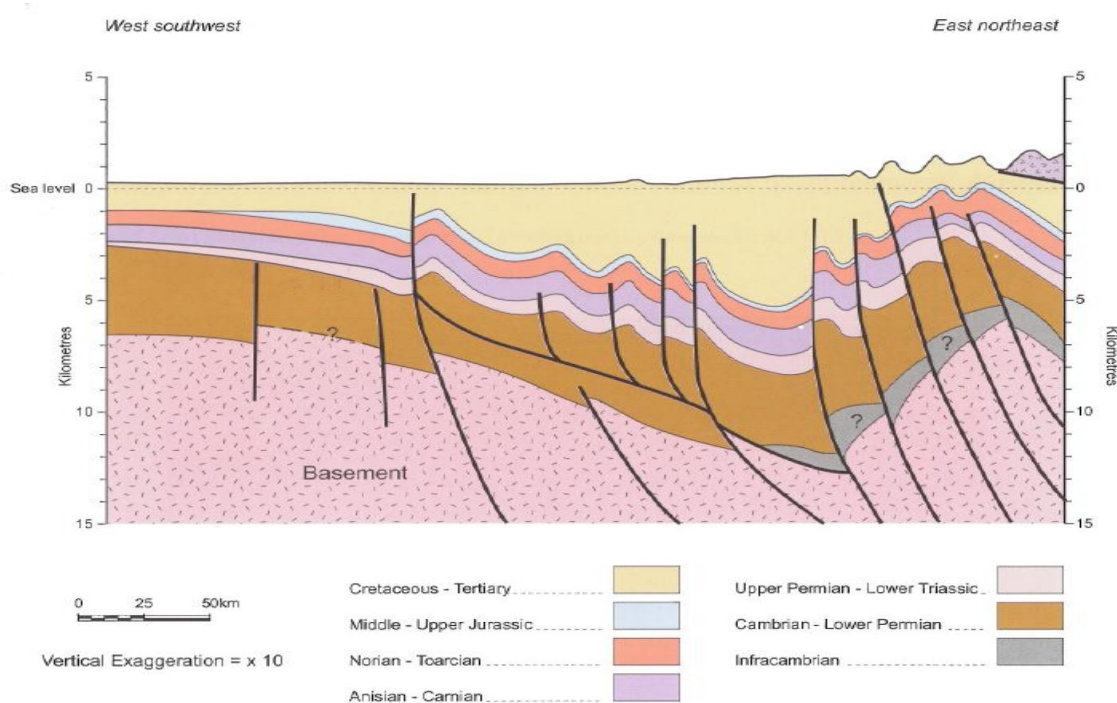


Рис.14. Схематическое бассейна Загрос в районе Северного Ирака (Aqrawi et al, 2010)

ГЛАВА №2. РИФТОГЕННЫЕ БАССЕЙНЫ

Рифтогенез – самый первый этап в Цикле Уилсона (рис. 3). На этом этапе формируются рифтовые (или рифтогенные) бассейны. Молодые рифтогенные бассейны могут существовать в настоящее время как самостоятельный тип бассейна. Древние рифтогенные бассейны могут быть проявлены в виде синрифтового комплекса в бассейнах, которые прошли более сложную пострифтовую историю развития.

Рифт - это линейная вытянутая структура, протяженностью в десятки и сотни км. Морфологически рифты представлены грабенами, ограниченными сбросами с двух сторон, либо полуграбенами, ограниченными одним крутым сбросом, а также их системами. Термин впервые был использован Джоном Грегори в 1894 году при описании рифтовых долин восточной Африки и в дальнейшем получил широкое распространение.

По определению, данному в работе (Леонов и Волож, 2004), **«рифты - линейно вытянутые структуры и системы структур, продолжающих или кулисообразно подставляющих друг друга, ветвящихся и т.д., представленные грабенами разной морфологии и кинематики и сдвиговыми структурами типа пул-апарт, образовавшимися в обстановке растяжения (грабены) либо трансенсии и транспрессии (структуры пул-апарт)».**

Рифтогенные бассейны могут закладываться на любом основании. Они могут быть наложенными на существующие ранее комплексы отложений и геологические структуры вследствие изменения регионального стресса, направления тектонических движений.

Рассмотрим существующие модели формирования рифтов (рис. 15.). Две наиболее широко распространенные модели: **А. Модель Маккензи** и **Б. Модель Вернике.**

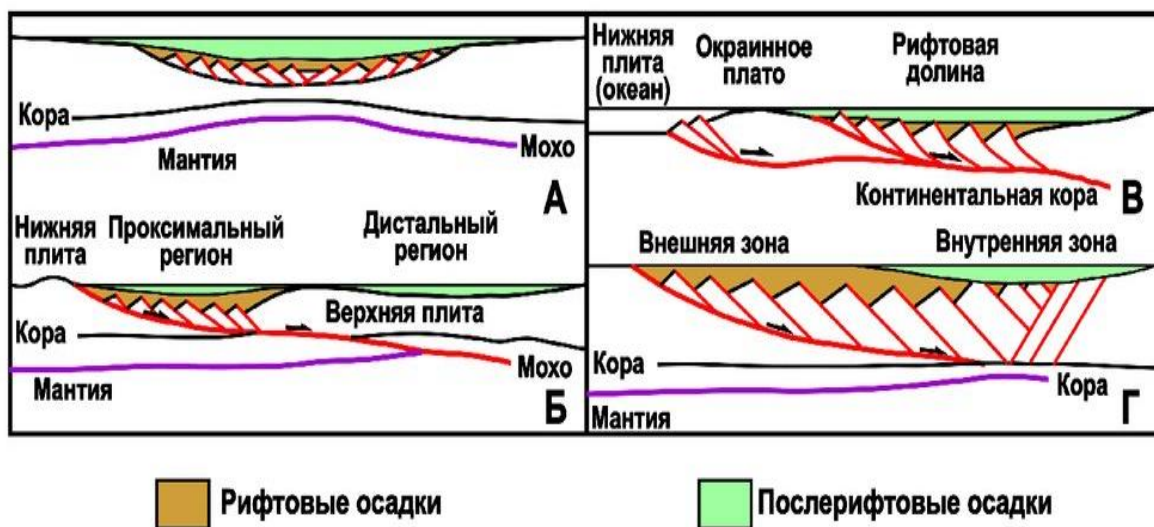


Рис. 15. Модели формирования рифтов (А - модель Д. Маккензи; Б - модель Б. Вернике; В - модель простого сдвига с двумя системами срывов (Lister, 1986); Г- модель неоднородного растяжения по М. Коварду) (Худолей, 2004)

1. Модель Д. Маккензи – модель чистого сдвига. Согласно этой модели, утонение и растяжение земной коры происходит равномерно и симметрично.
2. Модель Б. Вернике – модель простого сдвига, согласно которой растяжение происходит ассиметрично по системе листрических сбросов, соединяющихся в единую поверхность пологого срыва.

Модели В и Г (рис. 15), предложенные другими исследователями, представляют собой более сложные модели.

Рассмотрим, как происходит «раскрытие» рифтов. Геологи до сих пор не пришли к единому мнению, что первично: восходящий поток астеносферного вещества, который поднимает и «раскалывает» литосферу, после чего начинается непосредственно раскрытие рифта, или же наоборот, растяжение, которое происходит за счёт воздействия внешних сил.

Большинство исследователей сходятся во мнении, что основной механизм растяжения – это пассивный рифтогенез за счет воздействия внешних сил. Активный рифтогенез за счет подъема разогретого

астеносферного вещества имеет подчиненное значение.

Рассмотрим детальнее *точки тройного (или тройничного) сочленения*, о которых было упомянуто в Главе 1 (рис. 16).

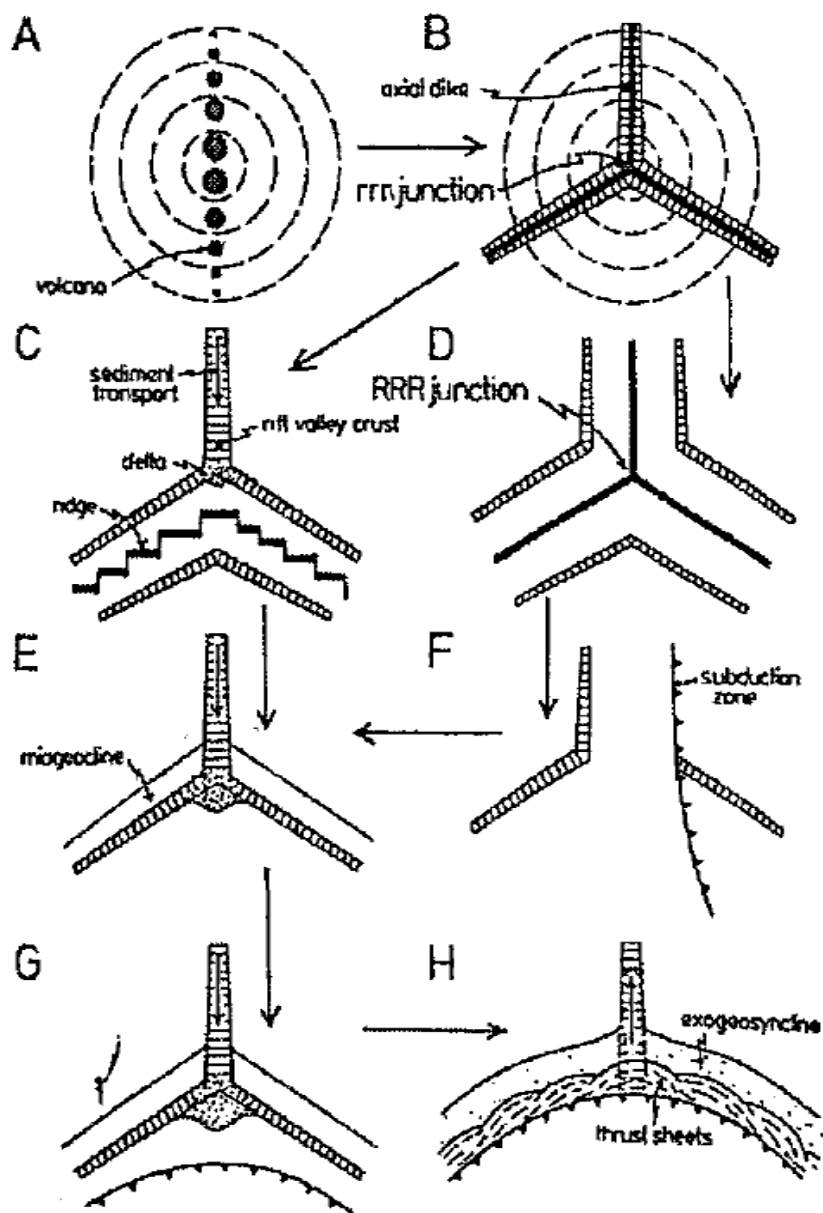


Рис. 16. Схема развития точки тройного сочленения (Busby, Ingersol, 1995)

Точки тройного сочленения характерны как для срединно-океанических хребтов, так и для континентальных рифтов. Считается, что точки тройного сочленения возникают над мантийными плюмами (рис. 16, A) и представляют собой трехлучевую систему рифтов. Все три луча изначально закладываются равнозначными друг другу (рис. 16, B). В дальнейшем, в процессе развития рифтовой системы, растяжение может

продолжаться равномерно по всем трем направлениям (рис. 16, D), либо только вдоль двух лучей (рис. 16, C), а третий луч отмирает, и образуется авлакоген (отмерший рифт), который в дальнейшем перекрывается более молодыми осадками. Область отмершего рифта может вмещать в себе речную долину, по которой осадочный материал выносится в океан и образует дельту (рис. 16, E). Примеры таких отмерших рифтов можно видеть на окраинах Атлантического океана (бассейны Тукано и Реконкаво в Бразилии и др.). Подобных систем довольно много на нашей планете.

Необходимо отметить следующие основные особенности осадконакопления и магматизма в рифтогенных бассейнах. Бассейны этого типа имеют вытянутую форму (симметричную либо несимметричную). В длину они могут достигать десятков и сотен километров. Системы рифтов достигают сотен и тысяч километров. В рифтогенных бассейнах накапливаются обломочные отложения, и, как правило, наиболее грубозернистые – у более крутого борта). Для рифтогенных бассейнов внутриконтинентальных, изолированных от океана, характерно формирование отложений континентальных фаций. Это могут быть речные или озерные отложения. В тех случаях, когда рифтовые бассейны соединяются с океаном, например, если они располагаются на континентальной окраине, они заполняются морскими водами и в них преобладает морское осадконакопление, формируются мелководно-морские, лагунные фации. Кроме того в таких обстановках могут накапливаться карбонатные и эвапоритовые отложения. Таким образом, литофациальный состав отложений рифтогенных бассейнов на том или ином этапе развития зависит от его локализации и положения относительно открытого океана.

Если в рифтовых бассейнах развиваются озерные обстановки, то в них формируются условия, благоприятные для накопления черных глин, обогащенных органическим веществом сапропелевого типа (I тип керогена). Накоплению органического вещества и его сохранности

способствует застоный режим, характерный для изолированных бассейнов.

Кроме физико-географического положения относительно открытого океана, для рифтового бассейна очень большое значение имеет климат. Он влияет на объем приносимых в бассейн осадков и скорость осадконакопления.

Рифтовые бассейны ассоциируются с базальтовым и бимодальным (риолит-базальтовым) магматизмом, иногда с повышенной щелочностью. Амагматичные континентальные рифты редки.

Примеры рифтогенных бассейнов:

1. Бассейн Суэцкого залива.

Бассейн Суэцкого залива – это один из самых знаменитых нефтегазоносных бассейнов рифтового типа. Бассейн представляет собой «отмерший» рифт (рис.17).

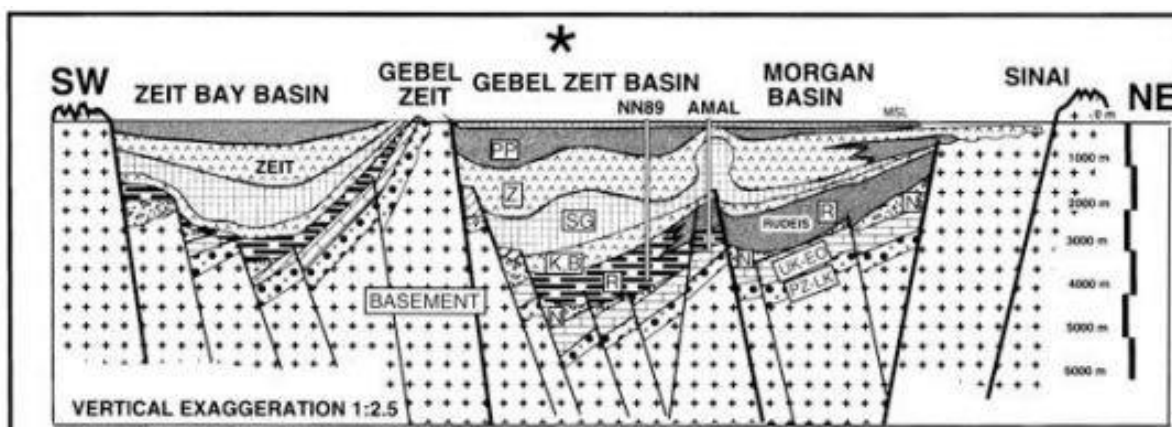


Рис. 17. Геологический разрез бассейна Суэцкого залива (Lindquist, 1998)

Глубина воды в Суэцком заливе – до 100 м. Бассейн Суэцкого залива преимущественно нефтеносный, он характеризуется высокой степенью изученности и высокой плотностью распространения залежей. Сами залежи в среднем довольно мелкие, до нескольких миллионов – десятков миллионов тонн нефти. В настоящее время регион Суэцкого залива находится на стадии спада добычи.

История изученности. Бассейн Суэцкого залива является одним из старейших нефтегазодобывающих регионов в мире. Выходы нефти в

районе Суэцкого залива были известны еще со времен фараонов, а первые месторождения в Суэцком заливе были открыты в XIX веке. Нефть была обнаружена случайно при поисках серы в 1868 г. Самое первое месторождение Гемса было открыто в 1886 году (W.A. Wescott et al, 2016). Добыча нефти в бассейне Суэцкого залива началась в 1910 г. на месторождении Гемса, а позднее на месторождении Хургада - в 1913 г.

На геологическом разрезе (рис. 17) видно, что бассейн Суэцкого залива состоит из серии грабенов, которые сменяют друг друга с севера на юг. Бассейн сформировался как одна из ветвей рифтовой системы Красного моря и Аденского залива. Рифтинг начался около 30 млн. лет назад в олигоцене, и к настоящему времени прекратился. Мощность отложений достигает 5 км.

В бассейне Суэцкого залива выделяется две углеводородные системы:

1. связанная с дорифтовыми материнскими породами;
2. связанная с синрифтовыми материнскими породами.

Залежи нефти связаны преимущественно с развитыми в пределах протяженных трендов надблоковыми брахиантиклиналями размером около 20-25 квадратных километров и амплитудой до 100 м. Так как в бассейне широко развиты деформации растяжения и трансенсионные структуры, преобладают структурные и тектонически экранированные ловушки, связанные со сбросами и сдвигами, блоковым строением. Несмотря на наличие крупных несогласий в разрезе, стратиграфически экранированные залежи являются большой редкостью, как и скопления УВ в мелких рифогенных постройках типа биостромов. Наличие в осадочном чехле соленосных отложений, накопившихся в миоцене на позднем этапе формирования рифтового бассейна, обеспечивает надежный флюидоупор и хорошую сохранность залежей.

1. *Рифтогенные бассейны Восточной Африки.*

На Африканском континенте известны две системы

континентальных рифтов: мелового и кайнозойского возрастов. В качестве примеров рифтогенных бассейнов, связанных с этими рифтовыми системами, можно рассмотреть бассейн Мелут (рис. 18) в Южном Судане.

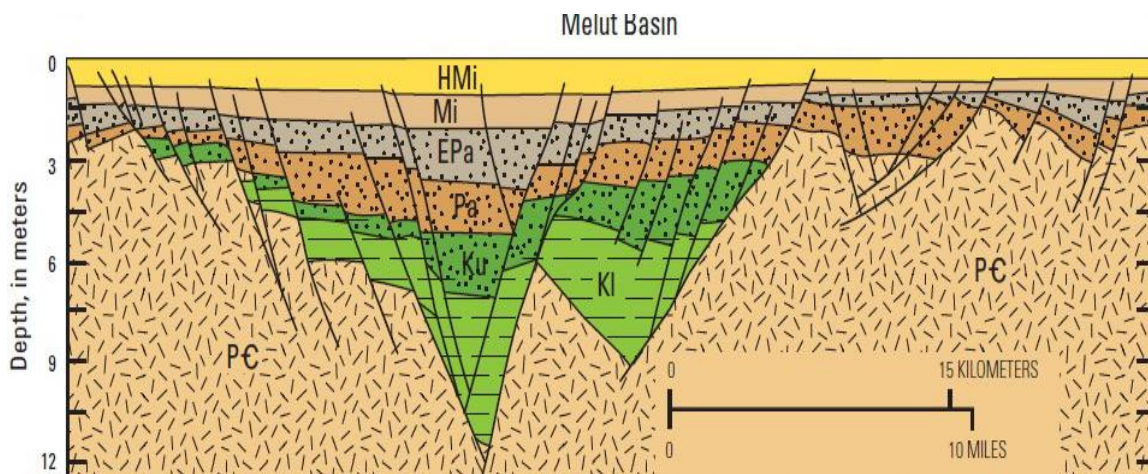


Рис. 18. Строение бассейна Мелут, Южный Судан (USGS, 2011)

Мощность осадочного чехла мезозойско-кайнозойского возраста в бассейне Мелут достигает 12 км. Площадь бассейна составляет порядка 80 000 кв. километров. Геологоразведка в районе бассейна Мелут началась еще в 70-х гг. XX века. В настоящее время это «зрелый» нефтедобывающий регион.

Рифтовый бассейн начал свое формирование в результате раскола в мелу древнего (AR-PR) панафриканского континента. Продуктивные горизонты располагаются в песчаниках верхнего мела и палеоцена на глубинах 1500-2700 м (Фарах Салех Фарах, 2009).

Следующий пример бассейна кайнозойского рифта - **бассейн Локичар** в Кении (рис. 19), он связан с крупным полуграбенном.

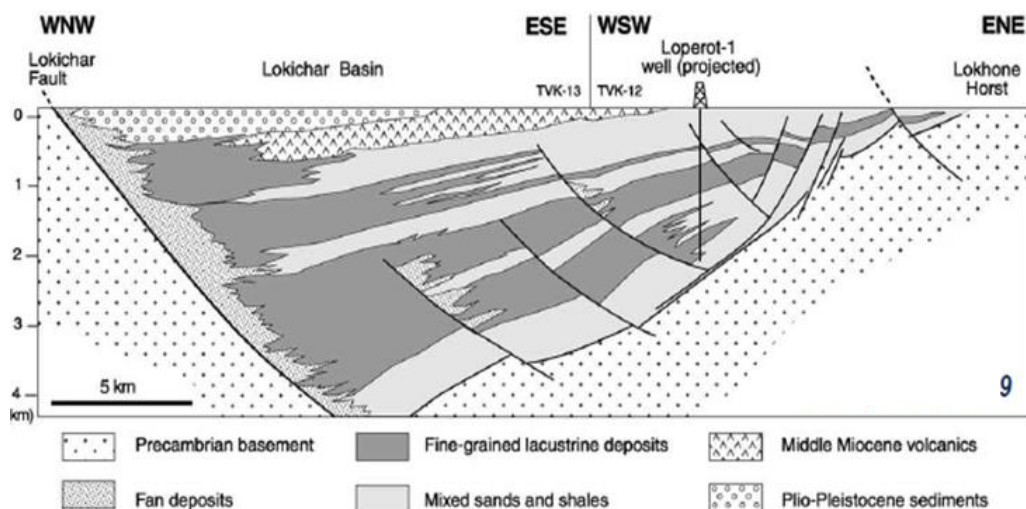


Рис. 19. Схематическое строение бассейна Грабена Альберта (Morley et al, 1999)

Размеры бассейна составляют около 80 х 23 км, глубина – более 7 км. Основной сброс, известный как разлом Локичар, простирается в СЗ-ЮВ направлении. Вдоль главного разлома накапливаются более грубые осадки. Юго-восточный борт бассейна более пологий, вдоль него происходило заполнение речными отложениями.

«Первая волна» геологоразведочных работ в бассейне Локичар прошла в '90е годы XX века (Shell). По итогам проведенных 2D сейсморазведочных работ и бурения первой скважины Лоперот-1 в восточной части бассейна сделано неkomмерческое открытие нефти и было доказано распространение нефтематеринских пород.

Вторая волна геологоразведочных работ привела к серии коммерческих открытий (Нгамия, 2012, и др.).

В Уганде рифтогенные грабены в настоящее время представляют собой озера, как например оз. Альберта соответствует *бассейну Грабен Альберта* (рис.20).

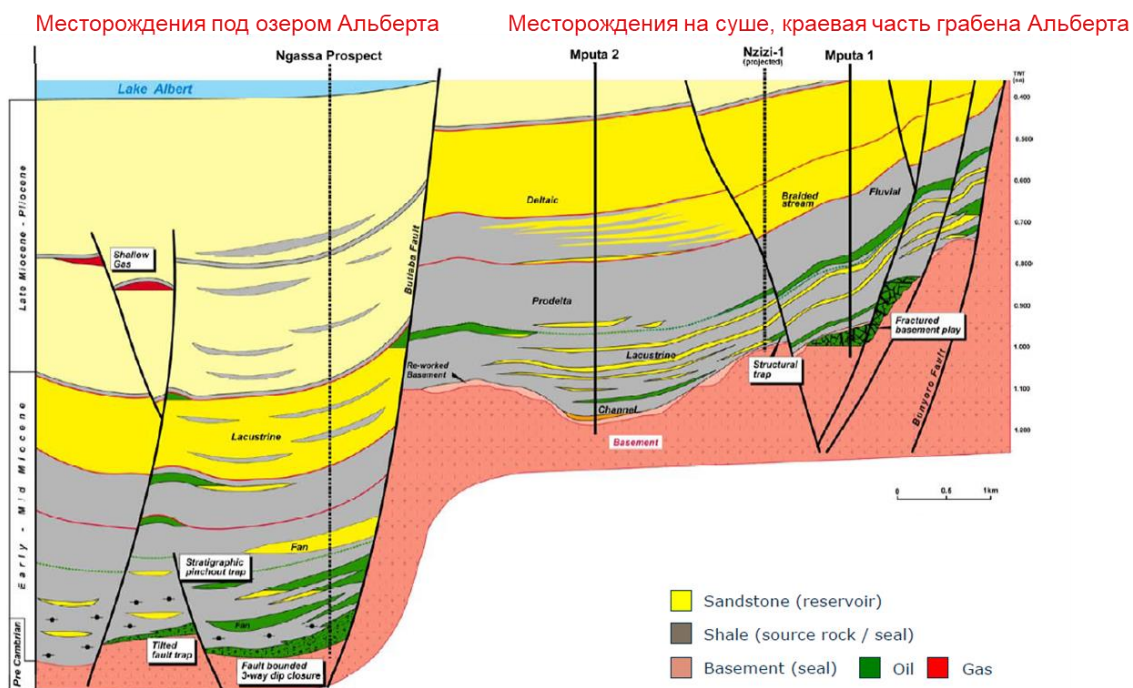


Рис. 20. Схематическое строение бассейна Грабена Альберта (URL: http://files.investis.com/twl/pdf/southafrica_b.pdf)

С момента заложения рифтов в них также накапливались озерные отложения. Сейчас в бассейне Грабен Альберта известно 21 месторождение как на воде, так и на суше.

Как и в перечисленных ранее бассейнах, в бассейне Грабена Альберта преобладают залежи нефти. Нефть, как правило, хорошего качества низкосернистая, но высокопарафинистая. Высокое содержание парафинов в целом характерно для УВ систем рифтогенных бассейнов, где участвуют озерные нефтематеринские глины, содержащие ОВ сапропелевого типа с I типом керогена.

Коллекторы в бассейне Грабен Альберта по фациальному составу представлены песчаниками - отложениями дельт, конусов выноса, речных русел, пляжевыми отложениями и т. д. Например, месторождение Нгасса, где возраст отложений - поздний миоцен-плиоцен и ранний-средний миоцен. Разрез в нижней части осадочного чехла преимущественно глинистый, в верхней части - более песчанистый. В глинистой части встречаются прослои песчаников, представляющих собой отложения фанов - склоновых конусов выноса. Ловушки в этом бассейне сложные

стратиграфические с тектоническим ограничением. В антиклинальных неглубоких ловушках в верхней части осадочного чехла встречается газ биогенного происхождения, обусловленный небольшими глубинами залегания и большим содержанием органики.

Особенности УВ-систем рифтогенных бассейнов:

Проанализировав бассейны рифтового типа, можно выявить определенные сходства их строения и углеводородных систем. Синрифтовые отложения представлены континентальными фациями, часто озерными осадками, и несколько реже - морскими фациями. Отложения морского происхождения накапливаются, как правило, в окраинно-континентальных рифтах на поздней стадии их развития.

Материнскими толщами в синрифтовых комплексах отложений могут являться озерные глинистые толщи, содержащие сапропелевое органическое вещество (кероген I типа), с высокими показателями водородного индекса (HI), являющееся преимущественно нефтематеринским. Для нефтей, генерируемых озерными нефтематеринскими породами, характерно повышенное содержание парафинов.

Если в рифт поступают морские воды, то могут сформироваться морские нефтематеринские толщи. Такие примеры можно наблюдать в Северном море (киммерийские глины морского происхождения) и Суэцком заливе (миоценовые карбонатные материнские толщи). Кроме того, для рифтовых бассейнов материнскими толщами могут выступать отложения более древних этапов развития - в дорифтовом основании. Такие материнские толщи известны и в бассейне Суэцкого залива.

Что касается *коллекторов*, то они могут быть как озерного, так и аллювиального генезиса. Если обстановка осадконакопления морская (рифтовая впадина, сообщающаяся с океаном и заполняемая морскими водами), то возможны карбонатные коллекторы, такие как, например, биогенные постройки. Также коллекторами в рифтогенных бассейнах

могут выступать отложения дорифтового комплекса, то есть выступы фундамента. Эти выступы могут быть представлены как более древними осадочными породами, трещиноватыми, кавернозными, так и выветрелыми породами кристаллического фундамента. Синрифтовые материнские породы, примыкая к таким выступам, являются источником УВ для этих коллекторов.

Покрышки в рифтовых бассейнах, в основном, глинистые, либо соленосные. Соли, как правило, накапливаются на завершающих этапах развития рифтового бассейна. В бассейнах, испытавших более длительную пострифтовую историю развития, региональные глинистые толщи, представляющие хорошие флюидоупоры, могут быть связаны с поверхностью несогласия между синрифтовым и пострифтовым комплексами - несогласия отрыва.

Для всех рифтовых бассейнов характерен высокий тепловой поток (90-110 мВт/м²). Для таких бассейнов характерна активная разломная тектоника, при этом кроме разломов сбросовой кинематики, характерны сдвиги и связанные со сдвигами трансензионные и транспрессионные структуры. За счет горизонтальных движений по заложенным ранее разломным зонам может происходить инверсия – образование поднятий над грабеновыми структурами. Это приводит к образованию валов, являющихся хорошими зонами для скопления углеводородов.

За счет тектонических нарушений, связанных с растяжением, возможны перетоки между разными структурными этажами в бассейне. Следовательно, вертикальная миграция в таких бассейнах более вероятна, в отличие от латеральной миграции, которая осложняется наличием разрывных нарушений и блоковым строением. Возможны различные варианты перетоков УВ из материнских толщ в резервуар и между резервуарами: перетоки из синрифтового комплекса в пострифтовый, из синрифтового в дорифтовый, из дорифтового в синрифтовый.

В системах рифтогенных грабенов, источником УВ для структурных

и неструктурных ловушек по периферии и в пределах одного грабена будет ближайший очаг, расположенный непосредственно в пределах этого грабена, либо в дорифтовом основании, если оно представлено осадочными отложениями, содержащими потенциально нефтегазоматеринские отложения.

В рифтогенных бассейнах существует большое количество литологически-, стратиграфически-, тектонически-ограниченных ловушек. Как правило, это ловушки небольшого размера. Крупных месторождений в таких бассейнах мало.

Резюме Главы 2.

Для рифтогенных бассейнов и их УВ систем характерны:

- линейная протяженность на десятки – сотни километров;
- грабеновые и полуграбеновые структуры, соединенные в систему рифтов
- повышенный тепловой поток;
- проявление базальтового и бимодального магматизма, особенно на ранних стадиях, иногда повышенной щелочности;
- высокопарафинистые нефти, связанные с материнскими породами озерного типа;
- большое количество проводящих разломов - путей вертикальной миграции, затрудненная латеральная миграция;
- характерны сдвиговые деформации по ранее сформированным разломным зонам, инверсия, образование валов;
- малое количество крупных залежей.

ГЛАВА №3. БАССЕЙНЫ НАДРИФТОВЫХ ДЕПРЕССИЙ

После того, как завершается рифтовый этап, возможно несколько вариантов дальнейшего развития бассейна. Растяжение может продолжаться, и рифтинг переходит в спрединг – разрастание океанического дна, а на месте рифтового бассейна формируется молодой океан.

В других случаях, когда спрединг так и не начинается, и растяжение прекращается, на пострифтовом этапе происходит охлаждение литосферы под зоной рифта и ее термальное погружение. Над «отмирающим» рифтом формируется бассейн надрифтовой депрессии.

Бассейны надрифтовых депрессий представляют собой крупномасштабные отрицательные структуры. Они имеют форму изометричной впадины (форма «тазика»). Некоторые бассейны могут иметь извилистую форму в зависимости от конфигурации залегающих в их основании рифтов.

Рассмотрим подробнее последовательность формирования надрифтовой депрессии. На (рис. 21) схематически показано, как во время рифтинга происходит растяжение континентальной коры и разогретое астеносферное вещество поднимается вверх. После того, как растяжение прекращается, поднятое разогретое вещество астеносферы охлаждается, и постепенно начинает тонуть. Такое погружение может продолжаться в течение достаточно длительного времени, и в это время над рифтом формируется бассейн синеклизы, или бассейн надрифтовой депрессии.

Такие бассейны могут располагаться как внутри континента, так и на краю континента – над авлакогенами, под углом к простираанию континентальной окраины.

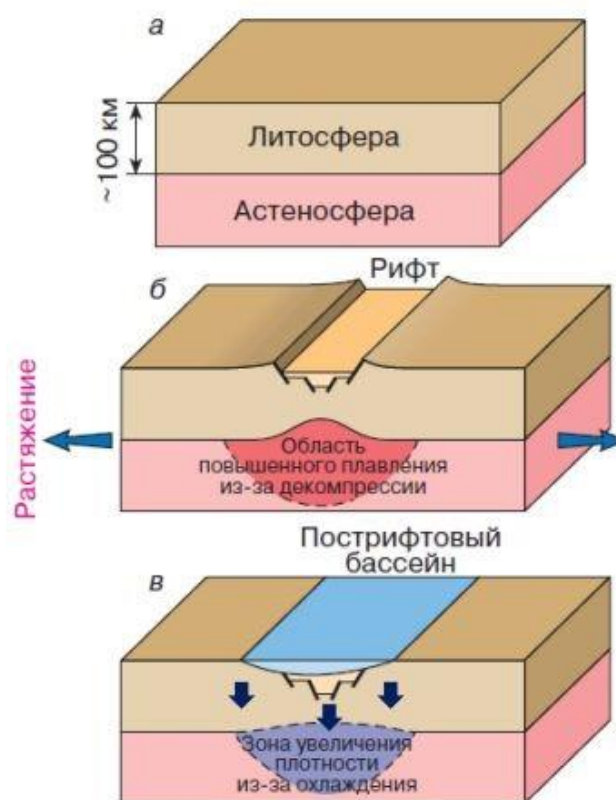


Рис. 21. Последовательность формирования надрифтовой депрессии (Никишин А.М., 2001)

Бассейны надрифтовой депрессии занимают большую площадь, чем нижележащий синрифтовый комплекс, который сформировался на этапе рифтогенеза. Ширина бассейнов надрифтовых депрессий может достигать нескольких сотен километров. Глубина погружения может достигать 10 километров и более, но в разных бассейнах она может значительно варьировать, в том числе и за счет перерывов в осадконакоплении и эрозии. От мощности чехла зависит, в том числе, как будут развиваться углеводородные системы.

Бассейны надрифтовых депрессий могут формироваться после коллапса (гравитационного развала) сформированного ранее орогена (постколизийный рифтинг).

В целом, бассейны надрифтовых депрессий развиваются в стабильных тектонических условиях. Для этого этапа уже не характерно интенсивное растяжение, а происходит преимущественное погружение. Вместе с тем некоторые разломы наследуются из нижележащего

рифтового комплекса, и они могут активироваться. По некоторым разломным зонам возможны горизонтальные перемещения – сдвиги, что приводит к образованию валов, как, например, в Западной Сибири. Такие крупные валообразные структуры являются благоприятными для скопления углеводородов зонами.

Примеры бассейнов надрифтовых депрессий

1. Бассейн Северного моря

Бассейн Северного моря состоит из нескольких суббассейнов, в том числе Грабен Викинг и Центральный Грабен, которые начинали формироваться как бассейны рифтогенного типа, а в дальнейшем их развитие продолжилось по модели надрифтовой депрессии (рис. 22).

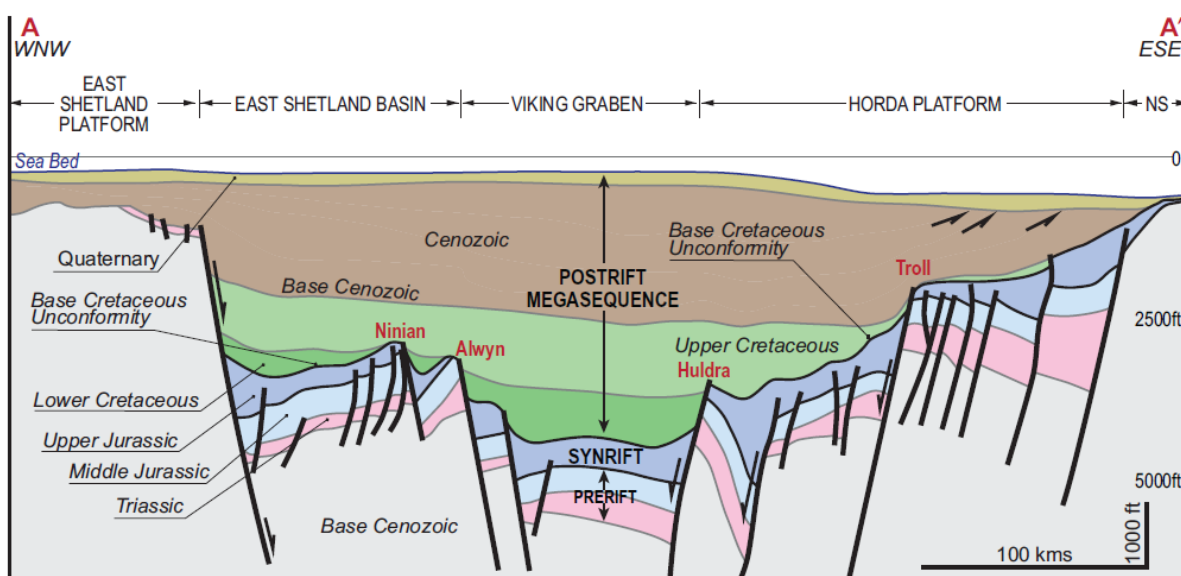


Рис. 22. Бассейн Северного моря (Underhill, 2022)

В бассейне Северного моря установлены две фазы рифтинга: пермско-раннетриасовая и позднерифто-раннемеловая. За ними следовали фазы термального погружения: триасово-среднеюрская и позднемеловая-кайнозойская. Грабены, заполненные осадками синрифтового комплекса, хорошо видны на (рис. 23).

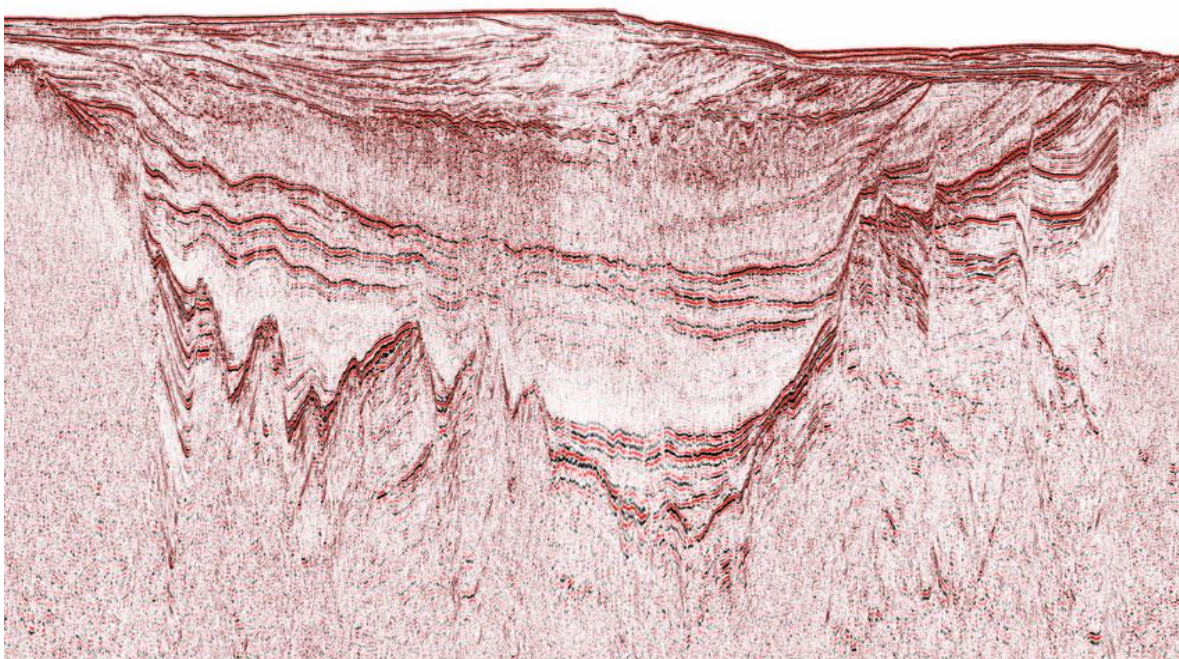


Рис. 23. Региональный сейсмический профиль, характеризующий строение бассейна Северного моря (К. Bjørlykke, 2010)

Шельф Северного моря распределен между странами: Великобритания, Норвегия, Нидерланды и Дания. Геологоразведка в Северном море началась в 1963 г. - после крупнейшего газового открытия Гронинген на суше Нидерландов. Самое первое открытие на шельфе было сделано в 1966 г. в датском секторе - нефтяное месторождение Крака (около 7 тон нефтяного эквивалента (ТНЭ)). Первое крупное открытие на шельфе Норвегии - Экофиск: было сделано в 1969 г., извлекаемые запасы нефти - порядка 569 млн. м³, газа - 165 млрд. м³. Еще через 10 лет, в 1979 г. в Северном море было открыто месторождение Троль, обеспечивающее до сих пор порядка 30% добычи Норвегии. В настоящее время Норвегия является лидером по уровню добычи углеводородного сырья среди всех стран, владеющих шельфом Северного моря. При этом, на Северное море приходится более 70 % остаточных запасов Норвегии.

В регионе продуктивны коллекторы в дорифтовом, синрифтовом и пострифтовом комплексах - от девона до эоцена. Самые главные материнские породы в этом бассейне – морские киммериджские глины,

обогащенные органическим веществом с керогеном II типа. Они залегают непосредственно над знаменитой формацией Brent среднеюрского возраста – наиболее важного резервуара для бассейна Северного моря. Покрышками выступают синрифтовые и пострифтовые глинистые отложения. Ловушки сосредоточены на приподнятых блоках и выступях, образованных при формировании рифта, и связанных с ними поднятиях в надрифтовом комплексе.

2. Западно-Сибирский мегабассейн.

Одним из наиболее известных бассейнов типа надрифтовой депрессии является Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн, или мегабассейн (в силу его размеров). Этот мегабассейн располагается на огромной территории Западной Сибири между Уралом и Енисеем, включает Карскую депрессию, Енисей-Хатангский прогиб. Возраст осадочного чехла этого уникального бассейна мезозой-кайнозойский. По некоторым оценкам, на Западную Сибирь приходится около четверти всех открытых месторождений нефти и газа в России.

История изучения это крупнейшего в России бассейна насчитывает несколько десятилетий. Еще в 30-е годы И.М. Губкин высказывал идею о том, что Западная Сибирь обладает существенным потенциалом. Однако на начальном этапе геологоразведочные работы оказались unsuccessful, и первое открытие в районе п. Берёзово было случайным и совершено оно было только в 1953 г., когда работы уже собирались сворачивать. С момента начала геологоразведочных работ до первого открытия прошло почти 30 лет. (URL: <https://nangs.org/news/business/k-istorii-osvoeniya-zapadno-sibirskoj-neftegazovoj-provintsii>)

На начальном этапе изучения Западно-Сибирского бассейна теоретическая база поисков и разведки, и сами технологии геологоразведки находились на качественно другом уровне. В эти годы теория углеводородных систем еще не была сформулирована, также еще

не было накоплено системных знаний о турбидитовых коллекторах, еще не было сформировано концепции о клиноформном строении осадочного чехла.

Фундамент Западно-Сибирского бассейна принято называть доюрским основанием, он представляет собой ансамбль из областей складчатости разного возраста и микроконтинентов (рис. 24).

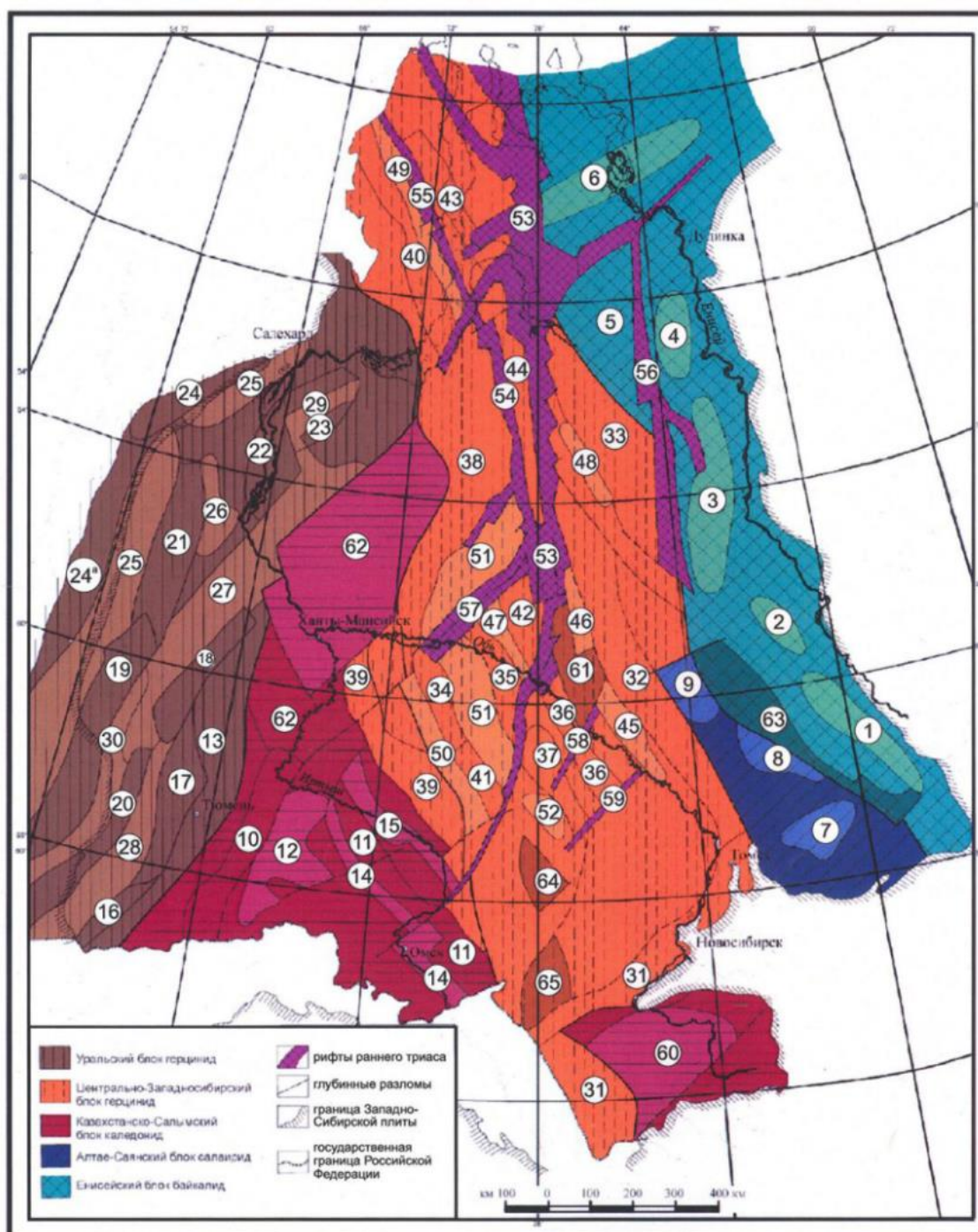


Рис. 24. Фундамент Западной Сибири (Алексеев, 2010 (схема по В.С.

Суркову и др)).

Фундамент консолидировался в герцинское время (палеозойская складчатость) в результате закрытия палеозойского Уральского океана. Активная окраина Уральского океана, включающая серии островных дуг, перешла в фазу коллизии. Отчасти, это продолжение Уральской складчатой системы, погребенное под осадочным чехлом Западно-Сибирской молодой платформы. На юге Западно-Сибирского бассейна, там, где он граничит с Казахстаном, возраст фундамента каледонский, на востоке, со стороны Сибирской древней платформы, – байкальский, это окраина Сибирского континента, вошедшего в коллизию с Русской платформой.

Так называемый «промежуточный» триасовый (пермо-триасовый) комплекс, выделяемый в разрезе, сформировался в результате постколлизии рифтинга после того, как консолидировался складчатый фундамент.

Еще позже, когда постколлизии рифтинг завершился, сформировался бассейн надрифтовой депрессии. Комплекс надрифтовой депрессии представлен отложениями юрского, мелового и кайнозойского возраста (рис. 25).

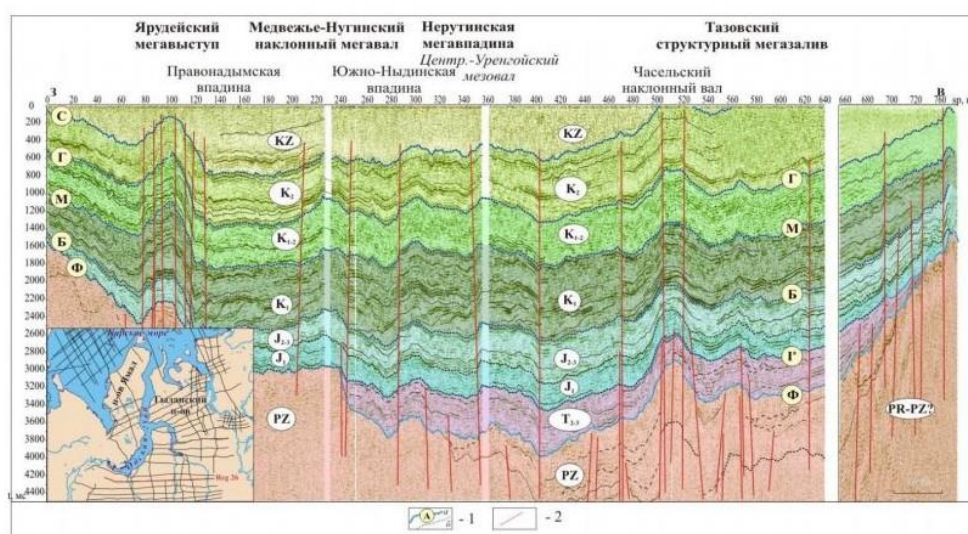


Рис.25. Строение разреза Западно-Сибирского мегабассейна (Конторович, 2018)

На региональных сейсмических профилях хорошо видны отражающие границы, связанные с кровлей акустического фундамента и с регионально выдержанными глинистыми толщами, такими как баженовская свита. Баженовская свита четко определяется на региональных профилях в основании неокомского клиноформного комплекса (рис. 25). Ниже баженовского горизонта залегают юрские отложения, а там, где видны грабены, залегает синрифтовый комплекс. Кто-то из исследователей выделяет в синрифтовом комплексе западной Сибири палеозойские (пермские) и триасовые отложения, другие же - только триасовые.

Если синрифтовый комплекс заполняет отдельные грабены, то пострифтовый комплекс имеет более широкое распространение и не ограничен грабенами. Он с несогласием перекрывает синрифтовый комплекс.

Большая часть отложений всего осадочного чехла в Западной Сибири имеет терригенный состав, в основном это отложения от мелководно-морских, континентальных до глубоководных фаций. Карбонатных отложений очень мало. Баженовская и нижележащая абалакская толщи, имеют глинисто-кремнисто-карбонатный состав.

Представленный на (рис. 26) профиль проходит в направлении от Урала на восток. Осадочный материал приносился с востока и отложения накапливались, последовательно наращивая разрез в западном направлении. Постепенно бровка шельфа отодвигалась в сторону глубоководья, море постепенно отступало. Такое строение разреза является типичным для Западной Сибири.

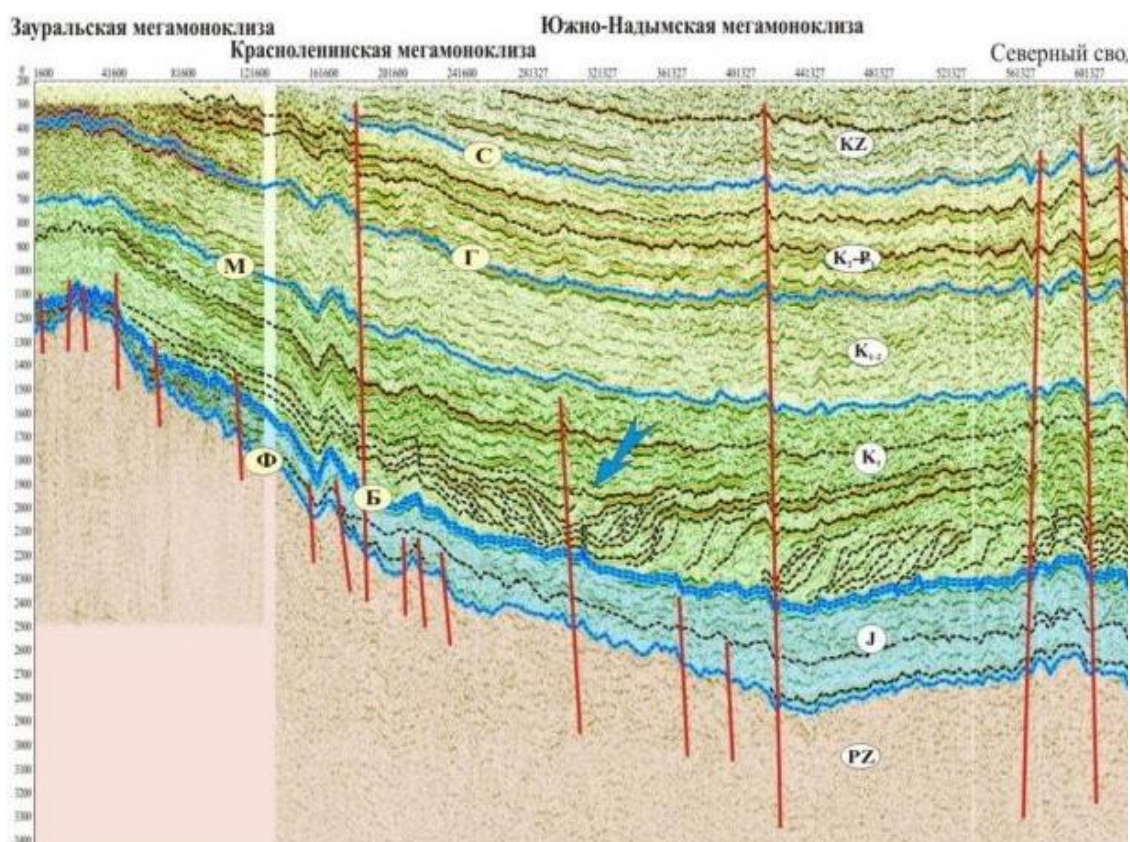


Рис. 26. Строение разреза Западно-Сибирского мегабассейна. Неокомский клиноформный комплекс показан синей стрелкой. (Конторович, 2018)

Выше неокомского клиноформного комплекса залегает танопчинская толща, а над ней - отложения сеномана (горизонт Г).

Далее рассмотрим северную часть Западно-Сибирского мегабассейна - Южно-Карский бассейн. На (рис.27) показан его продольный региональный профиль (Ульянов Г.В., 2011).

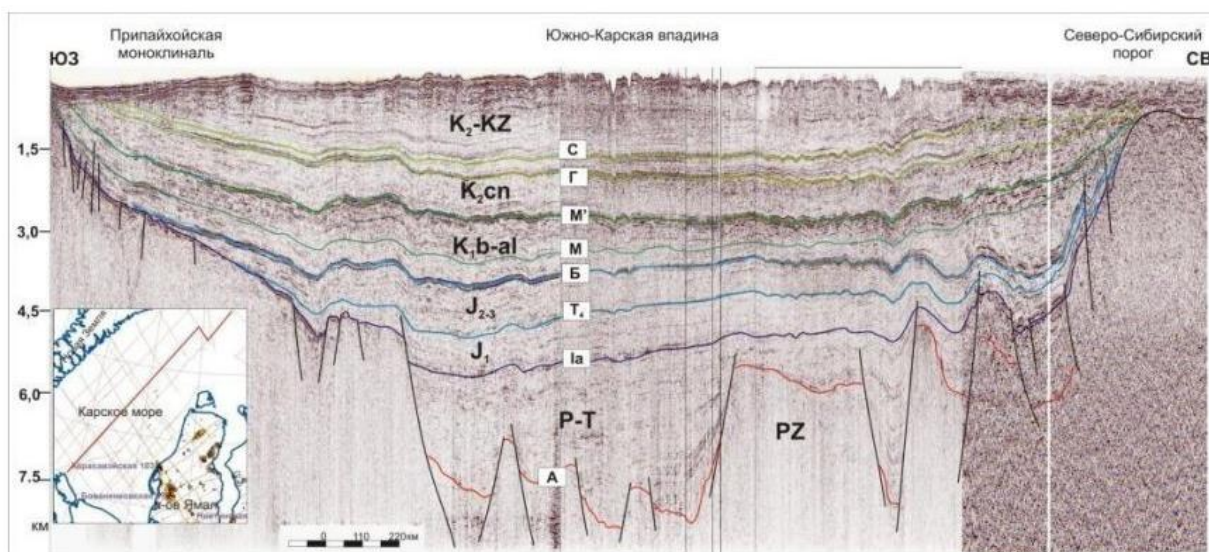


Рис. 27 Строение Южно-Карского бассейна (Ульянов, 2011)

В низах осадочного чехла также залегает синрифтовый комплекс (пермь-триас), и выше - пострифтовый комплекс (комплекс надрифтовой депрессии) юрско-мелового и в меньшей степени кайнозойского возраста.

На профиле (рис.27) отчетливо видно, что в краевых частях бассейна в кайнозое происходила эрозия и перерывы в осадконакоплении, а срединная часть бассейна продолжала погружаться. Весь разрез в небольшой степени деформирован в связи с региональными тектоническими движениями вдоль сдвиговых зон, за счет чего происходило формирование валообразных поднятий, таких как, например, Нурминский вал на Южном Ямале. В таких потенциальных зонах скопления вдоль валов концентрируются структурные ловушки.

Посмотрим на разрез Западно-Сибирского бассейна с позиции теории углеводородных систем. В юрской и в меловой части разреза выделяются покрывки, коллекторы, нефтематеринские толщи. Углеводородные системы, образованные разными материнскими толщами, сообщаются между собой за счет перетоков, УВ смешиваются.

Баженовская свита является основной нефтегазоматеринской толщей в бассейне. Практически на всей площади Западной Сибири, за исключением бортовых зон бассейна, отложения баженовского

горизонта являются достаточно зрелыми для образования нефти и газа. Там, где эти отложения достигли нефтяного окна, генерируется нефть. В северных районах отложения более прогреты, поэтому преимущественно генерируется газ.

Большая часть залежей Западно-Сибирского бассейна приходится на коллекторы неокомского и сеноманского возрастов. Сеноманские отложения имеют большие мощности. Сеноманские песчаники представляют собой отличные коллекторы с пористостью до 25%. Большинство гигантских месторождений газа в Западной Сибири связаны именно с сеноманскими отложениями. Иногда такие газовые залежи имеют нефтяную оторочку. Нефти нефтяных оторочек тяжелые, с признаками биodeградации.

Над неокомом залегают яронгские покрывки, а над сеноманом – кузнецовские глины, выступающие региональными покрывками. Из регионально распространенных флюидоупоров можно выделить также баженовскую и абалакскую свиты. Абалакские отложения, залегающие под баженовской свитой, представлены глинистой толщей и являются хорошим флюидоупором для нижележащих коллекторов юрского возраста.

Крупные поднятия в Западно-Сибирском бассейне были разбурены в 60-е годы, когда начались значимые открытия в Западной Сибири. Структурные объекты были открыты в первую очередь. По мере увеличения изученности Западной Сибири, большую роль стали играть неструктурные ловушки (литологические, стратиграфические и т.д.).

Рассмотрим неокомские коллекторы, связанные с клиноформной толщей. Эти отложения залегают над баженовской толщей. На (рис.28). видно, как изменялась конфигурация бассейна Голубым цветом показана более глубоководная зона, зеленым более мелководная. Осадочный материал приносился с востока и постепенно заполнял бассейн, поэтому возраст клиноформ омолаживается в западном направлении.

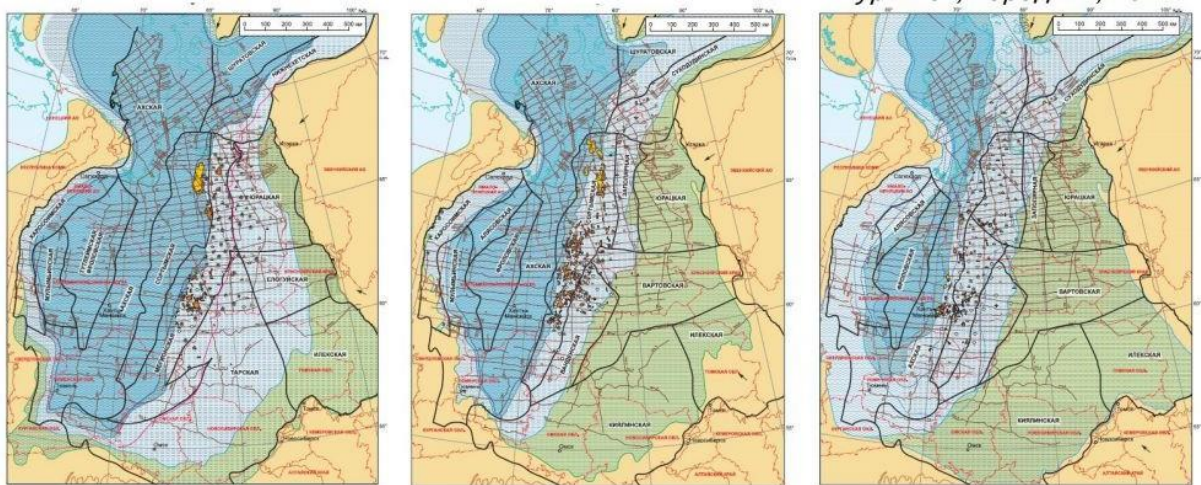
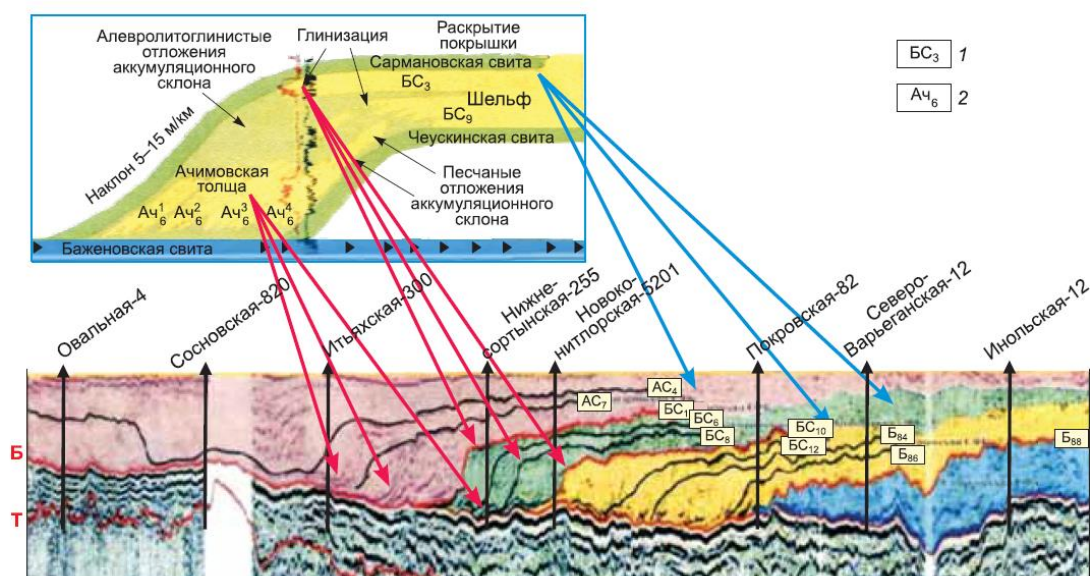


Рис.28 Палеогеография неокома Западной Сибири (Курчиков, Бородин, 2011)

Концепция клиноформного строения нижнего мела Западной Сибири была предложена А.Л. Наумовым в 70-х годах. До этого считалось, что осадконакопление происходит по параллельно-слоистой модели. На примере (рис. 29) рассмотрим схематическое строение одного клиноциклита: в мелководной части накапливаются шельфовые песчаники, в более глубоководной части накапливаются глинистые отложения и отложения турбидитовых потоков - ачимовские отложения.



В Западно-Сибирском бассейне насчитывают порядка пяти тысяч месторождений, включая крупнейшие и уникальные Уренгойское, Самотлорское, Мамонтовское, Приобское и другие. Ресурсный потенциал Западно-Сибирского бассейна оценивается около 250 млрд. тон условного топлива (Скоробогатов, 2014).

Основные структурные объекты в юрском и меловом комплексах уже изучены довольно хорошо. В последние годы все больше усилий направлено на изучение литологических и стратиграфических объектов, например, ачимовской толщи, также большое внимание уделяется доюрскому комплексу, то есть складчатому фундаменту.

Основная доля крупнейших месторождений Западной Сибири, открытых в 60-70 годы, преимущественно связана брахиантиклинальными складками и куполами. Куполовидные поднятия расположены на тектонических элементах первого порядка, таких как Сургутский и Нижневартовский своды. В пределах сводов имеются осложнения, структурные элементы меньшего порядка. Амплитуды таких ловушек довольно большие, до 200 м. Площади ловушек достигают нескольких сотен квадратных километров.

В рифтогенных бассейнах месторождения такого размера практически невозможны, так как для генерации больших объемов УВ необходимы крупные поднятия и огромная площадь материнских пород; также необходима большая дренажная площадь, откуда эти УВ могут мигрировать в ловушки. В Западной Сибири условия для формирования крупных и гигантских месторождений нефти и газа, являются уникальными.

Баженовская свита - не просто нефтегазоматеринская толща, уникальная как по содержанию органического вещества и площади распространения, но и нетрадиционный коллектор. Залежи сланцевой нефти и газа формируются в зрелых материнских толщах. т.е. при

достижении необходимых термобарических условий, в результате генерации УВ и неполной эмиграции углеводородов из материнской породы.

Многие знают, что в США добыча сланцевой нефти и газа началась в начале 2000х годов, а изучение сланцевых толщ началось еще раньше. В России продуктивность баженовской свиты была установлена ещё за долго до того, как в США началось промышленное освоение сланцевых толщ. Ещё в 80-е годы советские геологи отмечали, что внутри баженовской свиты есть залежи сложного строения. Уже тогда говорилось о связи органического вещества и УВ насыщения (Дорофеева и др., 1983)

В нетрадиционных сланцевых коллекторах пустотное пространство, которое вмещает углеводороды, частично формируется за счет термической деструкции самого органического вещества, преобразования его в углеводороды и освобождения «свободного» пространства. Для сравнения в традиционном коллекторе - это межзерновая и внутризерновая пористость (общая, открытая, эффективная).

В сланцевых коллекторах (глины, тонкозернистые отложения) межзерновая пористость небольшая, если быть точнее, открытая пористость небольшая, а сами поры очень маленького размера. Флюид может содержаться в этих порах, но очень неохотно двигается. Перемещение флюида становится возможным за счет трещиноватости. Трещиноватость добавляет небольшой дополнительный объем к общей пустотности породы. Дополнительное емкостное пространство формируется также за счет органического вещества. Когда материнская порода достигает определённой стадии катагенеза, в самом органическом веществе образуется пустотное пространство (в микроскопических масштабах), и новообразованные молекулы УВ удерживаются внутри частиц органического вещества свободном и адсорбированном виде.

Для извлечения УВ из сланцевого коллектора необходимы дополнительные методы воздействия на пласт. Применяемые методы направлены либо на то, чтобы сделать флюид более подвижным, либо увеличить связанное пустотное пространство - при использовании методов гидроразрыва пласта. При этом формируют искусственную трещиноватость. Если материнская толща недостаточно прогрета и породы незрелые или находятся на ранней стадии генерации (молодые тяжелые нефти), то могут применяться другие методы, например, методы теплового воздействия. При этом кероген искусственно «доваривается», т.е. прогревается до состояния зрелости, при котором генерируются УВ.

Аналогами Западно-Сибирского бассейна в США являются бассейны внутриконтинентальных надрифтовых депрессий, такие как бассейны Виллистон, Иллинойс. В каждом из этих бассейнов присутствует своя нефтегазоматеринская толща, которая является объектом разработки залежей сланцевой нефти и газа.

Бассейн Виллистон - это родина формации баккен. Он частично расположен на территории Канады, частично – на территории США. Формация баккен – часто упоминается в литературе как аналог баженовской свиты Западной Сибири, однако геологически эти толщи не являются аналогами, хотя имеется много схожих характеристик. Баккен, как и бажен, тоже регионально выдержанная материнская толща, она является нетрадиционным коллектором, но есть ключевые различия. Кроме отличий в геологическом возрасте (баккен образовался в палеозое, а бажен - в мезозое), баккен отличается от бажена по строению и литологии.

В средней части формации баккен, похожей на слоеный пирог, присутствуют песчаники, именно они являются труднопроницаемыми коллекторами. Снизу и сверху эти песчаники «запакованы» глинистыми породами, являющимися непосредственно материнскими породами с повышенными содержаниями органического углерода. Для сравнения

баженовская свита – это глинисто-кремнисто-карбонатная толща, средняя мощность составляет около 50 м, внутри нее также выделяется несколько пачек, отличающихся по преобладанию того или иного минерального компонента и структуре, при этом органическим веществом обогащена вся толща, хотя содержание органического углерода неравномерно, и в верхней части, как правило, возрастает.

3. Бассейн Сирт

Этот бассейн надрифтовой депрессии находится в Ливии (рис. 30). И именно на бассейн Сирт приходится основная доля запасов нефти и газа Ливии.

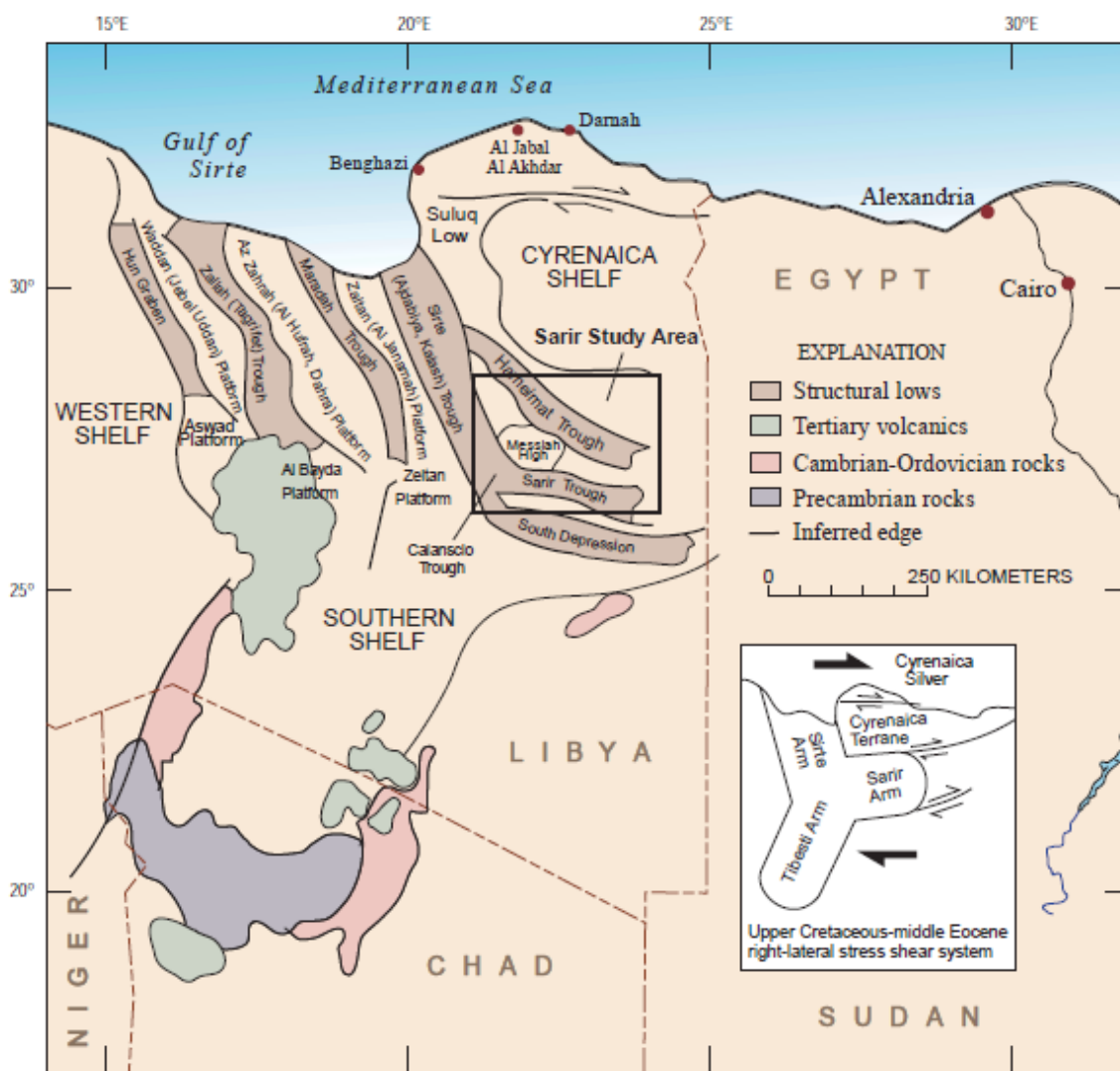


Рис.30. Схематическое строение бассейна Сирт (Ahlbrandt, 2001)

В основании данного бассейна залегают рифты мелового возраста.

На синрифтовом этапе накапливались материнские толщи (поздний мел - палеоцен), а в пострифтовое время эти отложения ещё больше погружались и прогревались. Сам этап формирования надрифтовой депрессии длился недолгое время в кайнозой (олигоцен-миоцен), бассейн имеет небольшую мощность пострифтового комплекса.

Синрифтовые глинистые отложения мелового возраста являются источником углеводородов для залежей, которые располагаются как в синрифтовом, так и в дорифтовом комплексе. Некоторая часть углеводородов мигрировала вверх по разломным зонам.

В бассейнах, таких как Сирт, где пострифтовая история недолгая и отсутствовали источники сноса, поставляющие в большом объеме обломочный материал, мощность разреза достаточно небольшая. В таких бассейнах потенциально материнские породы, накопившиеся на пострифтовом этапе, могут быть недостаточно прогреты для нормальной термогенной генерации УВ, однако при невысоких температурах в таких отложениях могут формироваться залежи биогенного газа за счет деятельности бактерий.

В бассейне Сирт развиты коллектора нубийского возраста - меловые песчаники, связанные с Нубийской платформой, известные в Северной Африке от Ливии до Красного моря.

Самое крупное месторождение в бассейне Сирт – это месторождение Сарир (рис. 31). Месторождение Сарир было открыто компанией ВР в 60-е годы XX века, тот же период, когда были сделаны крупнейшие открытия Западной Сибири. Глубина залежи – до 3 км.

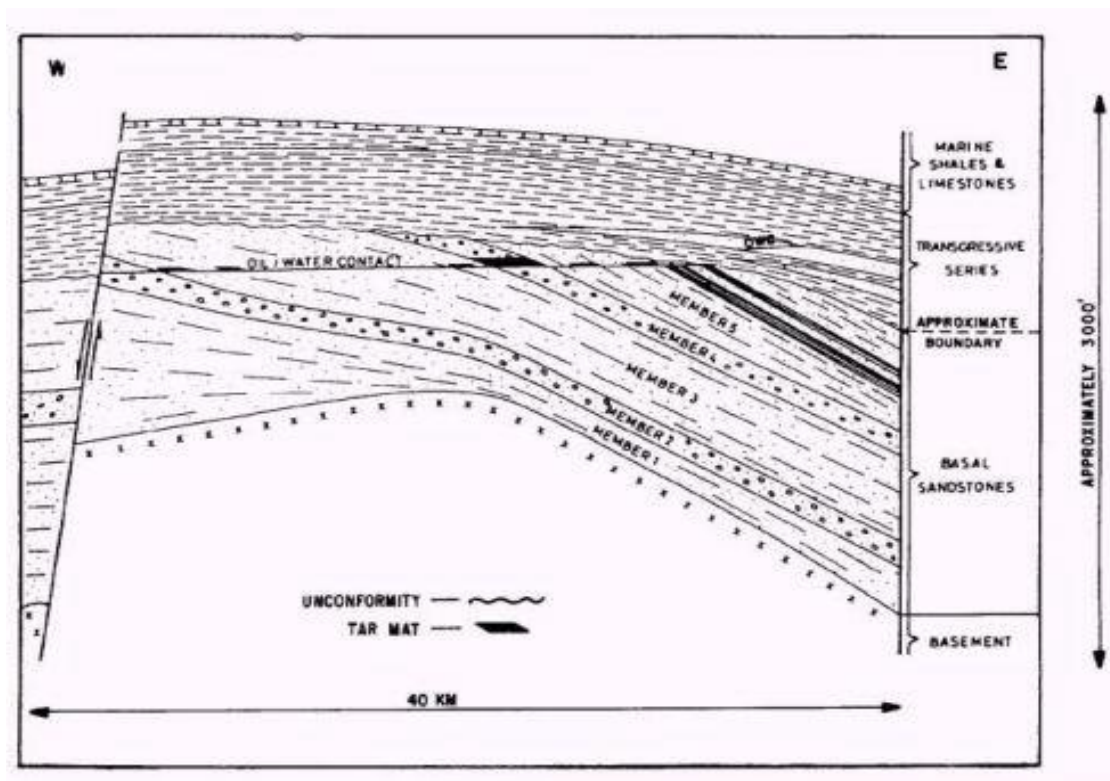


Рис. 31. Строение месторождения Сарир. (по Gillespie & Sanford, 1967.

URL:

<http://www.searchanddiscovery.com/documents/sarir/sarir.htm#FIGURES>)

Если месторождения Западной Сибири связаны в основном с куполами и складками, сформированными на пострифтовом этапе, то для месторождения Сарир структурообразующим элементом является выступ, связанный с рифтовым этапом. Это массивная залежь, которая выходит под поверхность несогласия. Залежь ограничена амплитудным сбросом, сформированным на рифтовом этапе. Очевидно, движения по этому сбросу возобновлялись, так как всё, что над несогласием, тоже нарушено. Для данной ловушки важную роль играет структурный фактор, потому как существует выступ и тектоническое ограничение с запада. Также большую роль играет стратиграфический фактор, так как ловушка образуется за счет стратиграфического экранирования поверхностью несогласия. В данном случае, выше поверхности несогласия залегают глины.

Таким образом, в формировании залежей крупнейшего в Ливии месторождения с запасами около 12 млрд. баррелей (или около 2 млрд.

тонн нефти) принимает участие большое количество разных факторов и одним из ключевых является наличие покрывки, сформированной на пострифтовом этапе. В Западной Сибири запасами такого порядка обладали лишь два месторождения: Ромашкинское (1943 г.) и Самотлорское (1965 г.).

Резюме Главы 3

В заключении Главы 3 резюмируем ключевые для бассейнов типа надрифтовой депрессии особенности углеводородных систем. Бассейны надрифтовой депрессии могут образовываться как внутри континента, так и на его окраине. Так или иначе, при термическом погружении бассейна создаются условия для доступа в бассейн морских вод. Таким образом в бассейнах могут присутствовать и континентальные и морские обстановки осадконакопления.

От того, какие господствовали обстановки осадконакопления и какие фациальные типы отложений преобладают, зависит содержание и состав органического вещества материнских толщ и свойства коллекторов. Что касается материнских толщ, то в морских условиях накапливается, как правило, морской фито- и зоопланктон, что дает основание ожидать морское ОВ с керогеном II-ого типа. В более мелководных зонах, либо рядом с дельтой, ее фронтальной частью, формируются отложения, обогащенные ОВ с III-им типом или смешанным II-III типом керогена. Это объясняется тем, что дельта выносит с континента органику вместе с обломочным материалом, а в основном, это остатки высшей растительности и т.д.). Там, где продолжается развитие континентальных обстановок накопления, накапливаются углистые материнские толщи (III тип керогена).

Что касается коллекторов, то в бассейнах надрифтовых депрессий распространены отложения разнообразных морских фаций от мелководных морских до глубоководных (турбидитовые конусы, каналы и т.д.). Если в бассейне имело место карбонатное осадконакопление,

возможны и карбонатные коллекторы. Покрышки, в основном, региональные глинистые, но могут быть и соленосные (в Западной Сибири – глинистые, в Восточной Сибири – соли).

Тепловой режим бассейнов данного типа значительно прохладнее, чем у рифтогенных бассейнов. Средние показатели теплового потока около 40-60 мВт/км². Но в некоторых бассейнах, особенно, в древних бассейнах (Восточная Сибирь) тепловой поток еще ниже, около 30 мВт/км².

Возможна вертикальная и латеральная миграции углеводородов и крупные зоны скопления, которые приурочены либо к крупным региональным понятиям, либо связаны с региональными поверхностями несогласия. Ловушки в основном антиклинальные, а также различные тектонически-, стратиграфически- и литологически- экранированные (в том числе органогенные постройки).

Таким образом для бассейнов надрифтовых депрессий характерно:

- Бассейны надрифтовых депрессий имеют изометричную или близкую к ней форму «тазика» с пологим залеганием слоев;
- В основании осадочного чехла залегает синрифтовый комплекс;
- Развиваются внутри или на краю континента над авлакогенами;
- Прохладный тепловой режим;
- Спокойный тектонический режим;
- Могут наследоваться тектонические элементы древнего заложения;
- Характерны крупные сдвиговые деформации, часто по ослабленным зонам древнего заложения;
- Может быть несколько поверхностей несогласия в осадочном чехле;
- Могут включать несколько УВ систем.

ГЛАВА №4. БАССЕЙНЫ ПАССИВНЫХ ОКРАИН

Бассейны пассивных окраин начинают формироваться, когда рифтинг переходит в спрединг (от англ. «*spreading*» – распространение, рост, раскрытие) океанического дна (переход «*rift-to-drift*»), вдоль окраин континентов с обеих сторон раскрывающегося океана. Начало пострифтового этапа фиксируется по отчетливому «несогласию отрыва» (англ. «*break-up unconformity*») в основании перекрывающего рифт пострифтового осадочного комплекса (Худолей, 2004).

Пассивные окраины имеют широкое распространение. Они развиты по периферии Атлантического, Индийского (частично), Северного Ледовитого, Южного океанов, образуя целые пояса бассейнов. Именно с бассейнами пассивных окраин связаны основные запасы УВ континентальных шельфов, а по некоторым оценкам, с бассейнами пассивных окраин связано до 45% запасов УВ мира.

Бассейны типа пассивной окраины имеют форму клина, который постепенно утончается в направлении от бровки шельфа к подножию океана. В процессе разрастания океанического дна при отдалении от центра спрединга, пассивная окраина «остывает», что приводит к ее погружению. Мощности осадочного заполнения достигают 10-15 км (Леонов, Волож, 2004).

Необходимо отметить, что пассивные окраины могут развиваться не только на пострифтовом этапе. Они разнообразны по своей геодинамической природе (Худолей, 2004):

А. Рифтовые пассивные окраины - развиваются после этапа континентального рифтинга. Это пассивные окраины в классическом понимании этого термина. Такие окраины развиты вдоль окраины Атлантики. **Относительно оси раскрытия рифта пассивные окраины могут развиваться под разным углом:**

- ортогональные - развиваются параллельно оси раскрытия океана;
- косоориентированные – ориентированы под углом;

- трансформные – развиваются вдоль крупных трансформных зон.

В. Задуговые (формируются на окраинах задугового бассейна при задуговом рифтинге)

С. Постколлизийные (внутри зоны континентальной коллизии, пример - Средиземное море)

По наличию вулканической активности пассивные окраины делятся на:

- невулканические окраины;
- вулканические окраины: характеризуются значительным распространением субаэральных вулканических комплексов, обозначаемых как SDR (англ. «seaward-dipping reflectors») (Худолей, 2004).

На континентальной окраине традиционно выделяется несколько зон в зависимости от глубины моря и морфологии дна, обозначенных на (рис.32):

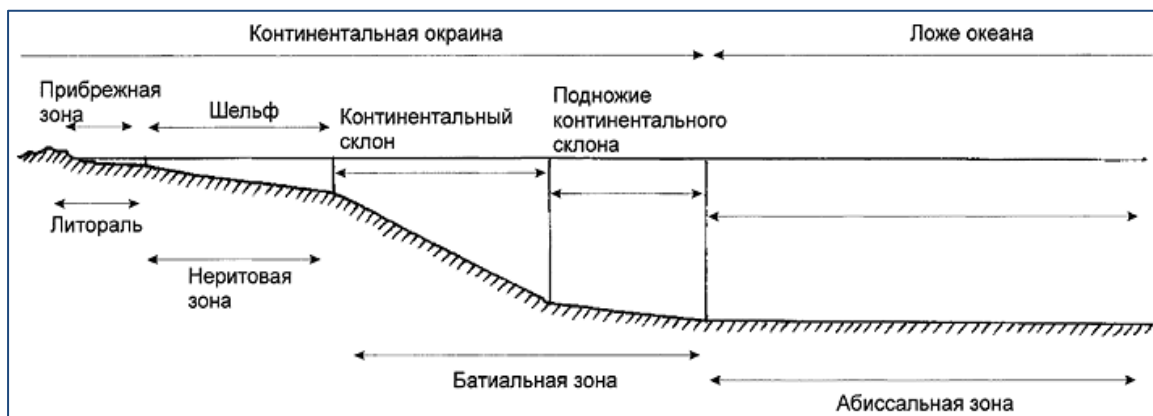


Рис. 32. Профиль континентальной окраины.
(<https://bookonline.ru/lecture/glava-14-geologicheskaya-deyatelnost-okeanov-i-morey>)

- литораль (от лат. «*litoralis*» - береговой) – прибрежная зона, регулярно затопляемая зона между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива;

- неритовая зона соответствует глубинам шельфа, как правило до 200 м;
- батимальная зона (от греч. «глубокий») соответствует области континентального склона и подножия и глубинам 200 – 2500 м;
- абиссальная зона (от греч. «бездонный») соответствует морским глубинам более 2500 м (глубоководным котловинам).

На процессы осадконакопления на пассивной окраине влияют колебания уровня моря. Эвстатические колебания — это медленные («вековые») колебания уровня Мирового океана, вызываемые изменением общего объёма воды на планете и вместимости (ёмкости) океанических впадин. Термин *эвстазия* предложен немецким геологом Э. Зюссом (1900 г.) как «глобальное изменение уровня моря положительного или отрицательного знака, проявляющееся в одинаковом масштабе» (Зверев, 2020). Первая кривая эвстатических колебаний уровня океана за последние 200 млн лет была построена П. Р. Вейлом в 1977 г.

Существуют две главные причины эвстатических изменений уровня моря:

- изменение ёмкости океанических впадин (рост СОХ)
- изменение объёма воды в океане (оледенения/эпохи парникового эффекта)

Эвстатические колебания уровня моря и тектонические процессы (погружение или воздымание) определяют *аккомодационное пространство* (рис. 33), т.е. то пространство которое может быть заполнено осадками.

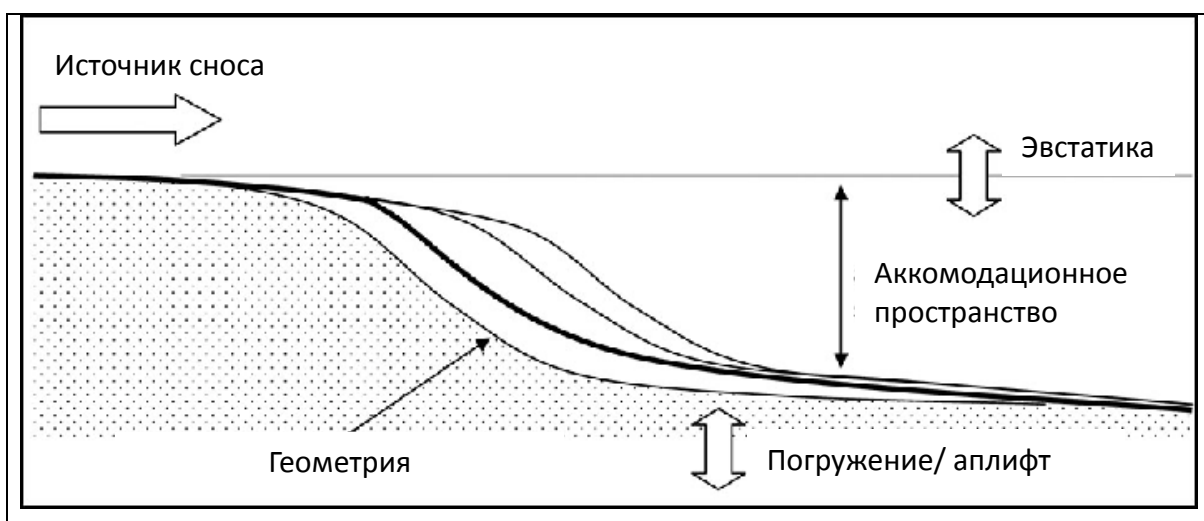


Рис.33. Основные факторы, формирующие аккомодационное пространство (Shafie & Madon, 2008. URL: https://www.researchgate.net/figure/The-main-objective-of-stratigraphic-simulation-is-to-study-the-relative-importance-of-the_fig1_265005550)

Самый высокий уровень океана (350 м) был отмечен в позднем мелу, а самый низкий уровень океана (от –250м до –350 м) - в олигоцене, 29 млн лет назад во время формирования Антарктического ледникового щита (<https://bookonline.ru/lecture/glava-14-geologicheskaya-deyatelnost-okeanov-i-morey>).

В бассейнах пассивных окраин возможно формирование обстановок терригенного и карбонатного или смешанного осадконакопления. Терригенные обстановки преобладают и в целом на них приходится до 70-84 % осадочных пород (Фролов, 1992).

В дельтах крупных рек также накапливается большое количество органического вещества смешанного происхождения (II-III тип керогена).

Коллекторы можно ожидать в синрифтовом комплексе под региональными соленосными или глинистыми покрывками. Такие коллекторы были рассмотрены в Главы 2 «Рифтогенные бассейны».

На пострифтовом этапе, когда морские воды проникают в бассейн, могут накапливаться карбонатные отложения, в частности на выступках, образуемых плечами рифтовых грабенов, накапливаются мелководные

карбонатные отложения, или формируются рифы, которые могут быть хорошими коллекторами. Некоторые гигантские месторождения, такие как, например, месторождения Лула и Либра в бассейне Сантос на шельфе Бразилии открыты именно в таких обстановках.

Также в комплексе пассивной окраины в мелководных прибрежных и дельтовых обстановках формируются терригенные коллекторы высокого качества, в склоновых обстановках формируются турбидитовые конусы выноса и каналы, включающие интервалы с хорошими коллекторскими свойствами.

Покрышками являются морские глины регионального распространения и соли. Накопление солей в некоторых бассейнах связано с этапами развития, когда бассейн был частично изолирован от Мирового океана.

Примеры бассейнов пассивных окраин

1. Бассейны пассивных окраин Западной Африки и Бразилии

В качестве примеров рассмотрим некоторые бассейны континентальной окраины Западной Африки (бассейн Кванза в Анголе, бассейн Дельты Нигера) и Бразилии (бассейн Кампос). В основании этих бассейнов, как уже говорилось в предыдущих главах, залегает синрифтовый комплекс, сформированный на стадии заложения Атлантического океана. Выше синрифтового комплекса залегает пострифтовый комплекс пассивной окраины, отделенный от синрифтового ярко выраженным «несогласием отрыва». Синрифтовый комплекс заполняет рифтогенные грабены, ориентированные, как правило, параллельно оси раскрытия океана и окраине континента. Таких грабенов может быть несколько.

Благодаря наличию синрифтового комплекса в основании бассейна, в бассейнах пассивных окраин может быть несколько углеводородных систем. В синрифтовом комплексе, как правило,

распространены материнские толщи озерного происхождения, преимущественно нефтематеринские, обогащенные керогеном I типа с высоким НI. Нефти, сгенерированные такими материнскими толщами, преимущественно высоко парафинистые.

Также материнские отложения присутствуют и в самом пострифтовом комплексе пассивной окраины. В меловом периоде бурно развивалась высшая растительность на фоне глобального потепления климата, при этом отмечается максимально высокий уровень мирового океана, а молодой Атлантический океан оставался еще довольно узким, все это привело к накоплению материнских толщ вдоль всей окраины Атлантики. Это морские глины регионального распространения, содержащие органическое вещество, образованное за счет фито- и зоопланктона, с керогеном II типа. В зависимости от степени прогрева в этих материнских толщах генерируются жидкие углеводороды и газ.

На пассивных окраинах континентов формируются дельты крупных рек, таких как Нил, Нигер, Миссисипи и др., и крупные подводные конусы выноса (Конго). Такие крупные дельтовые системы могут формировать самостоятельные бассейны, как, например, бассейн дельты Нигера. Дельта Нигера – основной нефтегазоносный бассейн в Нигерии, благодаря которому Нигерия находится на первом месте в Африке по добыче углеводородов.

Огромная мощность осадков этого бассейна была обеспечена за счет сноса с Африканского континента. За счет большого веса осадочного материала в области дельты, происходит горизонтальное перемещение - срыв в толще осадочного чехла по пластичному слою глин и формирование гравитационного складчато-надвигового пояса на склоне- у подножия континентального склона. При этом в мелководной области – в районе самой дельты формируются структуры растяжения – грабены, заполняемые молодыми осадками (рис.34).

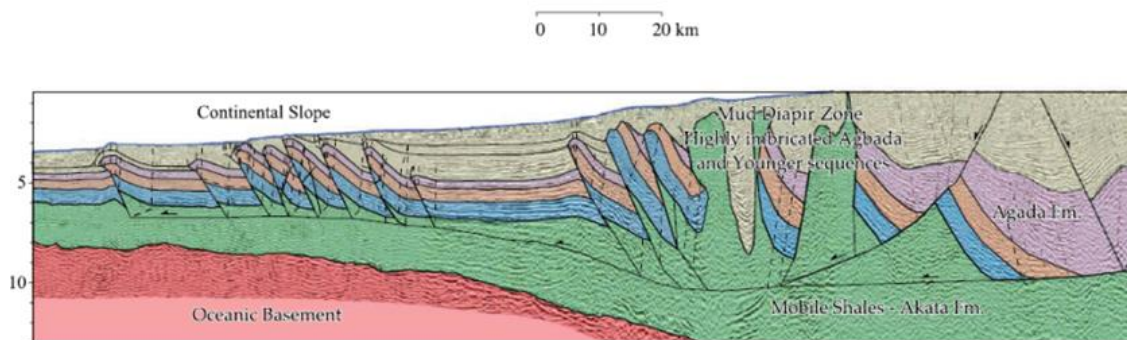


Рис. 34. Схематический профиль бассейна Дельты Нигера (Corredor 2005).

Гравитационные срывы с осадочным чехлом характерны также для других бассейнов Западной Африки. Например, в бассейне Кванза срывы происходят по аптским солям. В некоторых публикациях для описания гравитационных тектонических процессов на пассивной окраине использован термин **«рафтовая тектоника»**, в результате которой образуются молодые грабены растяжения в верхней части осадочного чехла в мелководной части бассейна, а в глубоководной зоне формируются складки и надвиги (рис. 35). За счет такого процесса образуются «черепаховые» структуры, которые могут выступать ловушками для углеводородов.

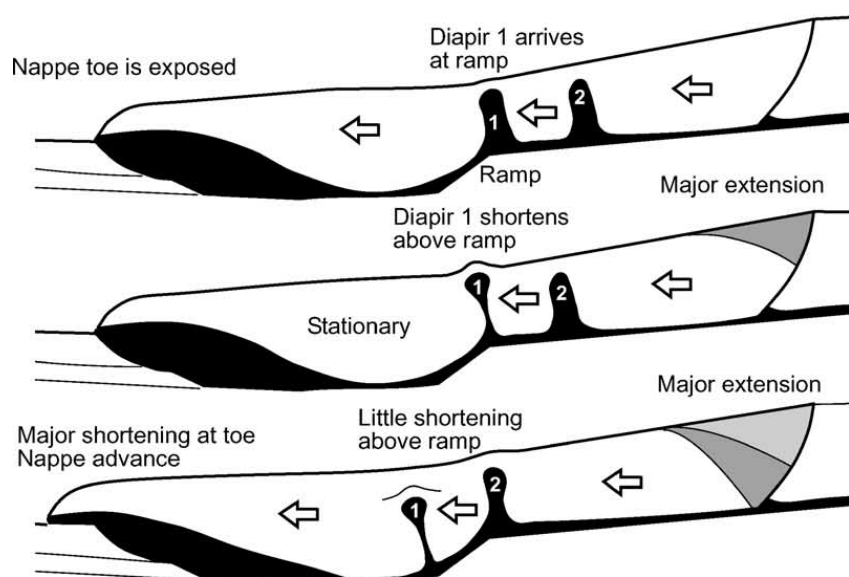


Рис. 35. Пример гравитационной тектоники в бассейне пассивной окраины (Jackson, Hudec, 2005)

Под действием гравитационных сил масса солей перераспределяется в разрезе и формирует гигантские соляные подушки в области континентального склона. Кроме этого формируются соляные диапиры (рис. 36).

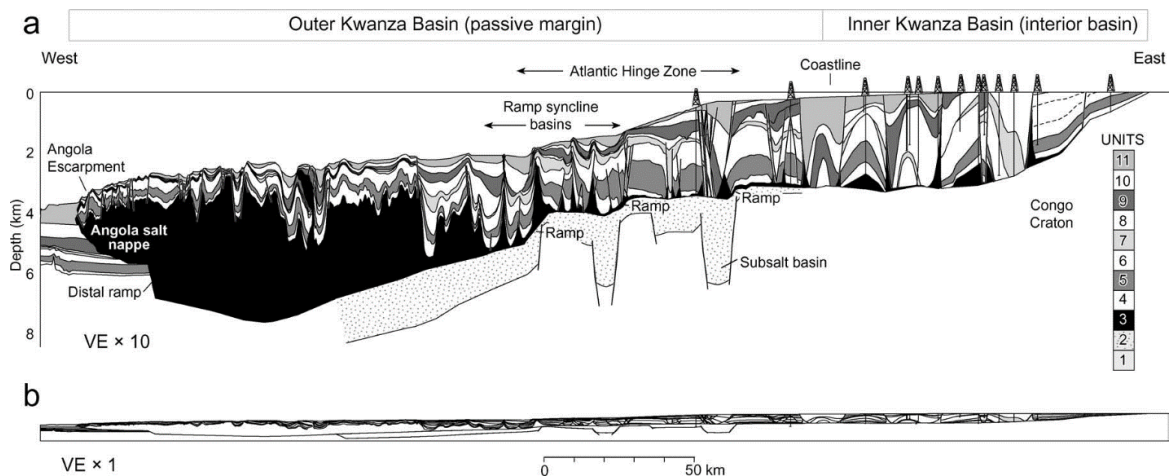


Рис. 36. Схематическое строение бассейна Кванза, Ангола (Jackson, Hudec, 2005)

Благодаря бассейнам пассивных окраин, таким как Кванза, Нижнего Конго и Конго Фан, Ангола занимает второе место в Африке после Нигерии по добыче углеводородов. В бассейне Конго Фан нефтегазоносность связана с кайнозойскими терригенными резервуарами глубоководного конуса выноса реки Конго. Ультраглубоководные залежи в этом бассейне разрабатываются с 2012 г. В бассейне Кванза в течение последних десятилетий активно изучаются подсолевые отложения, было открыто несколько месторождений: Азул, Камея, Лонтра, Орка, Бикуар, Мавинга.

Южнее бассейна Кванза на шельфе Намибии расположен бассейн Намиб, сходный с Кванзой по геологическому строению, но менее изученный (рис. 37). На настоящий момент крупных открытий в бассейне Намиб нет, однако существуют предпосылки того, что в этом бассейне углеводородные системы аналогичны бассейну Кванза.

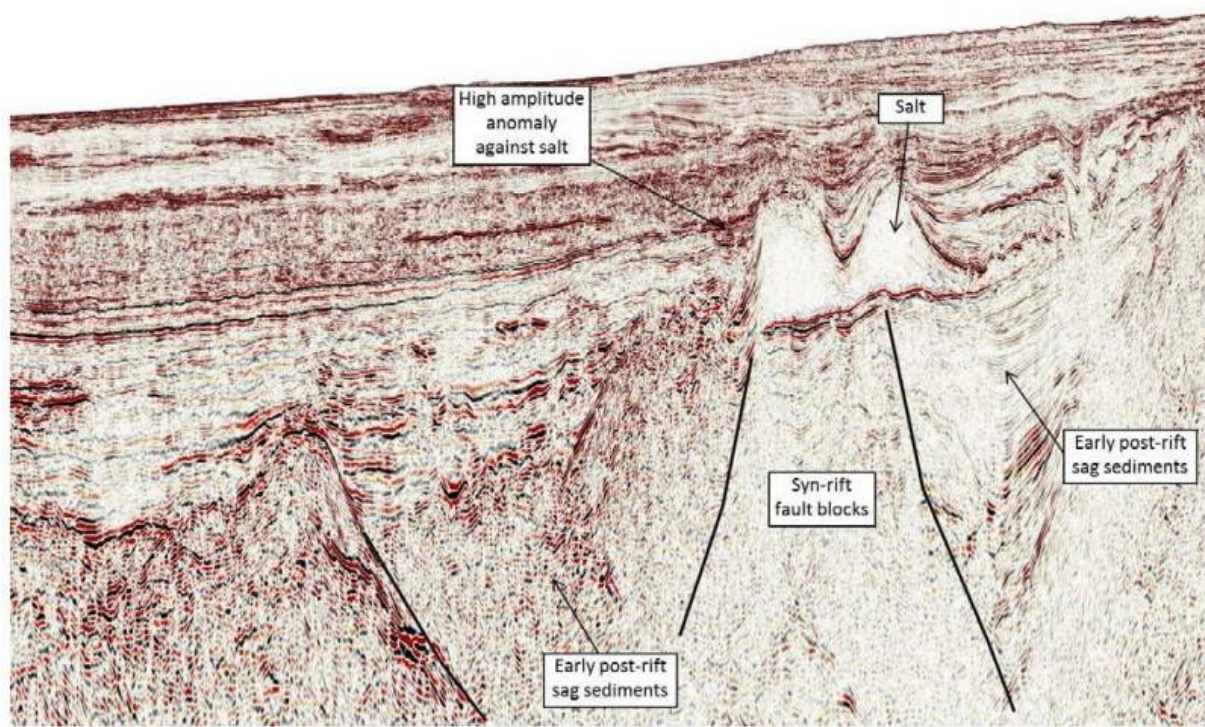


Рис. 37. Бассейн Намиб (Koch et al, 2013.
 URL:https://www.pgs.com/globalassets/technical-library/whitepapers-library/2013sept_pgs_koch_et_al_prospectivity.pdf)

На противоположной стороне Атлантики в бразильских бассейнах Кампос и Сантос геологическое строение аналогично бассейнам Западной Африки.

В основании осадочного чехла залегает синрифтовый комплекс. Между синрифтовым и пострифтовым комплексом определяется несогласие отрыва, выше которого залегает комплекс пассивной окраины. Чуть выше несогласия отрыва залегают соли, разделяющие подсолевой и надсолевой интервалы разреза. Комплекс пассивной окраины включает мелководные отложения и глубоководные. В глубоководной части бассейна распространены конусы выноса и каналы.

В 2006 г. в бассейне Сантос было открыто крупное месторождение Лула (изначально называлось Тупи) в подсолевых отложениях. Извлекаемые запасы месторождения оценивались порядка 1,4 млрд тонн (рис. 38).

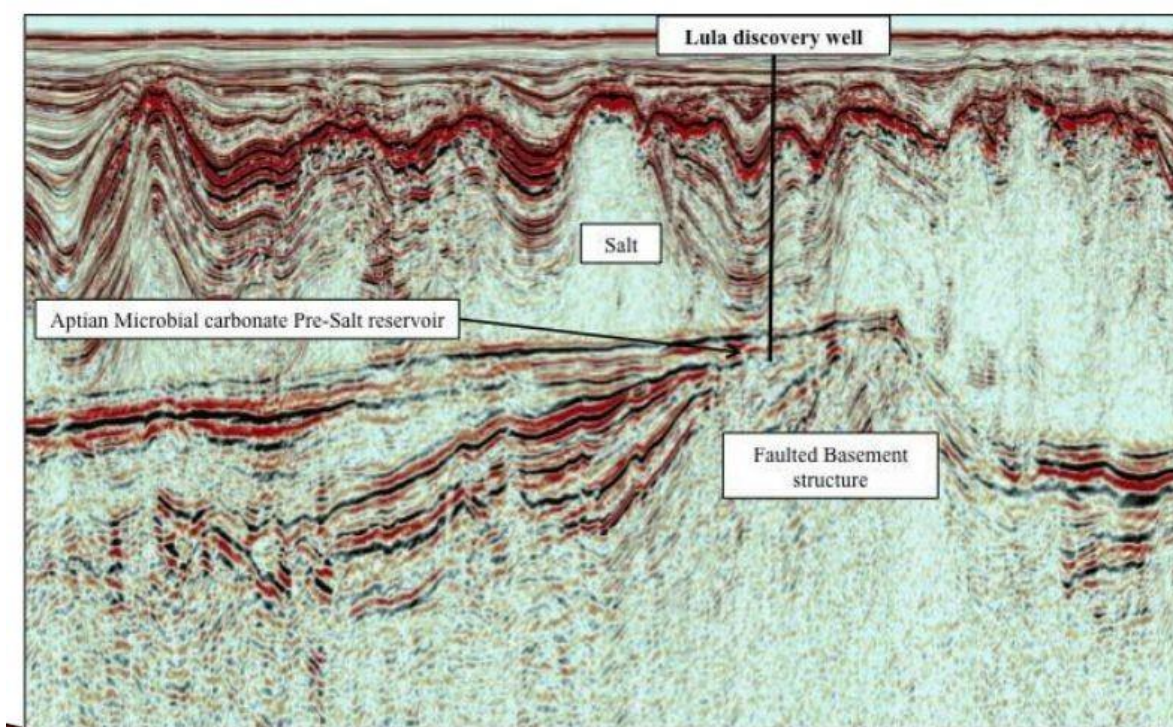


Рис. 38. Месторождения Лула (Тупи) бассейна Сантос (Koch et al, 2013. URL: https://www.pgs.com/globalassets/technical-library/whitepapers-library/2013sept_pgs_koch_et_al_prospectivity.pdf)

Продуктивные отложения на месторождении Лула представлены микробиальными карбонатами мелководного происхождения, накопившимися в условиях отмели. Коллектор перекрывается соленосной крышкой, формирующей отличные условия для сохранности крупной залежи. Именно месторождение Лула приводится в качестве аналога для подсолевых месторождений Западной Африки.

Одно из первых значимых открытий на противоположной стороне Атлантики - месторождение Камея на глубоководном шельфе Анголы: было сделано в 2012 г. компанией Cobalt на глубине воды 1,5-1,8 км (рис. 39). Глубина подсолевой залежи в нижнемеловых карбонатных отложениях составляет порядка 4,5-5,4 км. В отличие от месторождения Лула, коллектор представлен ракушняками. Запасы газа месторождения Камея составляют более 2 трлн. куб фут и запасы нефти – около 300 млн. баррелей.

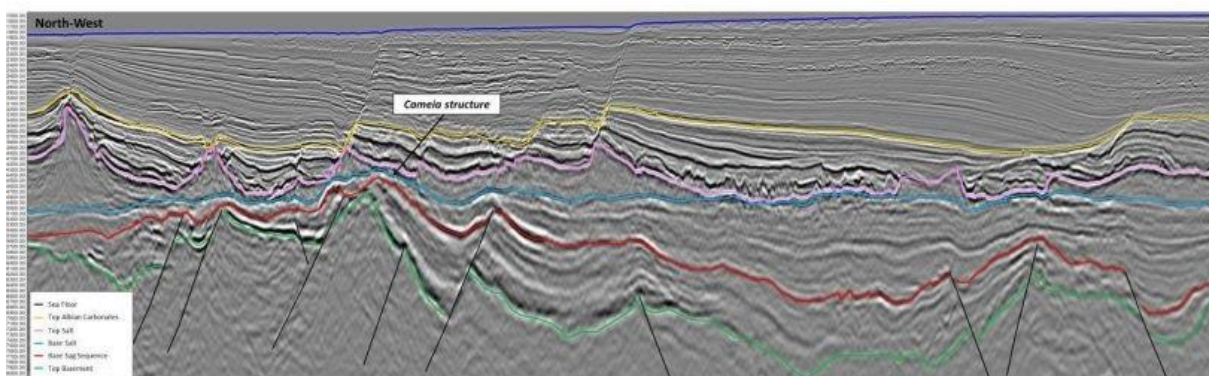


Рис. 39. Сейсмический профиль проходящий через месторождение Каменя (G.Duval, 2016 URL: <https://www.geoexpro.com/articles/2015/03/angola-kwanza-basin-exploring-further-and-deeper-for-oil-and-gas>)

Интерес компаний к глубоководным зонам в последнее время снизился, но тем не менее изучение таких объектов продолжается. В 2022 г. было объявлено о новом ультраглубоководном (на глубине моря около 2500 м) открытии месторождения нефти и газа на шельфе Намибии в Бассейне Оранж недалеко от границы с ЮАР (URL: <https://neftegaz.ru/news/Geological-exploration/722722-shell-uspeshno-proburila-razvedochnuyu-skvazhinu-na-shelfe-namibii/>).

Углеводородные системы бассейнов пассивных окраин интересны своим многообразием. Возможны различные варианты перетоков между УВ системами, смешивание флюидов, сгенерированных материнскими толщами синрифтового и пострифтового комплексов. В пострифтовом комплексе развиты морские отложения и, в связи с этим, глинистые интервалы разреза имеют региональное распространение, формируя выдержанные флюидоупоры. Коллекторы могут быть различных фаций - от мелководных до глубоководных склоновых, по составу они могут быть терригенными и карбонатными. В условиях перехода от континента к океану формируются крупные дельтовые системы, а на склоне — каналы и конусы выноса. В условиях недостаточного привноса терригенного материала формируются карбонатные платформы. Все эти обстановки могут быть благоприятными для формирования коллекторов.

Резюме Главы 4:

В бассейнах пассивных окраин отмечается более холодный, чем в синрифтовых бассейнах, температурный режим. Лавинная седиментация на шельфе также вносит свой вклад, т. к. за счет больших скоростей осадконакопления в условиях дельт и конусов выноса шкала катагенеза растягивается (для них характерен меньший температурный градиент, а, следовательно, меньшая температура на большой глубине). Наличие в разрезе солей в некоторых бассейнах пассивных окраин также приводит к охлаждению подсолевого комплекса за счет хорошей теплопроводности солей и лучшей сохранности залежей жидких углеводородов на больших глубинах.

Миграция происходит преимущественно по разломам, а также характерна латеральная миграция под региональными покрывками по восстанию слоев – т.е. в направлении континента. Зоны аккумуляции приурочены к межграбеновым поднятиям.

Ловушки в бассейнах пассивных окраин возможны самые разные. Структурные, стратиграфически-, тектонически экранированные, различные комбинированные и т.д.

Для бассейнов типа пассивных окраин характерно:

- линзообразная форма, выклинивающаяся к суше и в глубоководной части бассейна. В отличие от бассейна типа надрифтовой депрессии – несимметричны, депоцентр расположен со стороны океана;
- в основании бассейнов пассивных окраин, как и в бассейнах надрифтовых депрессий, залегает рифтогенный комплекс, сформированный на предыдущей синрифтовой стадии;
- в осадочном чехле развиты структуры растяжения и листрические, иногда ступенеобразные сбросы;
- характерна многоярусная тектоника, гравитационная тектоника с

формированием детачментов (срывов), надвигов гравитационной природы и грабенов растяжения по верхней части осадочного чехла;

- современные бассейны пассивных окраин развиты вдоль границы Атлантики с континентами, частично по окраинам Индийского океана, СЛО, Южного океана (Антарктика);
- древние бассейны пассивных окраин связаны с окраинами древних континентов, бассейны могут претерпевать несколько стадий развития;
- углеводородные системы связаны с материнскими толщами морского происхождения (кероген II типа), а также смешанного типа (II-III тип), также источниками УВ могут быть материнские толщи синрифтового комплекса;
- зоны накопления УВ связаны с крупными валами, которые развиваются за счет сдвиговых движений по зонам трансформных разломов или за счет сдвигов по ослабленным зонам в нижней части разреза, связанным с рифтогенными грабенами;
- покрышками выступают региональные глинистые или соленосные толщи.

ГЛАВА №5. БАССЕЙНЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН

Согласно циклу Уилсона, стадия зрелого океана, во время которой на окраинах континента развиваются бассейны типа пассивной окраины, сменяется стадией закрытия океана. На этой стадии пассивная окраина перерождается в активную, и вдоль нее формируется конвергентная граница литосферных плит (рис. 40).

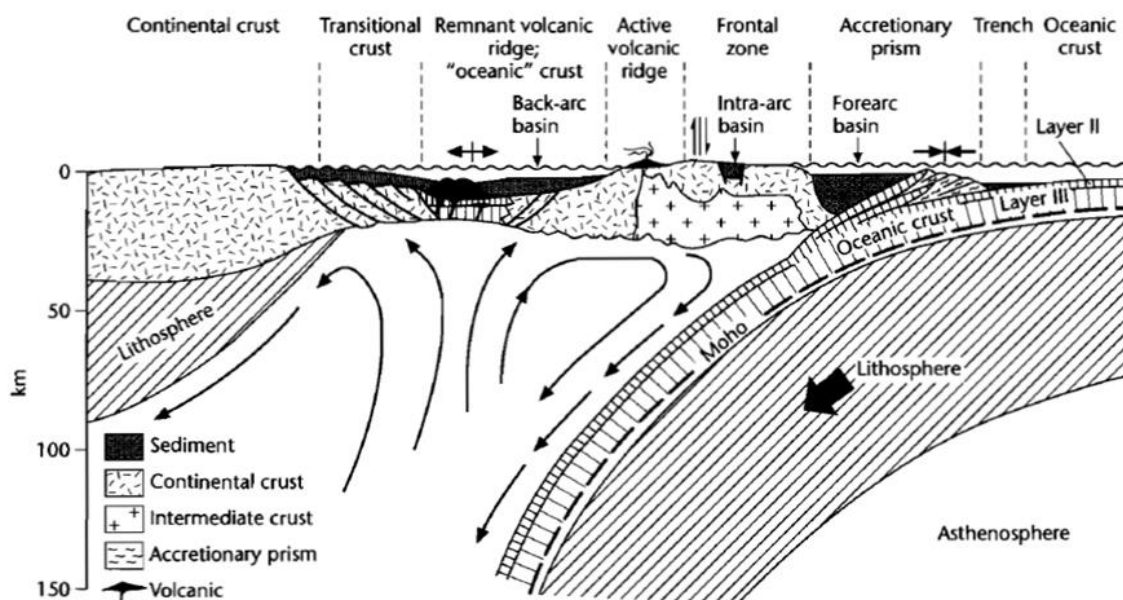


Рис. 40. Схематическое строение активной окраины (Allen & Allen, 2005)

Современные бассейны активных окраин располагаются по периферии Тихого, и частично – Индийского океана. В районе азиатской окраины Тихого океана они ассоциированы с островодужными системами, а с противоположной стороны Тихого океана (окраина Южной Америки и частично Северной Америки) – с активной окраиной андского типа.

Там, где бассейны активных окраин развиваются в ассоциации с островными дугами, они представлены *преддуговыми, задуговыми и междугзовыми бассейнами*. В зонах активных окраин андского типа (без островной дуги) образуются бассейны активных окраин, сходные с преддуговыми.

В России примеры нефтегазоносных бассейнов активных окраин можно найти в районе шельфа Охотского моря, где формирование бассейнов было связано с задуговым рифтингом. Это Северо-Сахалинский,

Западно-Сахалинский бассейны и др.

Задуговые бассейны.

Существуют два основных механизма формирования задуговых бассейнов.

Задуговый рифтинг в целом имеет много общего с «нормальным» рифтогенезом. При растяжении в задуговом рифте кора утоняется и может начаться задуговый спрединг. За счет задугового спрединга фрагмент континентальной коры отделяется от континентального блока, формируя *энсиалическую*¹ островную дугу. Непосредственно растяжение в задуговом бассейне происходит по пассивному механизму за счет воздействия сил, приложенных либо со стороны островной дуги, либо со стороны континента. В первом случае работает механизм, который носит название «откат дуги» (или откат зоны субдукции, от англ. «rollback»). Океаническая кора более тяжелая, чем континентальная, и погружается (тонет) в зоне субдукции под островную дугу с определенной скоростью. Когда погружающийся в зоне субдукции *слэб* (край плиты) начинает «тонуть» под более крутым углом, изменяется скорость субдукции. Из-за изменения скорости погружения слэба островная дуга смещается в сторону океана, а в ее тыловой части происходит растяжение - задуговый рифтогенез (*Martinez et al 2007*).

Второй механизм называется «морской якорь» (англ. «sea anchor»). Суть его в том, что растяжение происходит на окраине самого континента. В этом случае изменений скорости субдукции не происходит (*Martinez et al 2007*).

Для задуговых бассейнов характерны некоторые особенности состава осадочного чехла. Так как эти бассейны связаны с задуговым спредингом, в них ярко выражено влияние вулканизма, характерного для

¹ Энсиалические дуги образуются на континентальной коре, обычно на коре микроконтинентов, отторгнутых от континента рифтингом и спредингом. Таковы Японская дуга, Камчатская, возможно с ее Курильским продолжением, частично Филиппинская и некоторые др. Вулканиды энсиалических дуг принадлежат той же известково-щелочной серии, но среди них явно преобладают андезиты и достаточно часты более кислые породы — дациты и риолиты, что объясняется контаминацией более древней континентальной коры. На поздних стадиях развития этих дуг повышается содержание щелочей.

рифтогенеза. Вместе с тем со стороны островной дуги в область седиментации доставляются продукты разрушения вулканитов островных дуг (как правило, среднего состава). Продукты разрушения вулканического стекла, превращаясь в монтмориллонит, существенно ухудшают коллекторские свойства. Вместе с тем, в задуговых бассейнах вулканогенные породы и даже лавы могут быть коллекторами в случае развития трещиноватости.

Задуговые бассейны могут быть достаточно крупными, а по их бортам, как у маленького океана, формируются собственные пассивные окраины. Например, Японское море представляет собой довольно крупный задуговой бассейн. Его строение будет рассмотрено далее.

Структурный план в задуговых бассейнах формируется за счет тектонических движений разной направленности. Первоначально действуют силы растяжения, которые приводят к раскрытию задугового бассейна, и впоследствии по мере затухания задугового рифтинга и спрединга, они сменяются сжатием, обусловленным стрессом, направленным со стороны островной дуги. Такая ситуация ярко проявлена в суббассейнах вдоль побережья Японских островов.

Задуговые бассейны формируются достаточно быстро, около нескольких десятков миллионов лет. Палеобассейны этого типа лучше сохраняются в истории, в отличие от преддуговых, которые часто не сохраняются вовсе, так как они «затягиваются» в зону субдукции.

Среди всех бассейнов активных окраин задуговые бассейны обладают наиболее высоким углеводородным потенциалом. Это связано с тем, что по своему строению они похожи на бассейны континентальных рифтов и пассивных окраин. В области бассейна, которая примыкает к континенту, происходит накопление большого количества осадков, до 10 км и выше, формируются обстановки осадконакопления, благоприятные для формирования всех элементов углеводородных систем.

Рассмотрим в качестве примера Западно-Тихоокеанскую окраину (от

Алеутской дуги до Австралии и Новой Зеландии). В этой зоне располагается большое количество бассейнов, связанных с островными дугами. Некоторые из этих бассейнов продолжают «раскрываться» за счет задугового спрединга. В других бассейнах (на рисунке подсвечено светло-серым) процессы задугового спрединга завершились, и растяжение в настоящее время уже не происходит (рис. 41).

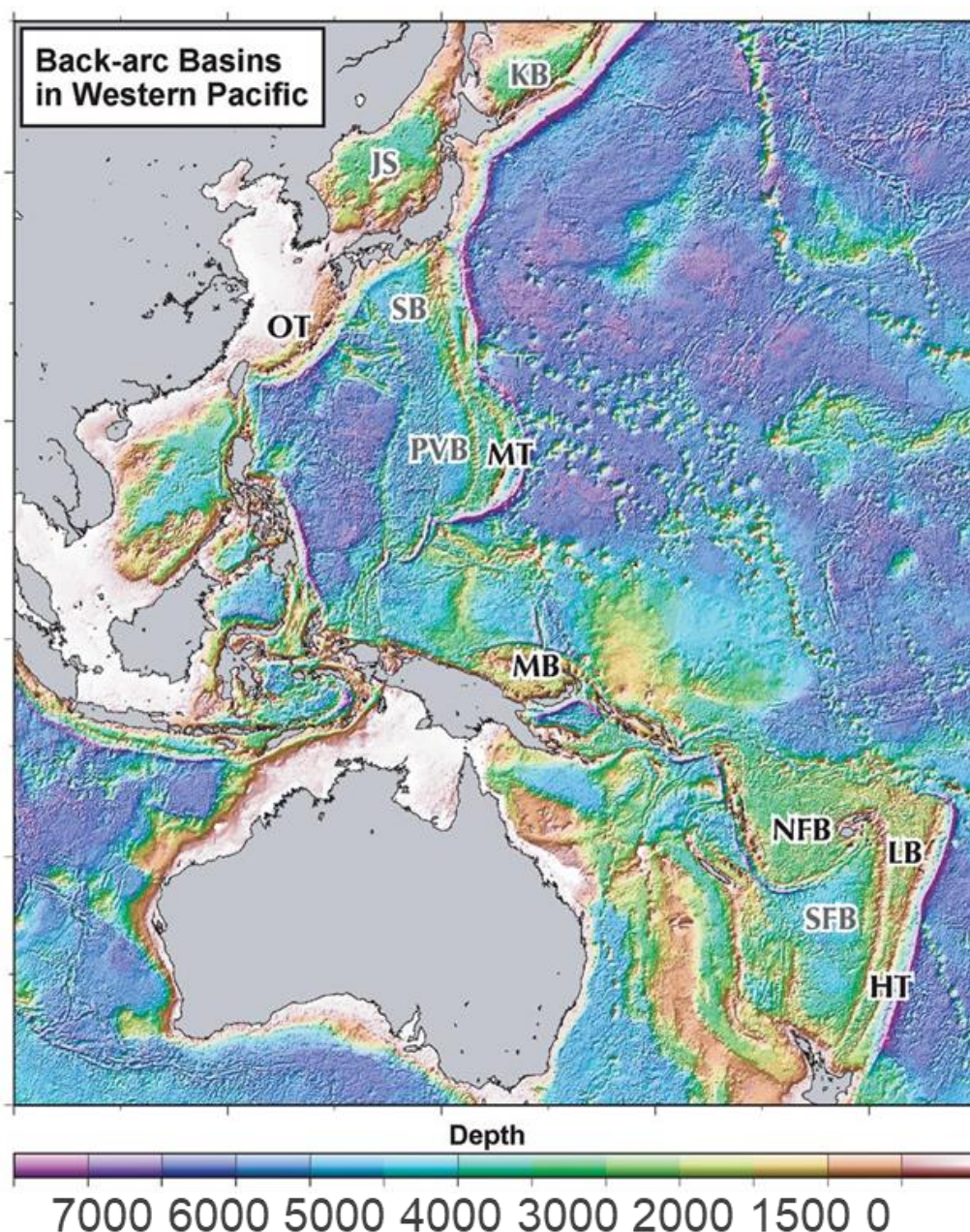


Рис. 41. Распространение задуговых бассейнов Западно-Тихоокеанской окраины. Условные обозначения: НТ-впадина Хавр, JS -бассейн Японского моря, KB-Курильский бассейн, LB-бассейн Лау, MB-бассейн Манус, МТ-

Марианская впадина, NFB-бассейн С. Фиджи, PVB-бассейн Паресе Вела, SB-бассейн Сикоку, SFB-бассейн Ю.Фиджи, ОТ-впадина Окинава. (Martinez et al 2007).

Рассмотрим детальнее регион Охотского моря (рис. 43). Он развивался как активная окраина с мелового периода, о чем свидетельствуют офиолитовые комплексы этого возраста.

Бассейн Курильской впадины является современным задуговым бассейном, связанным с Курило-Камчатской островодужной системой. Курило-Камчатская островодужная система на севере сочленяется с Алеутской островной дугой, на юге – с Японской дугой. В основании глубоководных впадин Дерюгина и Тинро также выделяются рифтогенные структуры (рис. 42) (Харахинов, 2010).

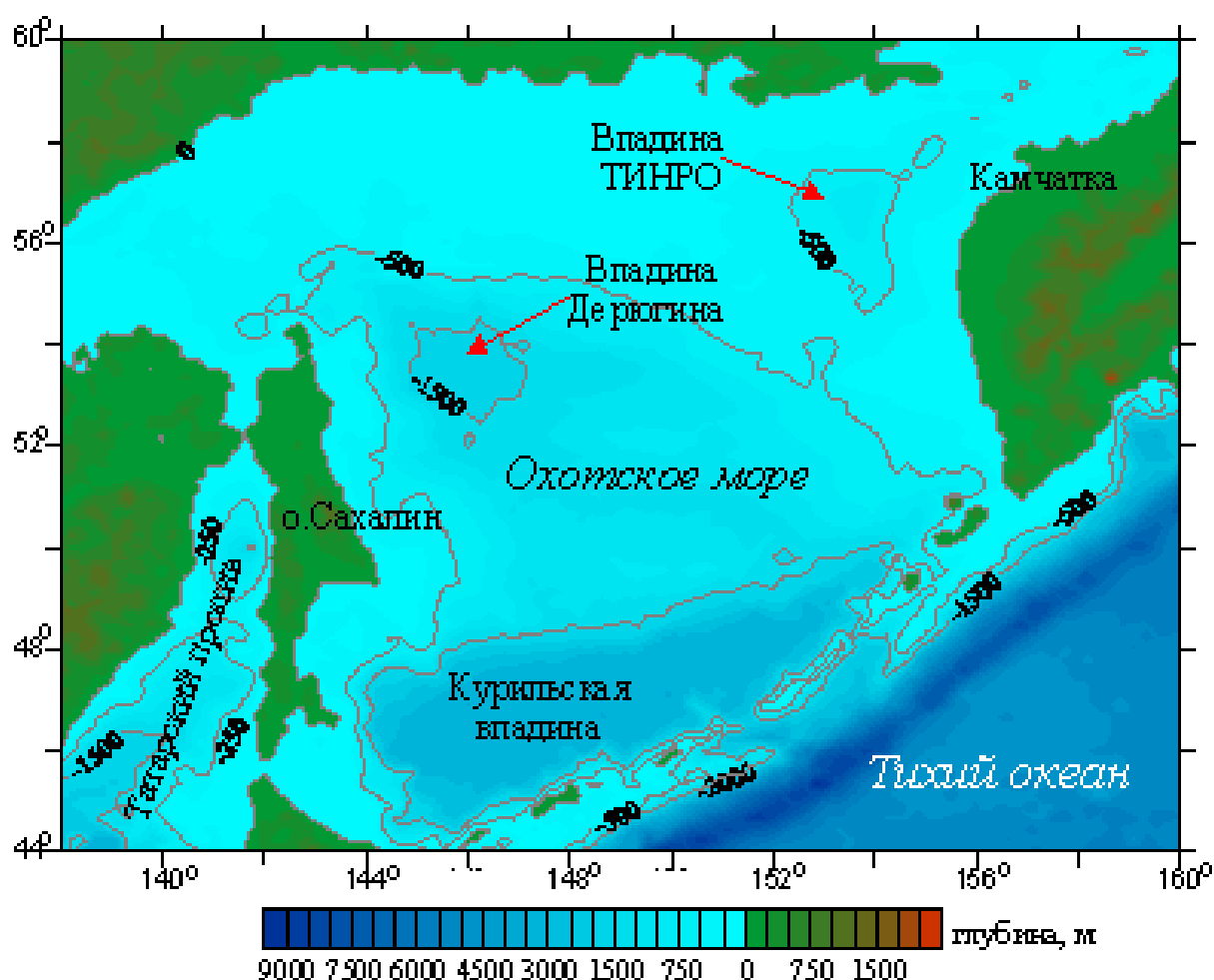


Рис. 42. Активные окраины в районе Японии, Курило-Камчатской островодужной системы (URL:

Примеры бассейнов задугового типа:

Бассейн Японского моря

На (рис.43) представлена схема задугового спрединга в Японском море.

Как показано на схеме, растяжение происходило по нескольким осям. В результате растяжения сформировался единый задуговый бассейн. В то же время, в нём выделено несколько продуктивных и потенциально-продуктивных суббассейнов неогенового времени заложения. Эти суббассейны располагаются частично на суше и частично на акватории.

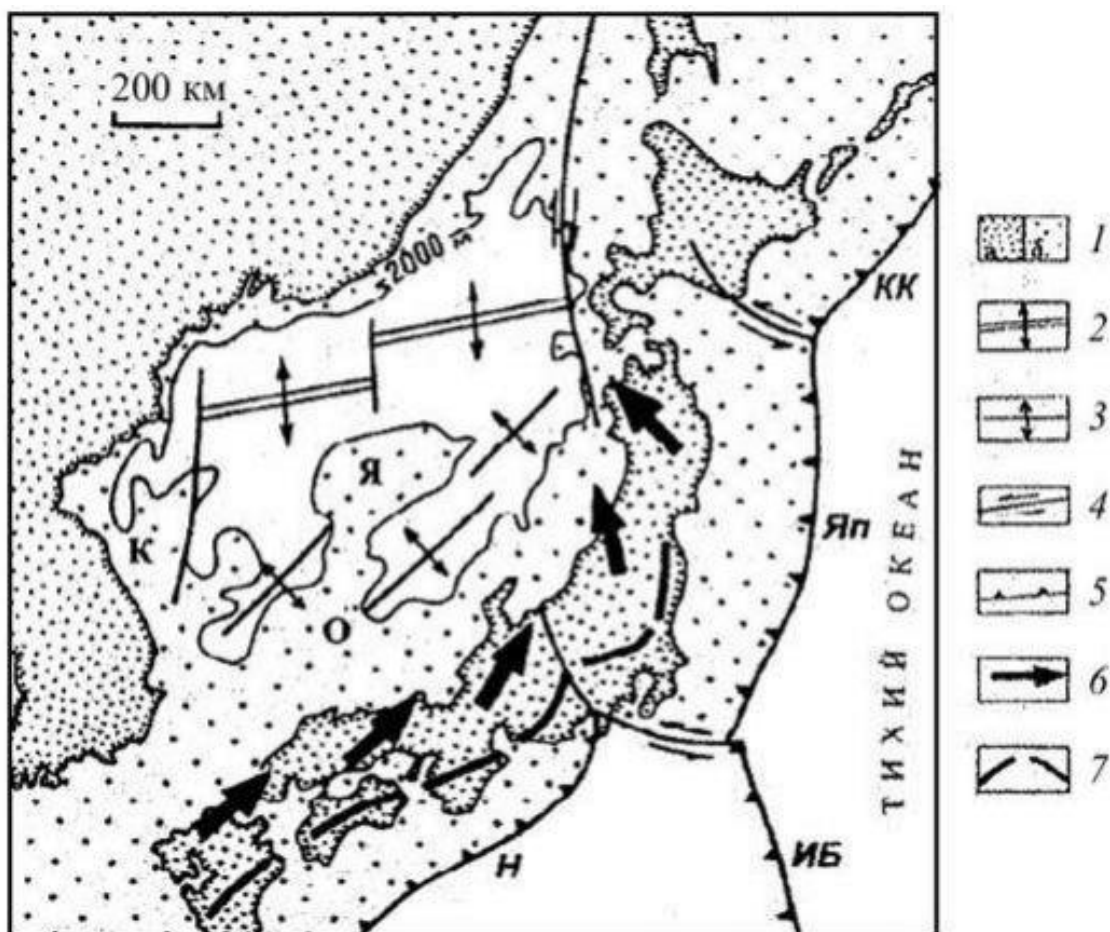


Рисунок 43. Схема образования задугового бассейна Японского моря. Условные обозначения: / - континентальная кора на суше (а) и в акваториях (б), показана условно до изобаты 2000 м, массивы Ямато (Я),

Оки (О); 2 - спрединг позднего олигоцена, раннего миоцена; 3 - спрединг среднего миоцена; 4 - трансформные разломы; 5 - зоны субдукции (глубоководные желоба): КК - Курило-Камчатский, Ян - Японский, ИБ - Идзу-Бонинский, Н - Нан- кай; 6 - палеомагнитные векторы по породам мелового возраста; 7 - изгибы юрской зоны метаморфизма высоких давлений - средних температур (URL: https://ozlib.com/806947/tehnika/okrainnye_morya_zadugovye_mezhdugovye_basseyny)

Рассмотрим строение разреза суббассейна Акита-Ниигата (рис.44), который включает в свою очередь суббассейны Акита-Ямагата и Ниигата и является одним из наиболее важных нефтегазоносных бассейнов Японии.

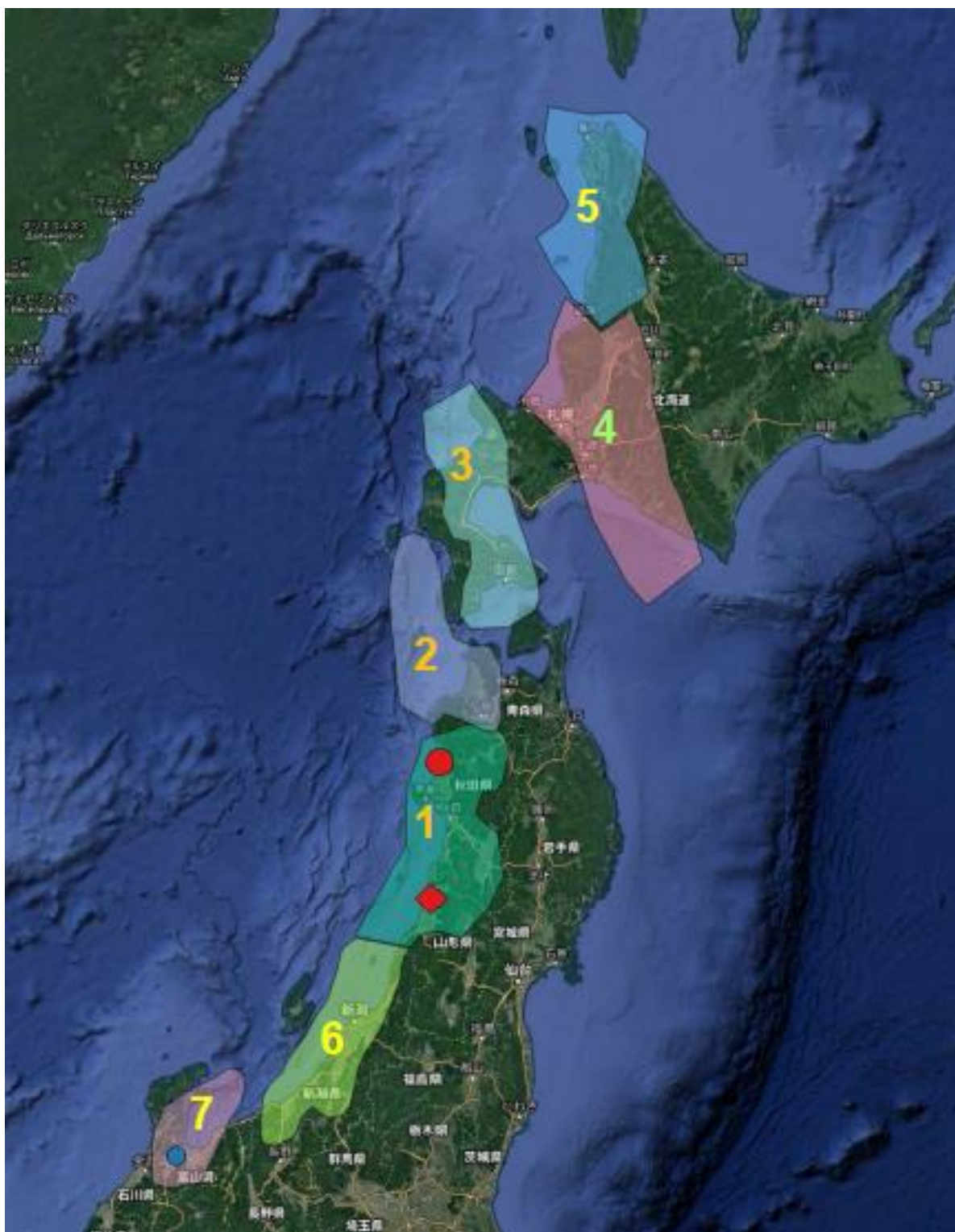


Рис. 44. Суббассейны Японского моря Условные обозначения: неогеновые суббассейны: 1.Акита-Ямагата, 2.Окушири, 3.Оshima, 6.Ниигата, 7.Тойяма; позднемезозойско-палеогеновые бассейны: 4.Ишикари, 5. Тешио. (URL: <http://ccop.asia/uc/data/47/docs/UnCon11cr-Japan.pdf>).

Именно в этом регионе находится одно из самых крупных в Японии

газовых месторождений – Катакай, открытое в 1960 г (<https://japex.co.jp>). По сравнению с крупными месторождениями бассейнов пассивных окраин Мира, запасы газа месторождения Катакай и объёмы добычи относительно небольшие, однако добыча газа ведется уже несколько десятков лет по настоящее время.

Изначально на месторождении Катакай была установлена продуктивность кайнозойских глубоководных песчаников турбидитового происхождения на глубине около 1 км. В процессе изучения и доразведки месторождения в 1978 г. были обнаружены залежи на больших глубинах в туфах и лавах миоценового возраста (формация «зеленых туфов» или Нанатани). Формация состоит из глинистых отложений, туфов и лав от кислого до основного состава.

Формирование трещиноватых коллекторов этой формации происходит за счет подводного излияния лавы кислого состава и ее быстрого охлаждения. Такие трещиноватые лавы могут быть вмещилищем для УВ, если к ним примыкают потенциально материнские толщи, достигшие зрелости в процессе погружения бассейна.

Схематическое строение разреза суббассейна Акита-Ниигата представлено на (рис. 45).

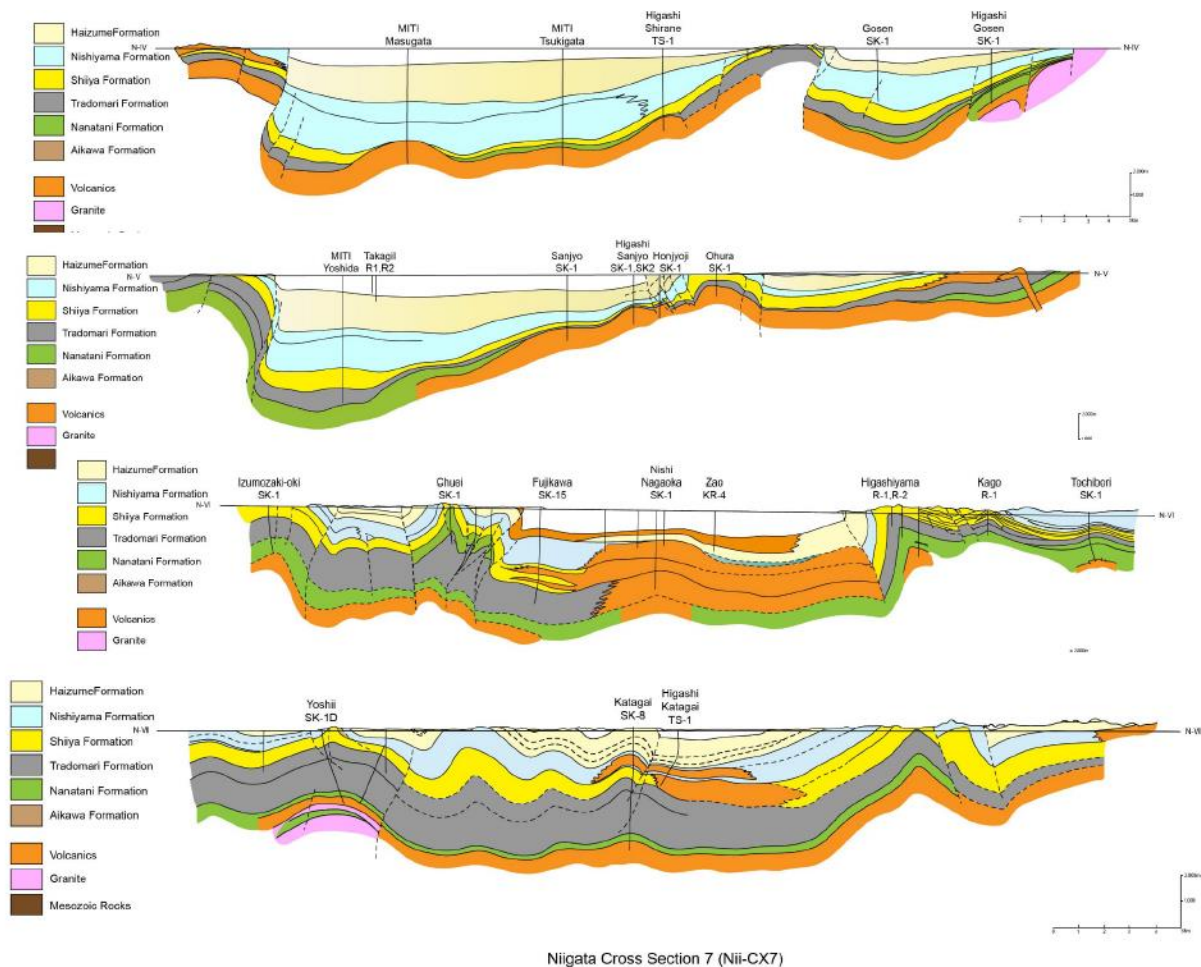


Рис. 45. Строение разреза суббассейна Акита-Ниигата. (URL: <http://ccop.asia/uc/data/47/docs/UnCon11cr-Japan.pdf>)

На разрезах зелёным цветом обозначена формация, в которой распространены вулканогенные породы. Выше залегают толщи, в которых развиты турбидитовые коллекторы, они показаны серым и жёлтым цветами.

Вулканогенная формация Нанатани в данном бассейне - одна из самых древних. В тех областях, где к ней примыкают непосредственно материнские отложения, происходит латеральная и вертикальная миграция УВ, в т.ч. нисходящая.

Чуть севернее, в Татарском проливе рифтинг является продолжением задугового спрединга Японского моря. На (рис.46) показан схематический геологический разрез Западно-Сахалинского бассейна, располагающегося в пределах Татарского пролива.

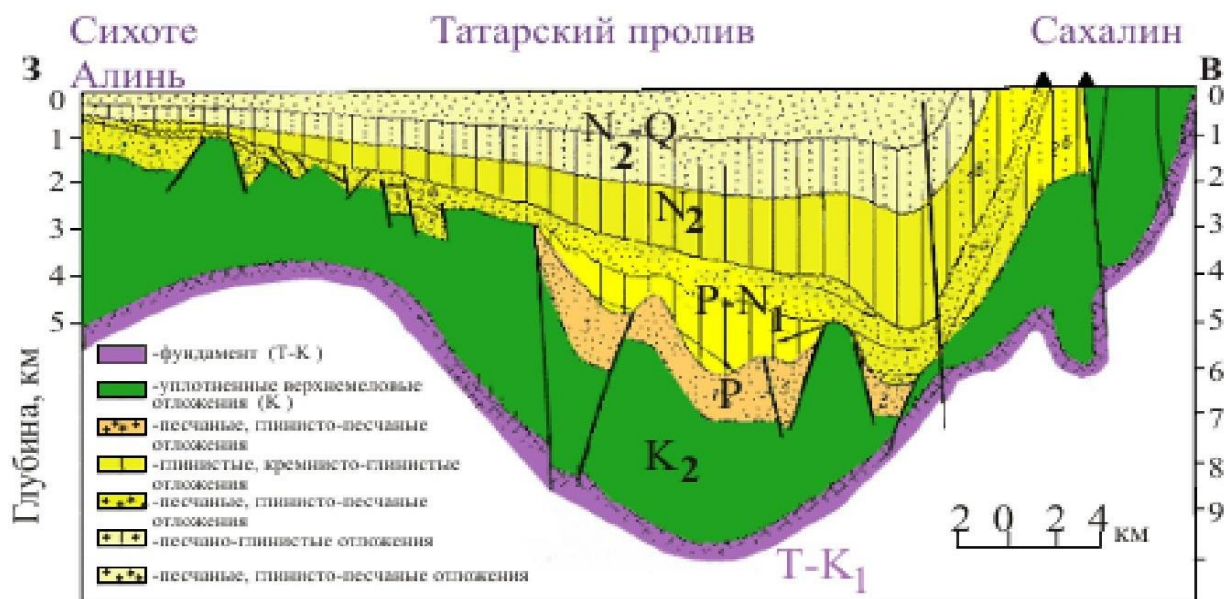


Рисунок 46. Строение разреза Западно-Сахалинского бассейна. (URL: http://www.wdcb.ru/sep/lithosphere/Okhotsk_Sea/okhsea.ru.html)

Мощность осадочного чехла в бассейне достигает 4 км, протяженность бассейна - до 1200 км, ширина – до 450 км.

Основание, на котором заложен бассейн, – позднемелового возраста, залегающий выше синрифтовый комплекс представлен отложениями палеогена-неогена. Палеоген — это время заложения бассейна. Однако, растяжение в этом бассейне не перешло на стадию задугового спрединга. После завершения рифтинга бассейн стал заполняться более молодыми осадками пострифтового комплекса. В позднем плиоцене сформировалась Хоккайдо-Сахалинская аккреционная система за счет правого сдвига (Харахинов, 2010).

В пределах Западно-Сахалинского бассейна открыто Изылметьевское мелкое газовое месторождение (запасы газа около 4 млрд м³). К настоящему времени крупных месторождений углеводородов в Западно-Сахалинском бассейне не выявлено.

Северо-Сахалинский бассейн:

Северо-Сахалинский бассейн - наиболее богатый запасами и ресурсами УВ бассейн на всем Сахалинском шельфе, где уже много лет

ведется добыча углеводородов. В бассейне открыто более 66 месторождений нефти и газа. Преобладают запасы газа. Этот бассейн представляет собой пассивную окраину задугового бассейна Дерюгина. В осадочном чехле прослеживается палеоген-неогеновый синрифтовый комплекс и неоген-четвертичный пострифтовый комплекс пассивной окраины). Схематическое строение Северо-Сахалинского бассейна представлено на (рис. 47).

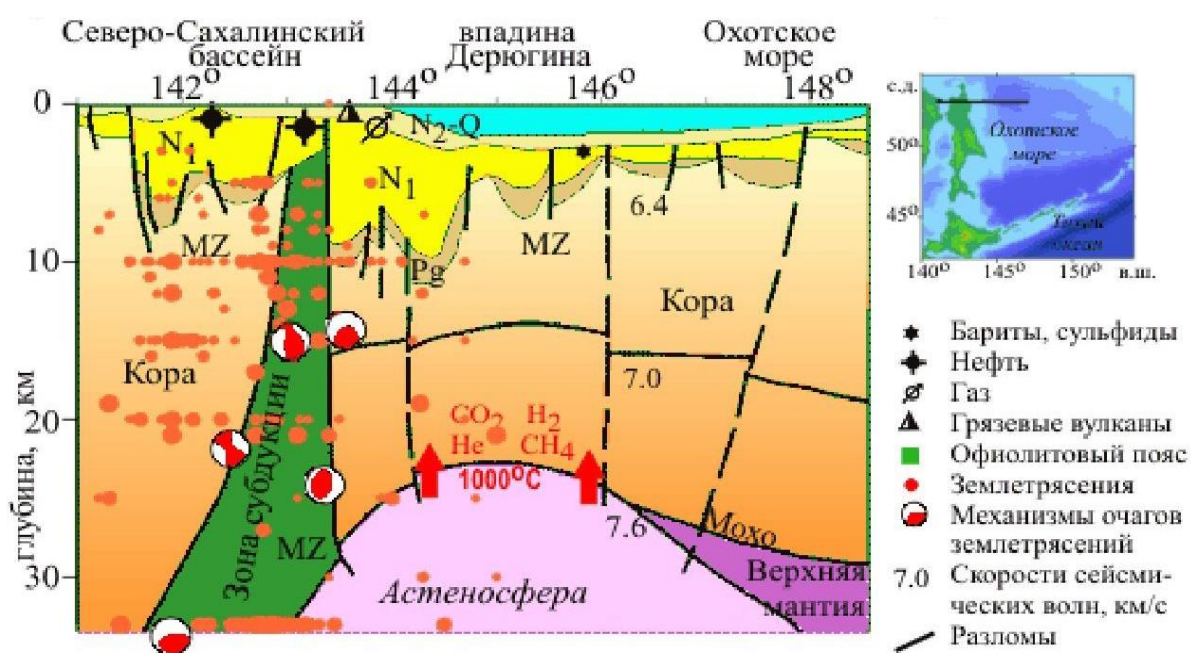


Рис. 47. Строение Северо-Сахалинского бассейна (URL: http://www.wdcb.ru/sep/sedimentary_basins/Okhsea/models/Sakh_mod.ru.html)

Основные тектонические нарушения в этом бассейне вызваны перемещениями по субмариональным сдвиговым зонам.

В мезозое, как отмечалось ранее, в районе Северо-Сахалинского шельфа уже существовали бассейны активных окраин и зона субдукции, которая была установлена по наличию офиолитов. В дальнейшем в кайнозое началось формирование новых задуговых бассейнов в районе впадины Дерюгина и Курильской впадины.

На схеме просматриваются характерные признаки синрифтового

комплекса - структуры растяжения, крутые сбросы в низах осадочного чехла, а выше по разрезу залегает линзообразный комплекс бассейна пассивной окраины в миниатюре. Это пассивная окраина задугового бассейна.

Мощности осадочного чехла в Северо-Сахалинском бассейне достигают 12 км. Такие огромные мощности молодых осадков накопились за счет стока палеорек, в том числе Палео-Амура (с неогена), обеспечивающего доставку осадочного материала с континента.

Нефтематеринскими толщами в Северо-Сахалинском бассейне выступают глинисто-кремнистые отложения даехуриинской свиты и глинистые отложения уйнинского горизонта нижнего миоцена, накопившиеся в периоды трансгрессий (Харахинов, 2010).

Даехуриинские отложения накапливались во время высокого эвстатического уровня моря, в это время еще не сформировались крупные дельтовые системы и проявлялась вулканическая активность в регионе. Материнские толщи этого возраста содержат органическое вещество II типа и являются источником генерации преимущественно жидких углеводородов и газа на более поздних стадиях генерации.

В уйнинское время появляется новый мощный источник осадочного материала, начинают формироваться дельтовые комплексы (Харахинов, 2010), в связи с этим уйнинская нефтегазоматеринская толща содержит кероген смешанного типа (II-III). Смешанный тип органического вещества, а также широкий диапазон зрелости отложений предполагает возможность генерации как газообразных, так и жидких УВ. Газовое насыщение коллекторов, преобладающее в регионе, может являться также следствием процессов образования биогенного метана в незрелых материнских толщах и биodeградации нефтей (при температурах менее 80°C), чему способствует неглубокое залегание резервуаров (от 1 до 3 км).

Основные коллекторские толщи в Северо-Сахалинском бассейне сформировались в миоценовое время. В целом коллекторы

преимущественно терригенного состава (фации дельты, глубоководные конусы выноса, турбидиты). Коллекторы экранированы глинистыми покрышками регионального распространения, накопление которых было связано с периодами трансгрессий.

Ловушки на месторождениях Северо-Сахалинского бассейна в основном структурного типа, часто тектонически осложненные, приуроченные к валообразным поднятиям. Большое количество структур, в том числе крупных, образуется за счет сдвигов.

Преддуговые бассейны.

С фронтальной стороны островной дуги, а там, где она отсутствует, перед обрамляющим активную окраину горно-складчатый сооружением формируются преддуговые бассейны (рис.48). Современные преддуговые бассейны довольно молодые, так как «живут» такие бассейны относительно недолго в силу действия механизма отката островной дуги (зоны субдукции) в сторону океана (Аплонов, 2001).

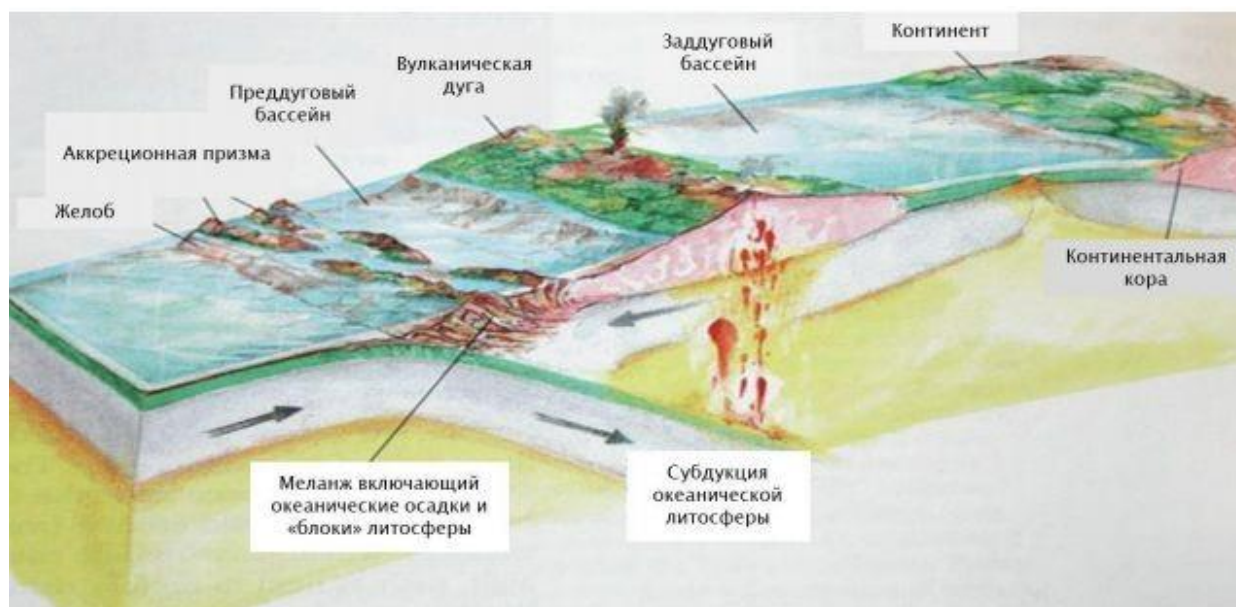


Рис. 48. Расположение преддугового бассейна в системе активной окраины (URL: <http://basin.earth.ncu.edu.tw>)

Роль преддуговых бассейнов в мировых запасах УВ незначительна. В целом, среди бассейнов активных окраин преддуговые бассейны обладают меньшим УВ потенциалом, чем, например, задуговые. В

качестве примера бассейнов такого типа можно назвать бассейн Кук Инлет на Аляске, бассейн Талара в Перу и др.

В зависимости от специфики тектонических процессов активные окраины делятся на 2 типа: 1- аккреционная (сжатие и формирование аккреционной призмы) и 2 - эрозионная (тектоническая эрозия). Схемы строения аккреционного и эрозионного типов преддуговых бассейнов представлены на (рис. 49, 50).

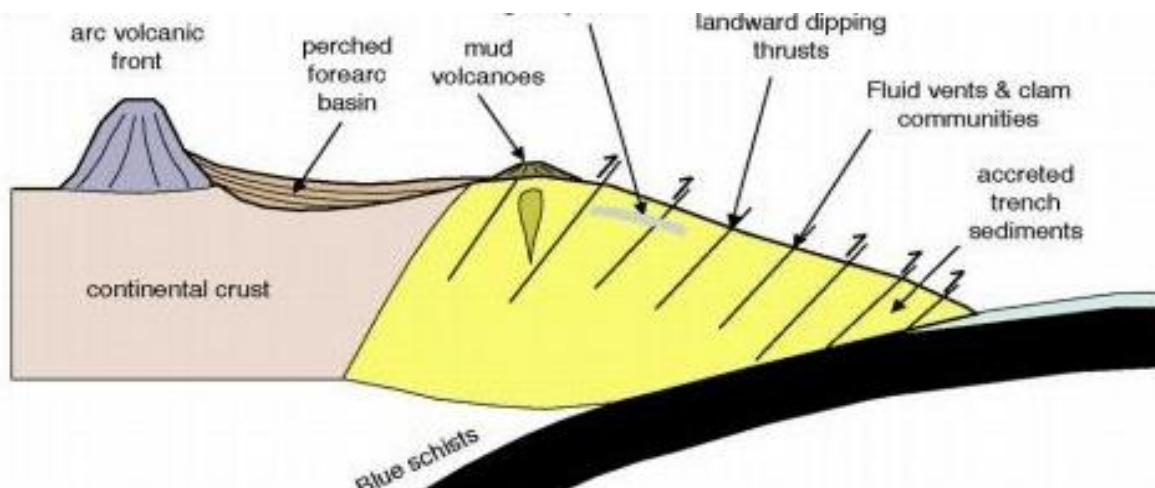


Рис. 49. Аккреционный тип активной окраины (Dr. Andrew T. Lin по Clift et al., 2003. URL: http://basin.earth.ncu.edu.tw/download/courses/basin_analysis/5_subduction_handouts.pdf)

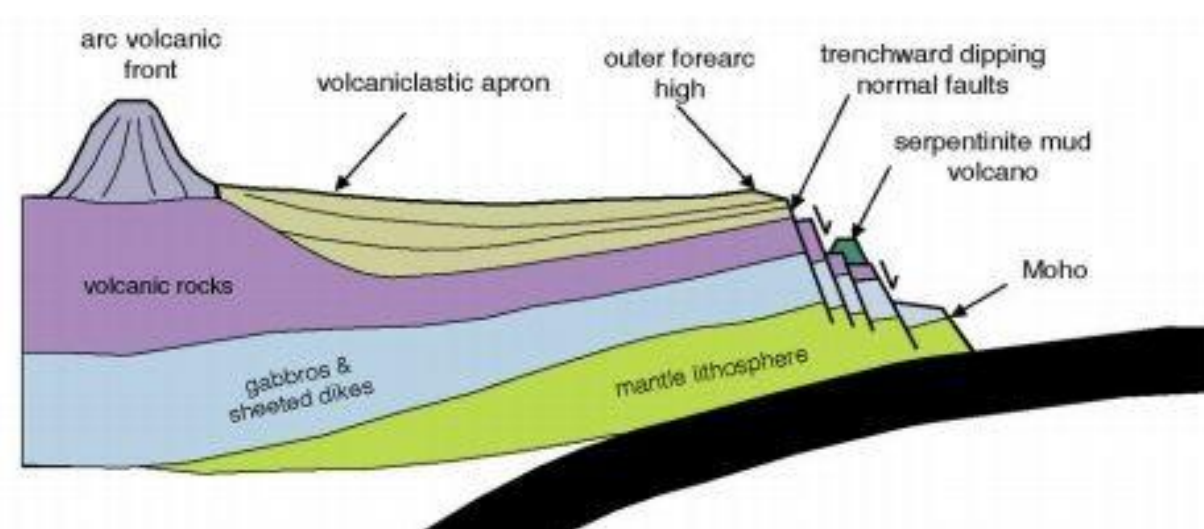


Рис. 50. Эрозионный тип активной окраины (Dr. Andrew T. Lin по Clift et al. 2003. URL:

http://basin.earth.ncu.edu.tw/download/courses/basin_analysis/5_subduction_handouts.pdf

Примеры преддуговых бассейнов:

Бассейн Талара:

Рассмотрим в качестве примера бассейн Талара в Перу, расположенный на активной окраине Южно-Американской плиты. Этот бассейн с доказанной продуктивностью располагается частично на шельфе, а частично - на суше Перу (рис. 51), площадь его составляет около 15000 км² (Rossello et al, 2016). Активная окраина в данном регионе относится к эрозионному типу, а сам бассейн располагается в тыловой части, за зоной субдукции, т.е. восточнее глубоководной впадины Наска.

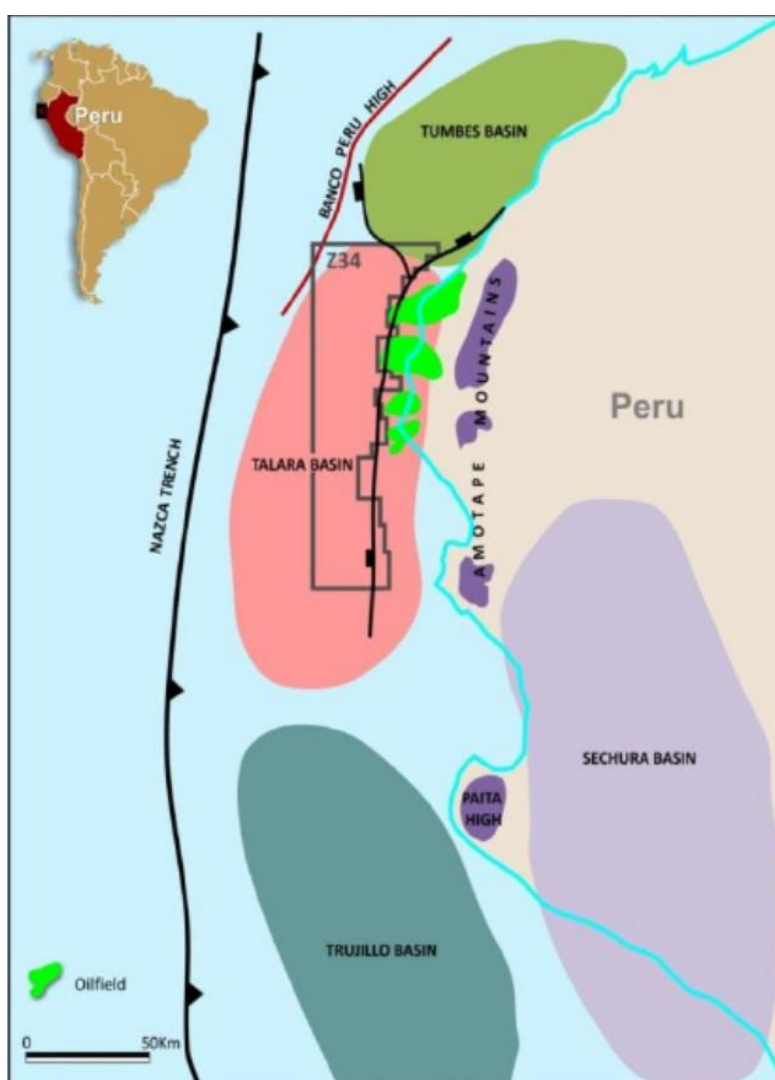


Рис. 51. Схема расположения бассейна Талара (Rossello et al, 2016)

Накопленная добыча в бассейне составляет более 225 млн. т. нефти и более 9,6 млрд. м³ газа. Месторождения сконцентрированы на суше в

северо-западной части бассейна, где преобладают залежи нефти. С шельфом связаны перспективы открытия запасов газа.

Строение бассейна Талара довольно сложное. Преддуговой бассейн Талара, развивавшийся с палеоцена, наложен на более древний и более крупный палеозойско-мезозойский бассейн. Схематический геологический профиль бассейна представлен на (рис.52).

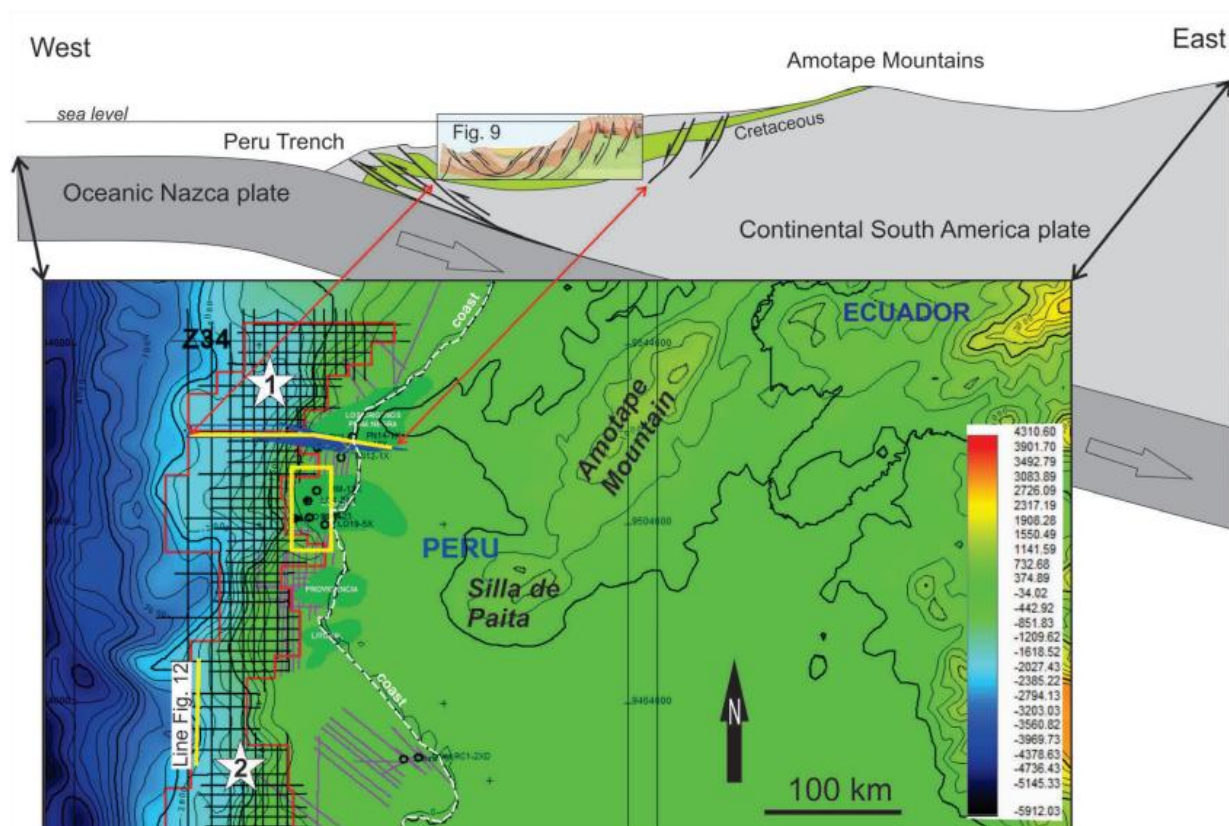


Рис. 52. Геологический разрез части бассейна Талара (Rossello et al, 2016).

Углеводородные системы бассейна Талара представлены на (рис.57). Они связаны с материнскими породами мелового возраста и собственно с материнскими толщами палеогенового возраста, накопленными на стадии преддугового бассейна.

Резервуары также представлены в широком возрастном диапазоне от каменноугольного (трещиноватые коллекторы) возраста до олигоцена (аллювиального, дельтового, прибрежно-морского и глубоководно-морского происхождения).

Наибольшие перспективы дальнейшего развития связаны с

эоценовыми песчаниками турбидитового происхождения формаций Талара и Салинас, а также с коллекторами верхнего мела, палеоцена, олигоцена.

Ловушки в бассейне преимущественно структурные и различные комбинированные, тектонически-ограниченные, связанные с блоковым строением. В целом тектоническая раздробленность и блоковое строение разреза характерны для преддуговых бассейнов.

Всего в бассейне Талара открыто 38 месторождений. Первое открытие в бассейне, месторождение La Brea–Pariñas, было сделано еще в 1869 г. (*Higley, 2006*), по другим данным, первая скважина в бассейне была пробурена в 1874 г. (*Rossello et al, 2016*). Добыча преимущественно ведется из резервуаров эоценового возраста, а также из отложений мелового и каменноугольного возрастов (*Higley, 2006*). Углеводородные системы бассейна Талара показаны на (рис. 53).

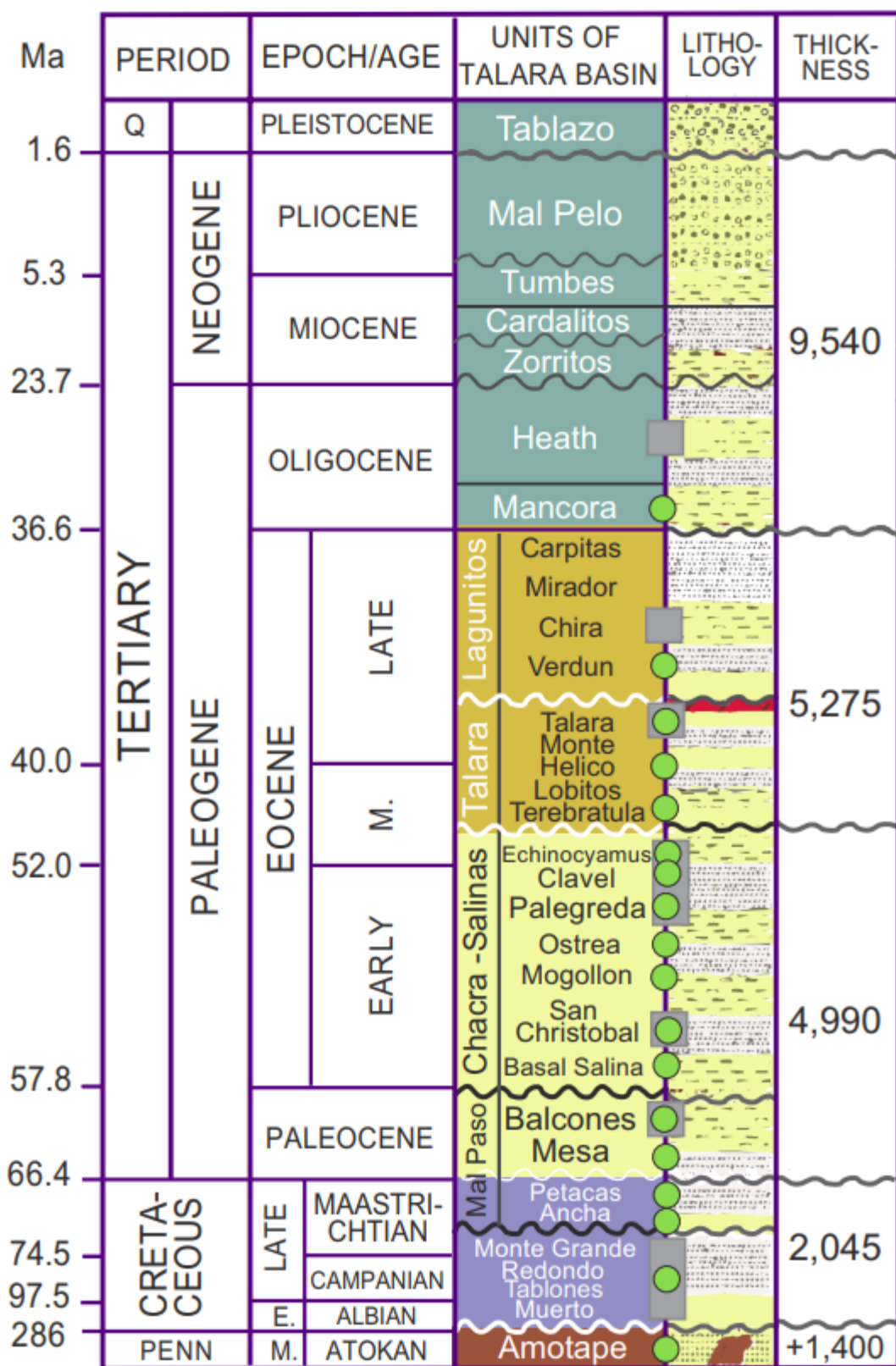


Рис.53. УВ системы бассейна Талара. Резервуары обозначены зеленым, нефтематеринские породы – серым. (Higley, 2004)

Особенности УВ-систем бассейнов активных окраин:

Нефтегазоматеринские толщи. Молодой возраст бассейнов и близость источника сноса обуславливает тип органического вещества материнских толщ (III, II-III), который может являться источником генерации жидких и газообразных углеводородов. В отложениях характерно наличие углистых прослоев. В периоды высокого положения уровня моря возможно накопление морских толщ, преимущественно нефтематеринских.

Коллекторы в бассейнах активных окраин преимущественно терригенного состава различных фаций от дельтовых и мелководно-морских, до глубоководных турбидитовых, обусловленных периодической вулканической и тектонической активностью в районе островной дуги. Коллектора в своем составе могут содержать примесь вулканогенного материала, что ухудшает их свойства. В задуговых бассейнах возможны вулканогенные трещиноватые коллекторы.

Покрышки в бассейнах активных окраин преимущественно глинистые – региональные и зональные.

Тепловой режим в преддуговых и задуговых бассейнах отличается. Преддуговые бассейны более холодные (в отличие от задуговых бассейнов), так как здесь происходит активное погружение. Задуговые бассейны характеризуются более высокими значениями теплового потока.

Миграция в бассейнах активных окраин вертикальная и латеральная, контролируется тектоническими элементами и выдержанностью покрышек и проницаемых пород. Латеральная миграция, как правило, не дальняя, зоны скопления УВ подпитываются из локальных очагов в ближайших впадинах.

Зоны скопления УВ приурочены к бортовым частям бассейнов, выступам фундамента, плечевым зонам грабенов.

Ловушки в бассейнах активных окраин разнообразны: структурные, стратиграфические, литологически экранированные, а также

комбинированные. Характерно большое количество разрывных нарушений, в том числе со сдвиговой составляющей, и связанных с ними тектонически-ограниченных ловушек и залежей блокового строения. В задуговых бассейнах первоначально преобладает растяжение, которое позже с течением геологического времени сменяется сжатием, которое наиболее ярко выражено в непосредственной близости островной дуги. Поэтому в краевой части задугового бассейна, обращенной к островной дуге, могут выделяться антиклинальные ловушки, осложненные взбросами или надвигами.

Резюме Главы 5:

- Бассейны активных окраин существуют относительно недолгое время, современные бассейны как правило кайнозойского возраста.
- Задуговые палеобассейны могут сохраняться в виде структурно-формационных комплексов, в то время как преддуговые бассейны редко сохраняются, т.к. «затягиваются» в зону субдукции.
- Осадочный чехол бассейнов активных окраин преимущественно терригенного состава, в основном состоит из отложений морских и переходных фаций.
- Распространены вулканогенно-осадочные формации, вулканиты, интрузии и продукты разрушения вулканитов.
- Характерны структуры сжатия, в том числе в задуговых бассейнах ближе к островной дуге.
- Задуговые бассейны схожи с рифтогенными бассейнами по структуре (узкая вытянутая форма, наличие грабенов и полуграбенов, крутых сбросов). Отличительные признаки: в региональном плане ассоциация с островной дугой и наличие продуктов разрушения островодужных вулканитов в осадочном чехле.
- У крупных задуговых бассейнов формируются свои «пассивные окраины»

ГЛАВА №6. ПРЕДГОРНЫЕ ПРОГИБЫ

На завершающем этапе цикла Вилсона формируются орогенные бассейны, которые включают *бассейны предгорных или передовых прогибов* (их также называют бассейнами форланда, или краевого прогиба) и *межгорные бассейны* (рис. 54). Предгорные прогибы могут образовываться и на более раннем этапе активной окраины в тыловой части складчатой системы, обращенной к континенту, как это происходит в южной Америке. Примеры таких бассейнов будут рассмотрены в этой главе.

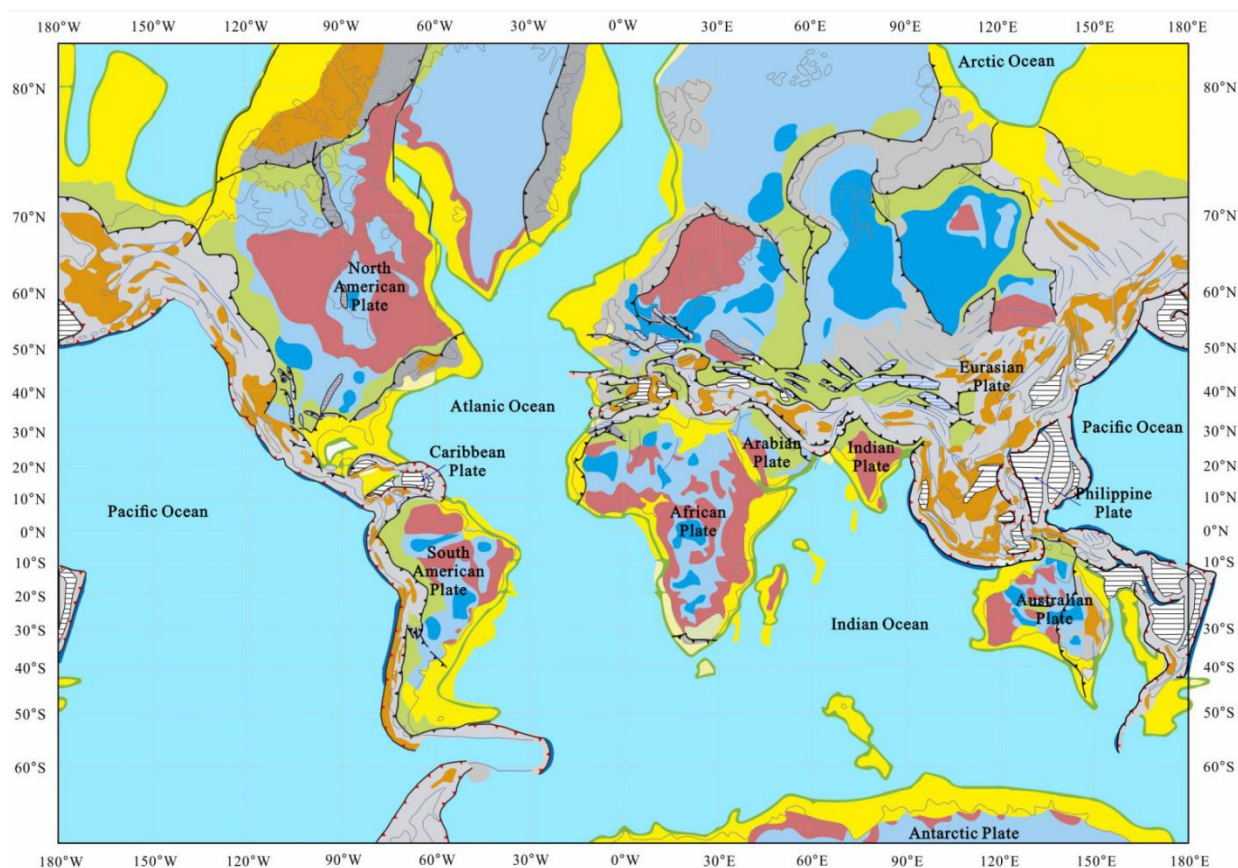


Рис.54. Распространение бассейнов различных типов. Бассейны предгорных прогибов показаны зеленым цветом (Roberts, Bally 2012).

Предгорные прогибы ассоциируется с горно-складчатыми системами. В России такими крупными складчатыми системами являются Уральская (герцинская) и Пайхой-Новоземельская (мезозойская) складчатые области, субмеридионально протянувшиеся от Новой Земли до Казахстана. В Сибири перед Таймырской складчатой областью расположен

Енисей-Хатангский прогиб, перед Верхоянским хребтом - Предверхоянский прогиб, перед Патомским хребтом – Предпатомский прогиб. С Кавказским горно-складчатым сооружением связаны Терско-Каспийский и Кубанский прогибы.

На других континентах также известны крупные предгорные прогибы. Целый пояс предгорных прогибов протянулся от Южной Америки до Северной Америки вдоль Анд и Кордильер (Скалистых гор). На Ближнем Востоке важнейшим с точки зрения нефтегазоносности бассейном предгорного прогиба является Загрос. Таким образом, бассейны предгорных прогибов связаны практически со всеми крупными складчатыми областями. В редких случаях, как правило на контакте складчатой системы с кристаллическим щитом, передовой прогиб может отсутствовать.

Внешние зоны складчатых систем, сложенные деформированными комплексами отложений, накопленных на более ранних стадиях пассивной окраины и континентального рифтогенеза, в структурном плане являются частью складчатой системы и также могут быть нефтегазоносными. Нефтегазоносность внешних зон складчатых систем обусловлена в некоторой степени формированием предгорного прогиба и тектоническими процессами горообразования, за счет которых происходит формирование структурного плана, разломных зон, активирующих миграцию УВ и формирование залежей, поэтому они должны рассматриваться в комплексе с собственно предгорными прогибами.

В осадочном чехле предгорного прогиба развиты молассовые комплексы, могут формироваться эвапоритовые отложения, угленосные толщи. Прослеживается изменение глубины палеобассейна во времени – накапливаются отложения от более глубоководных отложений внутреннего шельфа в нижней части разреза до мелководно- морских и континентальных в верхней части разреза.

По возрасту осадки предгорного прогиба соответствует времени

коллизии и размыва складчатой системы. Внешние зоны складчатых систем не содержат этих отложений, они сложены породами, накопившимися на более ранних этапах развития бассейна (этап пассивной окраины, активной окраины) и деформированными процессами складчатости. Важно отметить незначительную степень деформации этих отложений и вторичных преобразований. Осадочные породы в этой области подвергнуты складчатости, но свойства коллекторов, материнских пород, флюидоупоров не значительно изменены.

На (рис.59) показано схематическое строение бассейна предгорного прогиба (Аллен и Аллен, 2005).

Бассейн предгорного прогиба имеет форму двустороннего клина. Один из бортов бассейна более пологий и обращен к недеформированной платформе, а другой, более крутой, - к формирующейся горно-складчатой системе. Заполняется предгорный прогиб с двух сторон. С одной стороны с высокой скоростью происходит заполнение за счет разрушения формирующихся гор. В то же время осадконакопление происходит за счет источников сноса и со стороны платформы.

Размеры бассейнов предгорных прогибов могут быть колоссальными. Протяженность их достигает тысяч километров, ширина - до сотен километров. Мощности осадочного чехла также могут достигать нескольких (8-10 и более) километров. Большие мощности отложений могут обеспечивать существование всех необходимых элементов УВ систем. Однако часто нефтегазоносность бассейнов предгорных прогибов связана не столько с самим заполнением прогибов, сколько со сформированными ранее комплексами.

На (рис.55) серым цветом показаны более древние комплексы, предшествующие формированию предгорного прогиба, образованные на этапе пассивной окраины. Эти отложения деформированы в области складчатой системы, а по мере удаления от фронта складчатой системы и погружения под осадки предгорного прогиба степень их деформаций

снижается, однако могут наблюдаться надвиги и взбросы, срывы формирующие структурные ловушки, в том числе и в вышележащих отложениях предгорного прогиба.

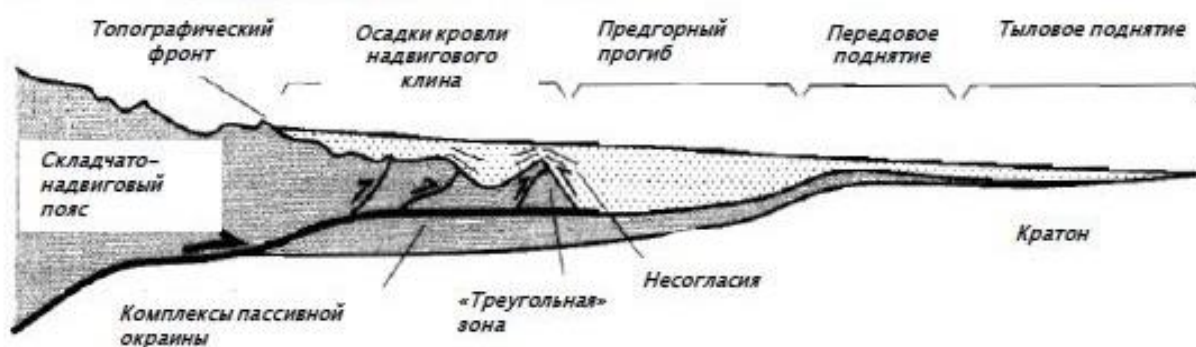


Рис.55. Разрез предгорного прогиба (по Аллен и Аллен, 2005)

Этап континентальной коллизии – основной этап, на котором образуются бассейны предгорных прогибов. Однако они могут сформироваться не только на стадии континентальной коллизии, но и в других геотектонических внутриконтинентальных обстановках в условиях сжатия и надвигообразования. По механизму формирования бассейны предгорных прогибов относятся к флексурным бассейнам, т.е. они образуются за счет изгиба литосферы под воздействием приложенных к ней сил (рис. 56) (Никишин, 2001).

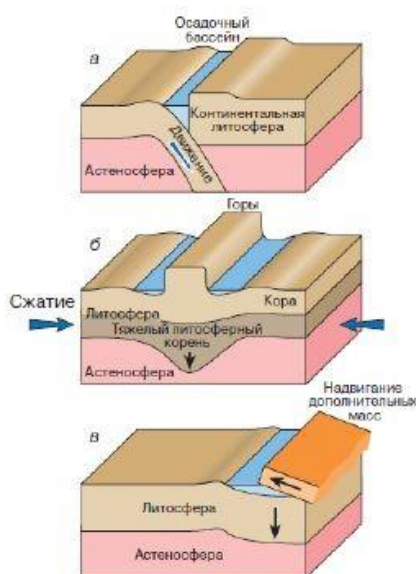


Рис.56. Схема формирования предгорного прогиба (Никишин, 2001)

Условные обозначения к (рис. 56): Типы флексурных бассейнов предгорного (краевого) прогиба: а. субдукция континентальной литосферы; б. изгиб литосферы под избыточной тяжестью горного сооружения; в. изгиб литосферы из-за надвинутых на нее масс.

Примеры бассейнов типа предгорного прогиба:

Бассейн Загрос

Рассмотрим подробнее бассейн предгорного прогиба Загрос, связанного с одноименной складчатой системой, сформированной при коллизии Арабской и Евразийской плит (рис.61). Он является важнейшим нефтегазоносным бассейном Ближнего Востока. Большое количество месторождений УВ открыто и эксплуатируется на территории Ирака и Ирана как на суше, так и на шельфе Персидского залива. В целом регион относится к богатейшему мегабассейну Персидского залива.

Геотектоническое положение бассейна Загрос представлено на (рис.57).

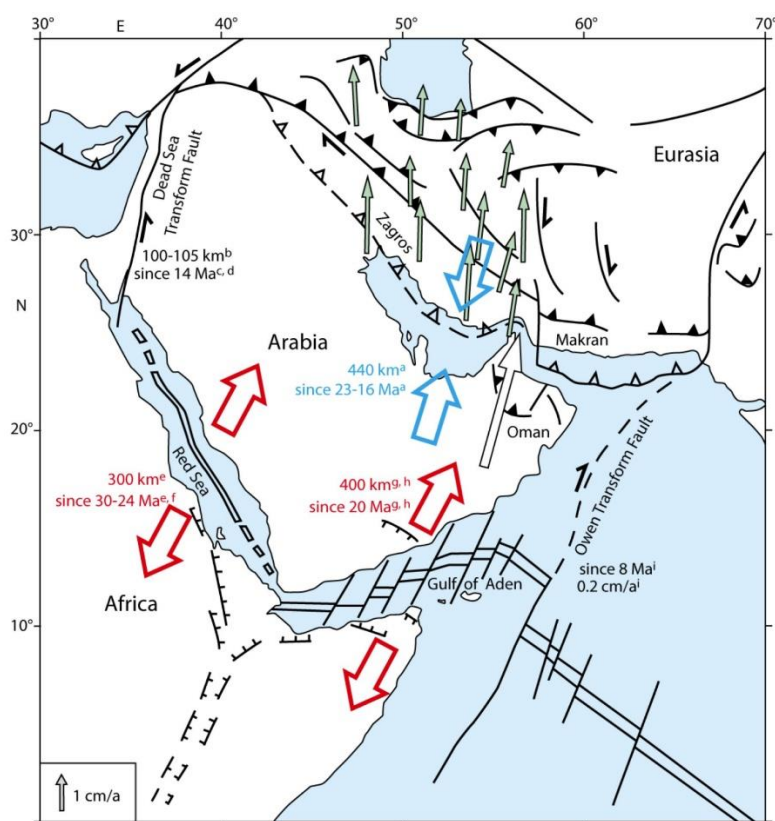


Рис. 57. Геотектоническое положение бассейна Загрос (URL:

Согласно существующим представлениям, раскрытие палеоокеана Неотетиса продолжалось с триаса, а, возможно, еще и с перми. С поздней юры по ранний мел в этом регионе развивалась пассивная окраина и формировались характерные для пассивной окраины морские отложения. Позднее, к позднему мелу, пассивная окраина трансформируется в активную окраину, и регион начинает испытывать ЮЗ-СВ сжатие. Постепенно в эоцене Неотетис начинает закрываться, в результате чего этап активной окраины сменяется этапом формирования предгорного прогиба.

Основная фаза коллизии Загроса произошла в миоцене, и в это же время в предгорном прогибе накопились мощные толщи терригенных осадков, в том числе молассовых комплексов. На современном этапе, тектонические движения носят сдвиговый характер.

По степени деформации осадочного чехла в бассейне Загрос и сопредельной складчатой области выделяются несколько тектонических зон (рис. 58):

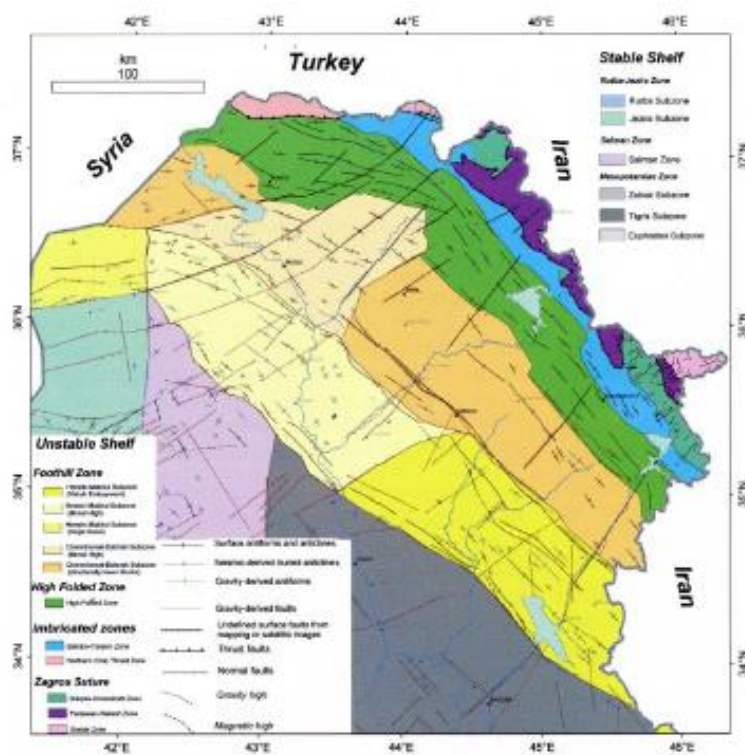


Рис. 58. Тектоническое строение бассейна Загрос в районе Иракского

Курдистана (*Jassim & Goff, 2006*)

1. Слабоскладчатая зона (или зона «низкой» складчатости – с англ. «*low folded zone*») - охватывает краевую часть предгорного прогиба;
2. Зона интенсивной складчатости (или «высокой» складчатости – с англ. «*high folded zone*») - область с выходящими на поверхность автохтонными комплексами пород мезозоя и кайнозоя, внешняя зона складчатой системы (отложения предгорного прогиба фактически отсутствуют, либо присутствуют локально);
3. Чешуйчато-надвиговая зона (или зона имбрикации – с англ. «*imbricated zone*») – зона интенсивных деформаций;
4. Надвиговая зона (с англ. «*thrust zone*») - интенсивно дислоцированный аллохтонный комплекс с выходом на поверхность осадочных, метаморфических и магматических мезозойских пород.

На разрезе (рис. 59) желтым и коричневым цветами показаны кайнозойские отложения, которые представляют собой комплекс предгорного прогиба.

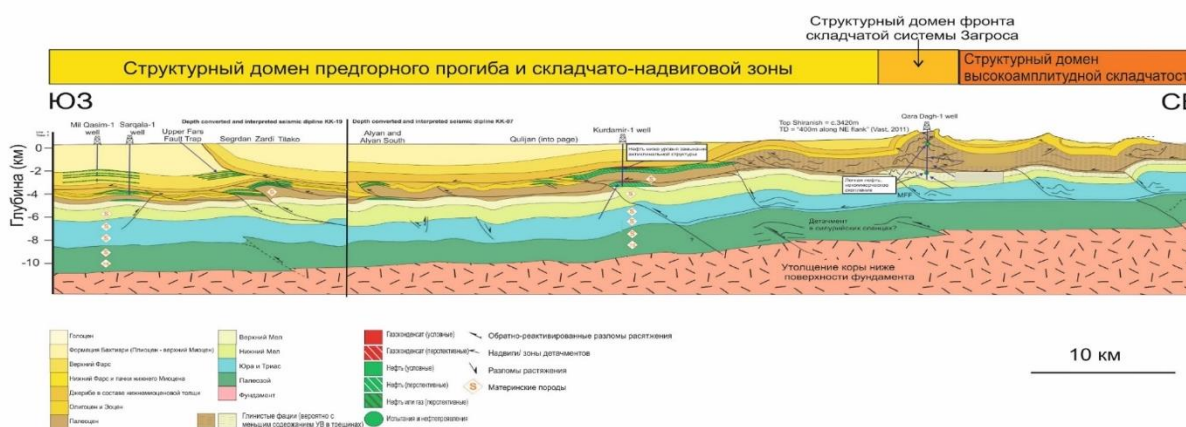


Рис. 59. Схематический геологический разрез бассейна Загрос ЮЗ-СВ направления в районе Иракского Курдистана, (модифицировано по URL:http://www.westernzagros.com/wpcontent/uploads/2012/09/120912_Mil_Qasim_to_Baranan_geological_cross_section.pdf)

Нижележащие толщи были сформированы на более ранних этапах пассивной окраины. В основании кайнозойского комплекса выделяются

горизонтальные срывы и надвиги, взбросы, осложняющие строение разреза кайнозойского комплекса и образующие ловушки тектонически-ограниченного типа.

УВ системы бассейна Загрос сформированы материнскими толщами, накопленными еще на стадии пассивной окраины. Это нефтегазоматеринские породы юрского возраста формаций Саргелу, Наокелекан, Чиа Гара. Потенциально нефтегазоматеринские толщи триаса, мела и третичного возраста требует доизучения.

Коллекторами в бассейне Загрос являются отложения мела и юры, палеогена и неогена, перспективны отложения триаса.

Покрышками в регионе являются глинистые отложения юры и нижнего мела (отложения пассивной окраины), верхнего мела и палеоцена (активная окраина) и соленосные отложения формации Фарс миоценового возраста (накопленные собственно на стадии предгорного прогиба).

Миграция и аккумуляция УВ в регионе происходит под влиянием тектонических процессов. Основная часть ловушек формируется в неогене, во время коллизионных событий, а также под действием сдвиговых деформаций в более позднем этапе (рис. 60)

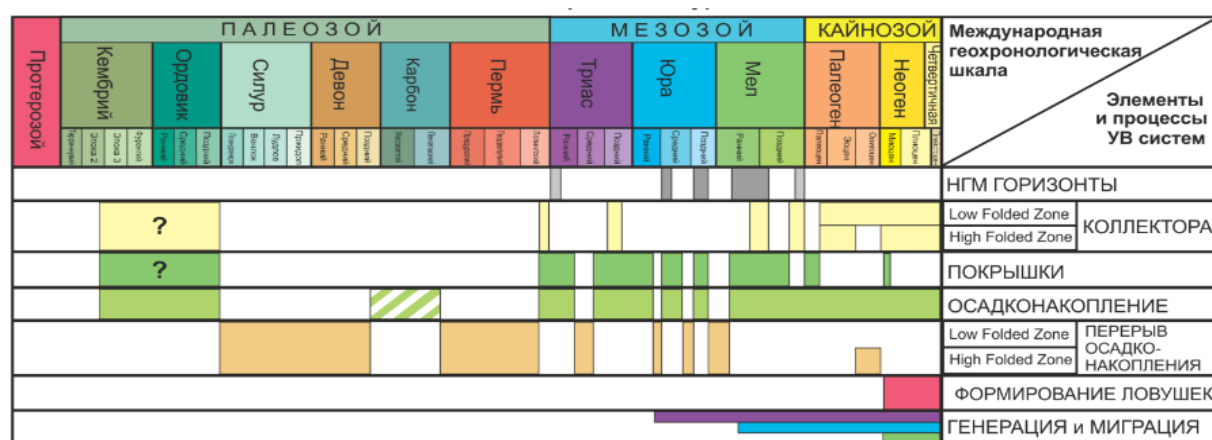


Рис. 60. Элементы и процессы УВ систем бассейна Загрос.

Таким образом, элементы УВ систем в бассейне Загрос сформировались преимущественно на стадии пассивной окраины в Мезозое и Кайнозое, а процессы завершились под воздействием тектоники при формировании предгорного прогиба.

В регионе выделяются группы УВ систем по принципу их возраста – мезозойские (триасовые, юрские и меловые) и кайнозойские (третичные). Отмечается факт перетоков УВ между системами, чему способствует активный тектонический режим региона (Aqrawi et al, 2010; Jassim, 2006).

Восточно-Венесуэльский бассейн

Другим ярким примером нефтегазоносного бассейна типа предгорного прогиба является Восточно-Венесуэльский бассейн в Южной Америке. Формирование этого бассейна связано с коллизией Карибской и Южно-Американской плит. Именно здесь располагается знаменитый пояс тяжелых нефтей Ориноко с огромными запасами (рис. 61).

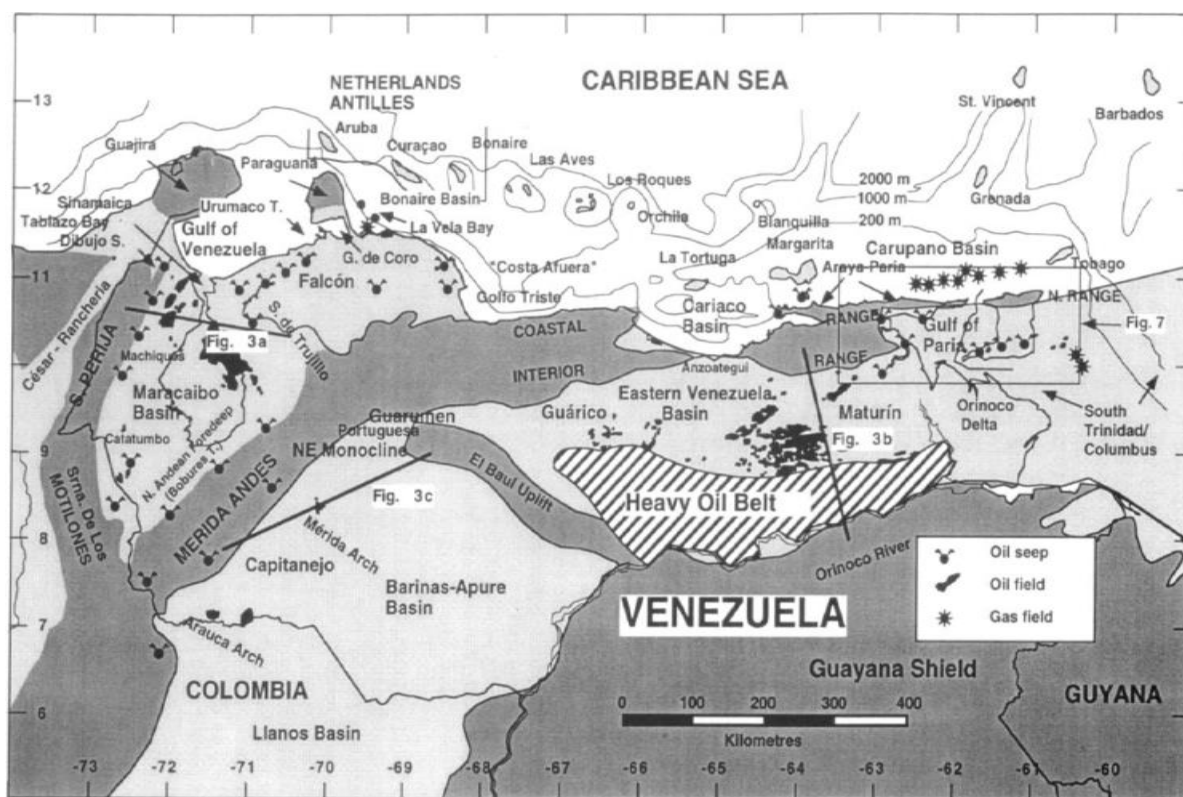


Рис.61. Нефтегазоносные бассейны Венесуэлы (James, 2000)

Как хорошо видно из схемы строения бассейна (рис. 62), возраст отложений предгорного прогиба – от среднего миоцена до современного. Деформированные комплексы, сложенные шельфовыми отложениями, имеют меловой – раннемиоценовый возраст. Таким образом, время начала формирования складчатой системы – средний миоцен.

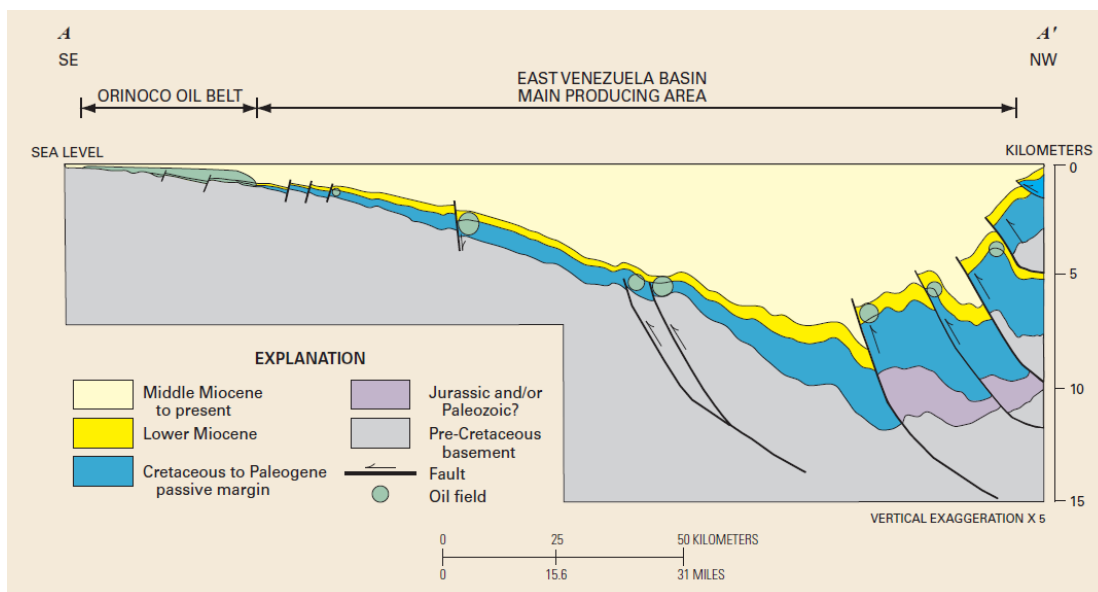


Рис. 62. Строение Восточно-Венесуэльского бассейна (Schenk et al, 2009)

Продуктивность пояса Ориноко связана с аллювиальными и дельтовыми песчаниками нижнего миоцена и олигоцена (формация Oficina). Нижний миоцен расположен непосредственно над меловыми толщами, в которых присутствуют богатые органическим веществом материнские толщи, накопленные на стадии пассивной окраины - карбонатно-глинистые и карбонатные отложения верхнемеловых формаций Queresual и San Antonio.

Осадочный чехол бассейна выклинивается в направлении кристаллического щита (слева на рис. 66). Там, где пласты выклиниваются и коллекторы подходят к самой поверхности, происходит окисление нефтей – образуются тяжелые нефти и битумы. Таким образом здесь образуется пояс тяжелых нефтей, который имеет огромную площадь и колоссальные запасы УВ.

На детализированной схеме (рис. 63) строения Восточно-Венесуэльского бассейна показано, что осадочное заполнение предгорного прогиба деформировано срывами, надвигами и взбросами.

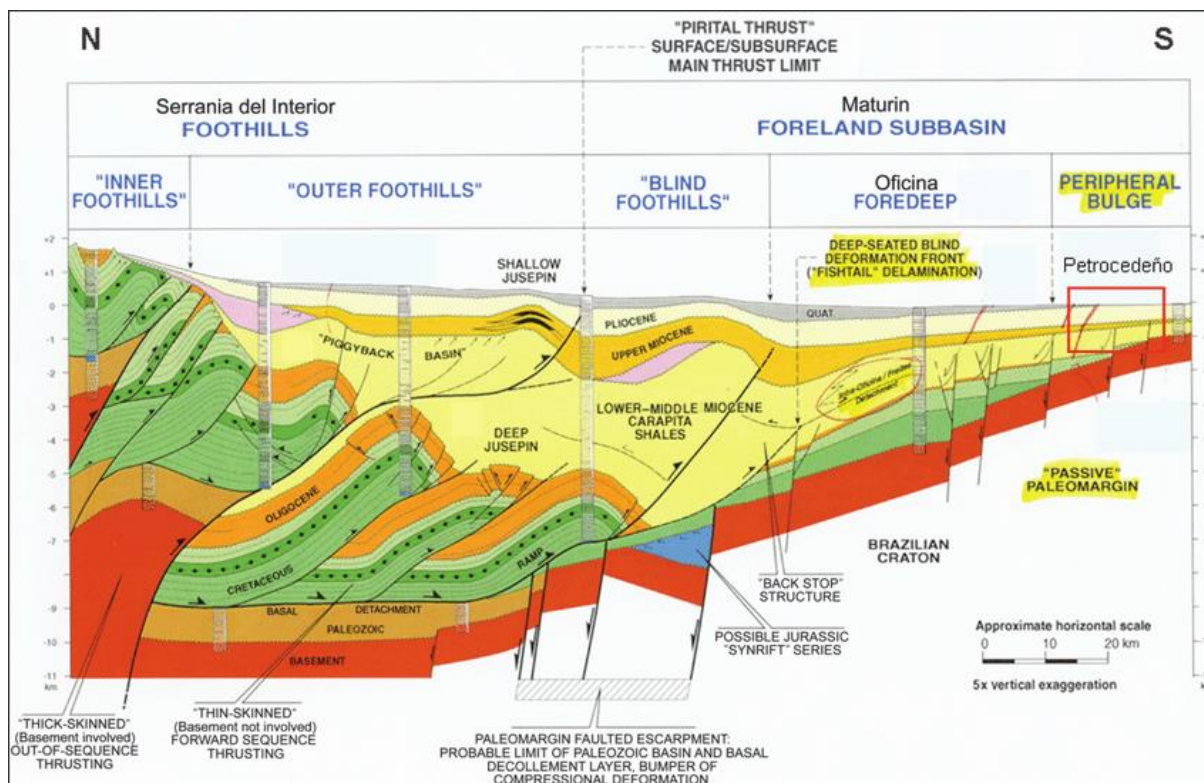


Рис. 63. Строение Восточно-Венесуэльского бассейна (Martinius et al 2013)

В целом строение этого бассейна имеет много общего со строением бассейна Загрос. По возрасту отложений и складчатости (миоцен) бассейны также похожи. В обоих бассейнах нефтегазоносность обусловлена накоплением пород на этапе пассивной окраины и активизацией процессов УВ систем на этапе коллизии.

Ключевое отличие заключается в том, что в регионе Загроса продуктивны преимущественно тектонически ограниченные ловушки в непосредственно внешней зоне складчатой системы, а в Венесуэле, наоборот, - противоположный борт, вдоль зоны выклинивания бассейна у кристаллического Гвианского щита (рис. 64). Надо отметить, что месторождения, связанные с тектонически-ограниченными ловушками под отложениями комплекса предгорного прогиба в Венесуэле также имеются.

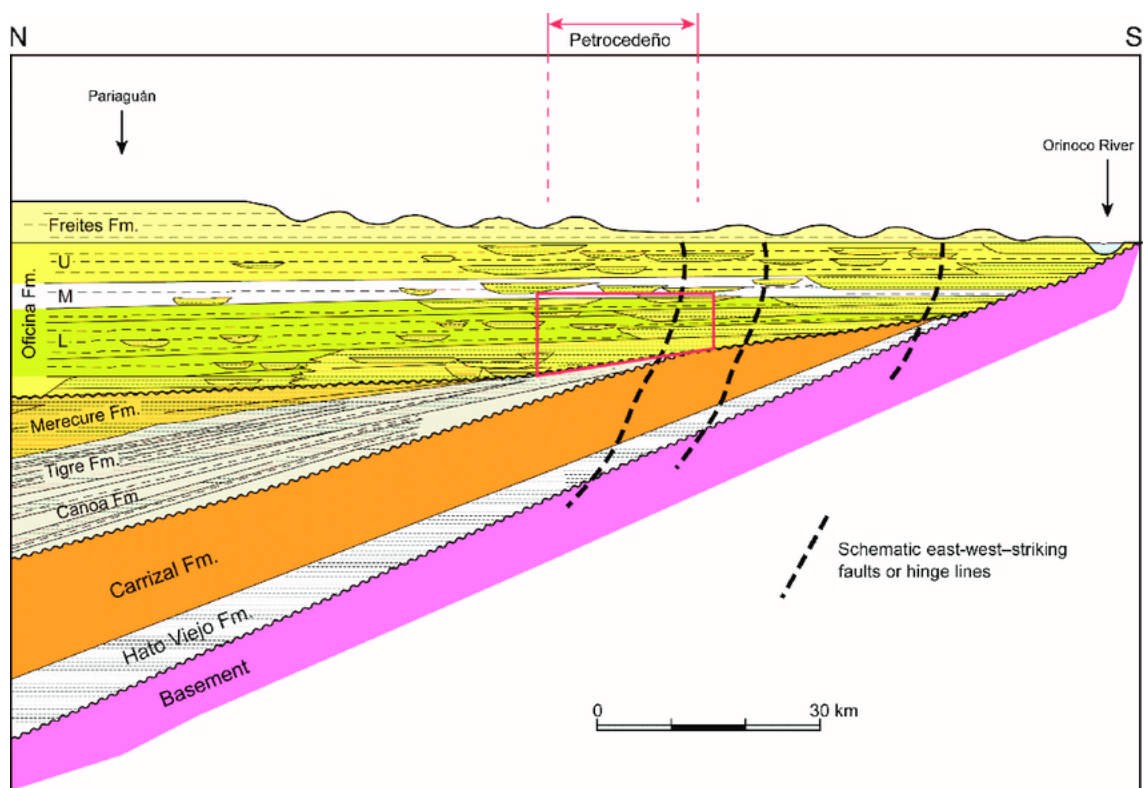


Рис. 64. Геологический разрез Пояса Ориноко (Martinius et al 2013)

Бассейн Неукен

Бассейн Неукен является одним из самых важных бассейнов в Аргентине (рис.65). Бассейн знаменит тем, что в нем залегает сланцевая формация Вака-Муэрта, богатая нетрадиционными запасами сланцевой нефти и газа.

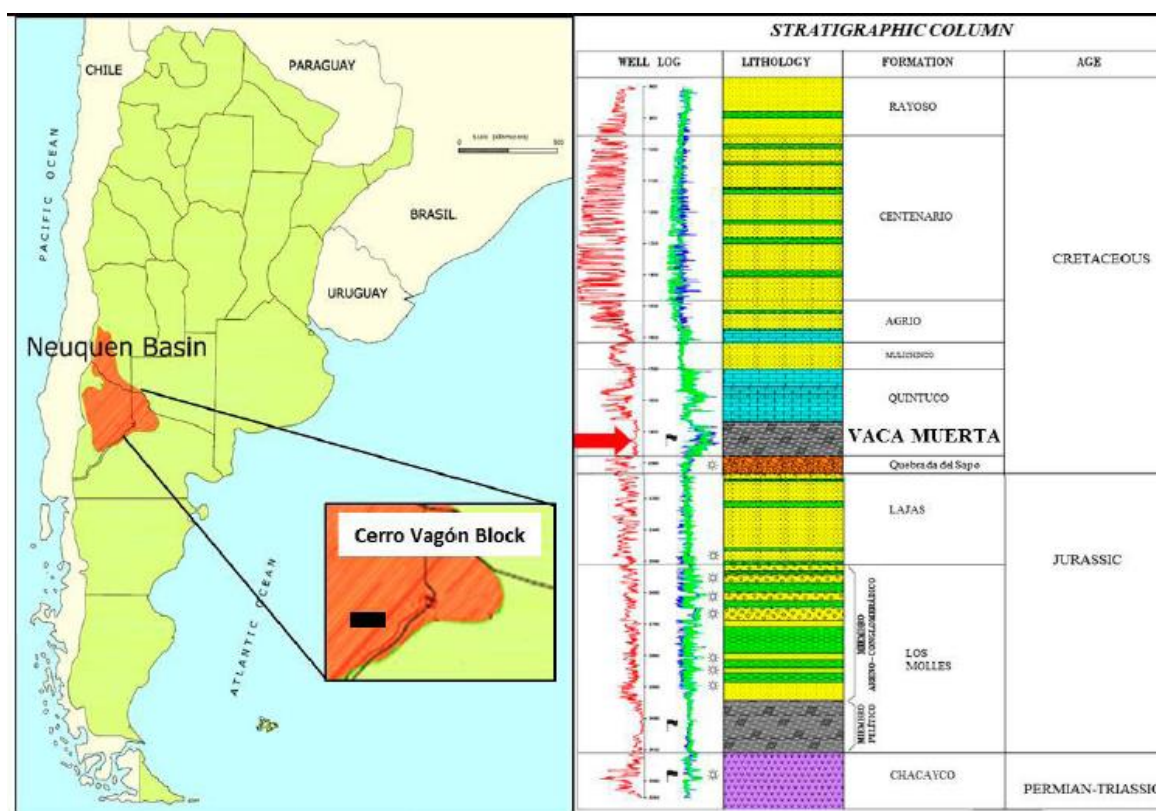


Рис.65. Расположение и стратиграфия бассейна Неукен (*Larriestra et al, 2015*)

Бассейн Неукен является бассейном предгорного прогиба, однако в этом регионе не происходило континентальной коллизии, а горообразование связано с развитием активной окраины Южной Америки.

Бассейн имеет форму треугольника, в центральной части отложения сланцевой формации Вака-Муэрта погружены на большие глубины и генерируют газ, а в краевых частях они менее прогреты, находятся в нефтяном окне и генерируют нефть. Мощность формации больше 100 м, по своему строению и составу она похожа на другие сланцевые формации мира. Она представляет собой глинисто-кремнисто-карбонатную толщу раннемелового возраста, накопленную на более раннем этапе (рисунок 66).

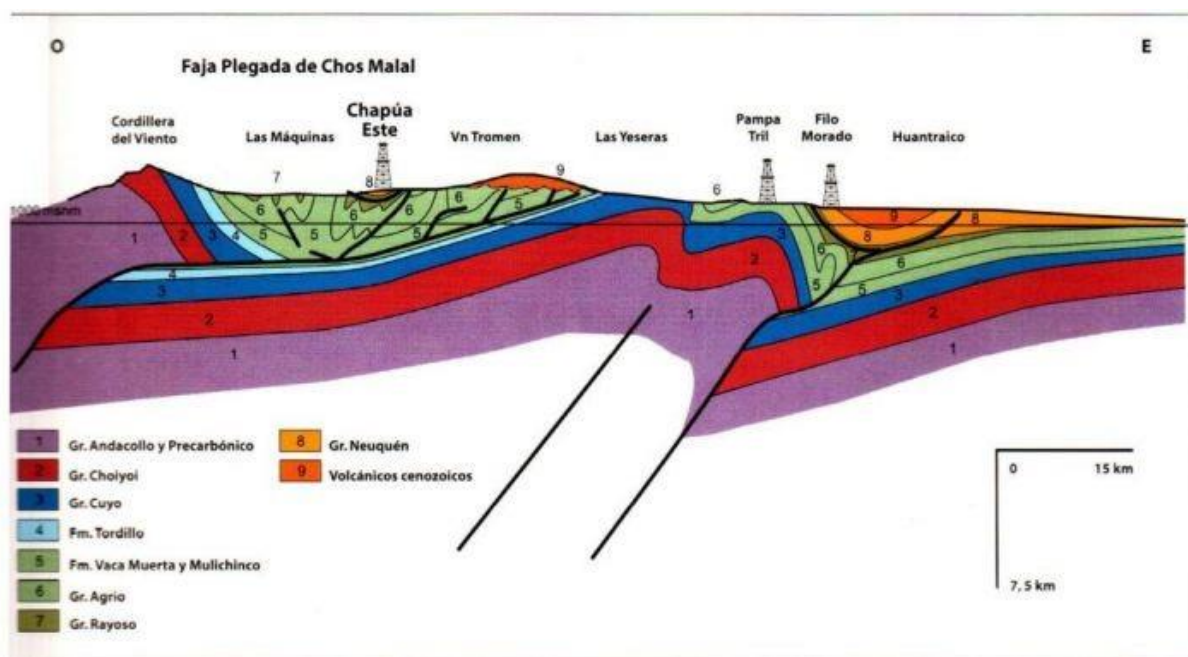


Рисунок 66. Геологический разрез бассейна Неукен (Cobbald, 2013)

Особенности УВ-систем бассейнов предгорных прогибов:

Покрышки в бассейнах предгорных прогибов преимущественно глинистые, возможно накопление соленосных толщ.

Коллекторы преимущественно терригенного состава мелководно морского, озерного и аллювиального происхождения (песчаники, алевролиты), реже карбонатные отложения. Часто продуктивны комплексы, накопленные на более ранних этапах.

Нефтегазоматеринские толщи, накапливающиеся на этапе предгорного прогиба, как правило обогащены ОВ III типа, это могут быть угленосные отложения, которые способны генерировать как газ, так и в некоторых случаях нефть. В бассейнах предгорных прогибов могут активироваться и более древние материнские породы, накопленные на более ранних этапах развития бассейна.

Тепловой режим таких бассейнов относительно холодный в связи с высокими скоростями осадконакопления и нисходящим потоком мантийного вещества в области континентальной коллизии. Геотермический градиент может варьировать в диапазоне 22-24 °/км и ниже.

Миграция УВ в таких бассейнах происходит как вертикально, так и латерально, она контролируется структурным планом и тектоническими нарушениями. Характерна неизолированность УВ систем разных структурно-формационных комплексов, перетоки УВ между комплексами могут происходить по разломным зонам.

Аккумуляция УВ происходит в пределах крупных положительных структурных элементов. Зоны скопления могут быть ассоциированы с разломными зонами, краевыми частями бассейна, внешними зонами складчато-надвигового пояса.

Ловушки преимущественно структурные, связанные с надвигами и складками сжатия, тектонически, литологически и стратиграфически экранированные, различные комбинированные.

Резюме Главы 6:

- бассейны предгорных прогибов располагаются вдоль фронта горно-складчатой системы;
- бассейны предгорных прогибов асимметричны (с узким и крутым крылом, примыкающим к складчатой области, и пологим широким крылом, прилегающим к платформе);
- характерна продуктивность комплексов, сформировавшихся на более ранних стадиях;
- Характерны тектонически ограниченные ловушки, вытянутые линейные складки;
- возраст формирования структурных ловушек соответствует возрасту складчатости и моложе;
- характерны высокие риски наличия региональных покровов;
- в комплексе предгорного прогиба формируются благоприятные условия для накопления преимущественно газоматеринских материнских толщ (континентальные обстановки).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По разным оценкам в Море насчитывается от 500 до 800 нефтегазоносных бассейнов, и только примерно треть из них являются «действующими», где открыты промышленные скопления углеводородов и идет их освоение (Ю.Н. Новиков оценивает, что 232 бассейна содержат 70 тысяч месторождений).

Вторая половина, конечно, более мелких и труднодоступных, остается потенциальной. Тем не менее, когда-то геологи доберутся и до них. И в этой ситуации крайне важным будет организовать их изучение максимально эффективным способом, ведь чем меньше объект, тем чувствительнее затраты на его исследование. А самым важным условием для этого будет определить тип бассейна в самом-самом начале, поскольку станут понятны основные особенности его строения. А это позволит максимально оптимизировать сам процесс изучения.

Разумеется, каждый нефтегазоносный бассейн уникален, и требует адресного подхода. Но это не значит, что каждый раз нужно действовать методом проб и ошибок.

Данное учебное пособие не могло охватить всего многообразия типов нефтегазоносных бассейнов, но подавляющее большинство их здесь рассмотрено. Авторы надеются, что полученные в данной дисциплине знания как раз теми, кому и предстоит иметь дело с пока потенциальными, небольшими и сложными бассейнами, позволят им достичь в этом успеха.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анализ углеводородных систем: теория и практика/под ред. С.Ф. Хафизова- М.: КРАСАНД, 2019. –200 с.
2. Аглонов С.В. Геодинамика: Учебник. – СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2001. – 360 с.
3. Бородкин В.Н., Курчиков А.Р. К вопросу уточнения западной и восточной границ ачимовского клиноформного комплекса Западной Сибири// Геология и геофизика, 2015, т. 56, № 9, с. 1630—1642
4. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. – 456с.
5. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, переработанное и дополненное. Главный редактор О.В. Петров. СПб: Издательство ВСЕГЕИ.; 2010.
6. Добрецов Н. Л. Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмо в: вероятные модели и типичные примеры // Геология и геофизика. 2020. Т. 61(5/6). С. 617–647.
7. Дорофеева Т.В., Краснов С.Г., Лебедев А.А. и др. Коллекторы нефти баженновской свиты Западной Сибири. Л.: Недра, 1983. –131 с.
8. Зверев А.Т. Эвстатические колебания уровня мирового океана/ Известия высших учебных заведений. Геодезия и аэрофотосъемка, т. 64, № 2, 2020 г., с 157-163
9. Каламкаргов Л.В. Нефтегазоносные провинции и области России и сопредельных стран: Учебник для вузов, 2-е изд. испр. и доп. М: изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа им Губкина, 2005. –576 с.
10. Конторович В.А., Аюнова Д.В., Гусева С.М. и др. Сейсмогеологическая характеристика осадочных комплексов и нефтегазоносность Ямальской, Гыданской и Южно-Карской нефтегазоносных областей (Арктические регионы Западной Сибири, шельф Карского моря)/Геофизические технологии, № 4, 2018, с. 10–26
11. Курчиков А.Р., Бородкин В.Н, Стратиграфия и палеогеография берриас-нижнеаптских отложений западной Сибири в связи с

- клиноформным строением разреза // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 8, с. 1093—1106
12. Несмеянов Д.В. И.О. Брод и вопросы тектоники. Георесурсы. 2017. Спецвыпуск. Ч.1. С. 8-11.
13. Никишин А. М. Механизмы формирования осадочных бассейнов//Соросовск. образоват. журн. Науки о Земле. 2001. №4. С.63-68.
14. Новиков Ю.Н. Факторы, контролирующие распределение крупнейших месторождений углеводородов в планетарной системе нефтегазоносных бассейнов: положение бассейна на профиле «континент-океан». Нефтегазовая геология – теория и практика, №3, 2008, стр.1-47
15. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. (Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа). - М.: Научный мир, 2004. - 526 с.
16. Сергеева Э.И. Теория литогенеза: Учеб. пособие. — СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2005. –140 с.
17. Скоробогатов В.А. Изучение и освоение углеводородного потенциала недр Западно-Сибирского осадочного мегабассейна: итоги и перспективы// Научно-технический сборник. Вести газовой науки. № 3 (19) / 2014-С 8-26
18. Стратиграфия и палеогеография мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / Э. О. Амон, В. П. Алексеев, А. Ф. Глебов, В. А. Савенко, Ю. Н. Федоров; под ред. В. П. Алексеева. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. 257 с.
19. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. В трех томах. М: Изд-во Академии наук СССР, 1960 - 1962 г.
20. Ульянов Г.В., Катагенетическая зональность разреза юрско-меловых отложений Южно-Карской впадины по результатам бассейнового моделирования// Геология геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений-№2, 2011, с.54-59.

- 21.Фарах Ф.С. Особенности геологического строения и условий нефтеобразования в нефтеносных бассейнах Южного Судана: диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.12 / Фарах Салех Фарах; [Место защиты: Рос. гос. ун-т нефти и газа им. И.М. Губкина].- Москва, 2009. –168 с.
- 22.Фролов В.Т. Литология. Кн.1: Учебное пособие. — М.: Изд-во МГУ, 1992. — 336 с.
- 23.Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М: Научный мир. 2001. –606 с.
- 24.Хаин В.Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: КДУ, 2005. –560 с.
- 25.Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
- 26.Худолей А.К. Континентальный рифтогенез и пассивные окраины: тектоника и эволюция осадочных бассейнов: Учеб. пособие.- СПб.,2004. – 84 с.
- 27.Шеин В. С. Геология и нефтегазоносность России. М.: ВНИГНИ, 2006. –776 с.
- 28.Шеин В.С., Игнатова В.А. Геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока. - М.: ВНИГНИ, 2007. - 296 с.
- 29.Assessment of Undiscovered Oil and Gas Resources of the Sud Province, North-Central Africa. USGS, Fact Sheet 2011–3029, 2011
- 30.Ahlbrandt T.S. The Sirte Basin Province of Libya—Sirte-Zelten Total Petroleum System/ U.S. Geological Survey Bulletin 2202–F, 2001
- 31.Aqrawi, A. M., Goff, J. C., Horbury, A. D., and Sadooni, F. N. The Petroleum Geology of Iraq: Beaconsfield, UK, Scientific Press Ltd., 2010
- 32.Basin analysis: principles and applications/ Philip A. Allen and John R. Allen – 2nd ed. 2005. – 532 p.
- 33.Bjørlykke K. (ed), Petroleum Geoscience: from sedimentary environments to rock physics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010

34. Bosworth W., McClay K. Structural and stratigraphic evolution of the Gulf of Suez Rift, Egypt: a synthesis. In Peri-Tethys Memoir 6: A Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mem. Mus. natn. 186: pp. 567-606, 2001
35. Brownfield M. E., Charpentier R.R. Geology and Total Petroleum Systems of the West-Central Coastal Province (7203), West Africa. U.S. Geological Survey Bulletin 2207-B., Reston, Virginia, 2006
36. Cobbold P.R. Geological Evidence for Fluid Overpressure in Mature Source Rocks within Foreland Basins of the Americas. Search and Discovery Article #30291, AAPG ICE, Cartagena, 2013.
37. Corredor, F., Shaw, J.H. and Bilotti, F. (2005) Structural Styles in the Deep-Water Fold and Thrust Belts of the Niger Delta. AAPG Bulletin, 89, 753-780.
38. Higley D. The Talara Basin Province of Northwestern Peru: Cretaceous-Tertiary Total Petroleum System/ U.S. Geological Survey Bulletin 2206-A, 2004
39. Hudec M.R., Jackson M.P.A. Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin. Am Assoc Petrol Geol Bull. 2004; 88(7): 971–990.
40. James K. H. The Venezuelan hydrocarbon habitat, Part 2: Hydrocarbon occurrence and generated-accumulated volumes /Journal of Petroleum Geology, vo1.23(2), April 2000, pp 133-164
41. Jassim, S. Z., and Goff, J. C., 2006, Geology of Iraq: Dolin, Prague and Moravian Museum, Brno, Czech Republic. 341pp.
42. Kirschbaum M.A., Schenk C.J., Charpentier R.R. et al. Assessment of Undiscovered Oil and Gas Resources of the Nile Delta Basin Province, Eastern Mediterranean. World Petroleum Resources Project/ Fact Sheet 2010–3027, USGS, 2010
43. Larriestra C., Merino R. , Larriestra V. Unravelling Paradigms in Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina: The Construction of Geochemical Wellbore Images by Geostatistical Integration of Geochemistry and Conventional Log Data with Wellbore Resistivity Images. Search and Discovery Article #41643, AAPG, 2015.

- 44.Lindquist S.J., The Red Sea Basin Province: Sudr-Nubia(!) and Maqna(!) Petroleum Systems. USGS Open-File Report 99-50-A, Denver, CO, World Energy Project, USGS, 1998
- 45.Martinez F., Okino K. Ohara Y., Reysenbach A.-L., Goffredi S.K. Back-arc Basins/ *Oceanography* Vol. 20, No. 1, 2007, p.116-127.
- 46.Martinius A.W., J. Hegner, I. Kaas, C. Beharano, X. Mathieu and R. Mjøs, 2013, Geologic reservoir characterization and evaluation of the Petroceden Formation, Orinoco Heavy Oil belt, Venezuela, in F. J. Hein, D. Leckie, S. Larter, and J. R. Suter, eds., *Heavy-oil and oil-sand petroleum systems in Alberta and beyond: AAPG Studies in Geology* 64, p. 103–131.
- 47.Mouthereau F., Lacombe O., Vergés J. Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence/ *Tectonophysics*, 532–535, 2012, pp. 27–60
- 48.Mugisha, F., Ebinger, C.J., Strecker, M., Pope, D., Two-stage rifting in the Kenya rift: implications for half-graben models. *Tectonophysics* 278, 1997 p. 63–81.
- 49.Roberts D.G., Bally A.W. (eds.). *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins. Volume 1B*, 2012
- 50.Rossello E.A., Cossey S.P.J., Fernandez G.. The Talara Offshore (Northern Peru): A Preserved Extensional Mini-Basin in a Subduction Complex Conference Paper, 2016
- 51.Schenk C.J., Cook T.A., Charpentier R.R. et al. An Estimate of Recoverable Heavy Oil Resources of the Orinoco Oil Belt, Venezuela. World Petroleum Resources Project. USGS, 2009
- 52.Sheridan R.E., Grow J.A. The Atlantic Continental Margin: U.S., Eds. Geological Society of America, Boulder, CO, 1988. x, 610 pp.
- 53.*Tectonics of sedimentary Basins*. Ed. Busby C. J., Ingersoll R.V.: Blackwell Science, 1995. 579 p.
- 54.Underhill J.R. Richardson N. Geological controls on petroleum plays and future opportunities in the North Sea Rift Super Basin/AAPG Bulletin, v.106 №3, 2022, pp.573-631

Ссылки на электронный ресурс:

- 55.Плиты литосферы [Электронный ресурс] URL:<https://foxford.ru/wiki/geografiya/pliti-litosferi>
- 56.Robertson, Tellus sedimentary basins of the world map.
URL:<https://www.arcgis.com/apps/mapviewer/index.html?layers=a15e179c3b6a45ef94107353c2f64fc1>
- 57.Презентация, доклад Эволюция земли. Континентальный рифтогенез [Электронный ресурс] URL:
<https://myslide.ru/presentation/skachat-evolyuciya-zemli-kontinentalnyj-riftogenez>
- 58.Формирование бассейнов передовых/предгорных прогибов (J.Wiley & Sons, Inc, 1999), [Электронный ресурс] URL:
<http://www.ucl.ac.uk/EarthSci>
- 59.Unlocking and Developing the Potential of Exciting Core Plays. Manu Wope South and East Africa. [Электронный ресурс] URL:
http://files.investis.com/twl/pdf/southafrica_b.pdf
- 60.Dr. Andrew T. Lin. Basins associated with subduction processes [Электронный ресурс] URL: http://basin.earth.ncu.edu.tw/download/courses/basin_analysis/5_subduction_handouts.pdf
- 61.Геотектоническое положение бассейна Загрос. [Электронный ресурс] URL:
http://earthjay.com/earthquakes/20181125_iran/Scharf_etal_2016_kinematics_oman_fig_04.JPG
- 62.<https://www.researchgate.net/figure/Structural-cross-section-along-a-north-south-transect-through-the-Eastern-Venezuela-Basin>
- 63.К истории освоения Западно-Сибирской нефтегазовой провинции [05.04.2018] [Электронный ресурс] URL:
<https://nangs.org/news/business/k-istorii-osvoeniya-zapadno-sibirskoj-neftegazovoj-provintsii>
- 64.Sarir field Sirte basin, Lybya. Desert Surprise Then -- and Now Some Keys to Revisit of Libya. Compiled from articles by C. J. Lewis (1990) and R. M. Sanford (1970). With Database of Field Parameters Compiled by Jingyao Gong, AAPG Data Systems Search and Discovery Article

- #10005 (2000). [Электронный ресурс] URL:
<http://www.searchanddiscovery.com/documents/sarir/sarir.htm#FIGURES>
65. Геологическая деятельность океанов и морей. [Электронный ресурс] URL: <https://bookonline.ru/lecture/glava-14-geologicheskaya-deyatelnost-okeanov-i-morey>
66. Ku Rafidah Ku Shafie, M. Madon. A review of stratigraphic simulation techniques and their applications in sequence stratigraphy and basin analysis. 2008. Bulletin of the Geological Society of Malaysia 54(54). [Электронный ресурс] URL: https://www.researchgate.net/figure/The-main-objective-of-stratigraphic-simulation-is-to-study-the-relative-importance-of-the_fig1_265005550
67. Craig Koch, Jennifer Greenhalgh and Frances Mathew, Petroleum Prospectivity in the Namibe Basin, offshore Angola., PGS [Электронный ресурс] URL: https://www.pgs.com/globalassets/technical-library/whitepapers-library/2013sept_pgs_koch_et_al_prospectivity.pdf
68. G. Duval, J. Mann and L. Houston, CGG. Angola, Kwanza Basin: Exploring Further and Deeper for Oil and Gas. Sub-salt hydrocarbon plays of ultra-deep water Angola. Vol. 10, No. 6 – 2015. [Электронный ресурс] URL: <https://www.geoexpro.com/articles/2015/03/angola-kwanza-basin-exploring-further-and-deeper-for-oil-and-gas>
69. Shell успешно пробурила разведочную скважину на шельфе Намибии [январь 2022] [Электронный ресурс] URL: <https://neftegaz.ru/news/Geological-exploration/722722-shell-uspeshno-proburila-razvedochnuyu-skvazhinu-na-shelfe-namibii/>
70. Окраинные моря (задуговые и междуговые бассейны) [Электронный ресурс] URL: https://ozlib.com/806947/tehnika/okrainnye_morya_zadugovye_mezhdugovye_basseyny
71. URL: <http://ccop.asia/uc/data/47/docs/UnCon11cr-Japan.pdf>
72. URL: <https://japex.co.jp>
73. URL: <http://ccop.asia/uc/data/47/docs/UnCon11cr-Japan.pdf>
74. Литосфера Охотского моря. [Электронный ресурс] URL: http://www.wdcb.ru/sep/lithosphere/Okhotsk_Sea/okhsea.ru.html
75. Модель глубинного строения Северо-Сахалинского нефтегазового бассейна. [Электронный ресурс] URL:

http://www.wdcb.ru/sep/sedimentary_basins/Okhsea/models/Sakh_mod.ru.html

76.URL:http://www.westernzagros.com/wpcontent/uploads/2012/09/120912_Mil_Qasim_to_Baranan_geological_cross_section.pdf

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

**МАЛЫШЕВА СВЕТЛАНА ВАЛЕНТИНОВНА
ХАФИЗОВ СЕРГЕЙ ФАИЗОВИЧ**

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ БАСЕЙНЫ

В авторской редакции

Сведения о программном обеспечении, которое использовано для
создания электронного издания:

Microsoft Word - набор, вёрстка текста, генерация PDF

<https://www.microsoft.com/>

Техническая обработка и подготовка материалов выполнены авторами

Подписано к использованию: 25.04.2022;

Объём издания: 6,63 Мб; Тираж: 500 экз.;

Комплектация издания: 1 CD-ROM;

Запись на физический носитель: Комков А.Н.,
komkov.a@gubkin.ru.

119991, Город Москва, проспект Ленинский, дом 65, корпус 1,
РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, управление
научометрических исследований и поддержки публикационной
активности (040)
