

Селезенева Наталья Николаевна

**РИФЕЙСКО-СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-
ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ**

Специальность 25.00.01 – Общая и региональная геология

Научные руководители: д.г.-м.н. Короновский Н.В.

д.г.-м.н. Волож Ю.А.

Москва - 2016

Оглавление

Введение (Аннотация, цель, задачи, методы).....	3
Глава 1. Тектоническая позиция региона.....	7
Глава 2. Состояние изученности юго-восточного склона Волго-Уральской антеклизы.....	14
2.1 Изученность сейсморазведкой.....	14
2.2 Изученность бурением.....	21
Глава 3. Методы изучения, используемые в работе.....	29
3.1. Сейсмостратиграфия.....	29
3.2. Методы палеогеографической реконструкции.....	32
Глава 4. Строение консолидированной коры юго-восточной части Волго-Уральской антеклизы	35
Глава 5. Сейсмостратиграфическая модель осадочного чехла юго-восточного склона Волго-Уральской антеклизы.....	46
5.1 Проблемы существующих схем сейсмостратиграфии.....	46
5.2 Разработка новой схемы сейсмостратиграфии (дофранская часть).....	52
5.2.1 Складчатый и доплитный геодинамические комплексы.....	52
5.2.2. Плитный геодинамический комплекс	62
5.3 Разрывные нарушения.....	78
Глава 6. Литолого-стратиграфическая характеристика и фациальный анализ ниже- среднедевонских отложений.....	81
6.1 Эмский ярус (такатинский и вязовско-койвенский горизонты).....	83
6.2 Эйфельский ярус.....	93
6.3 Живетский ярус.....	97
6.4 Перспективы нефтегазоносности внутрибассейновых карбонатных массивов.....	103
Заключение.....	110
Список литературы.....	112

Введение

Актуальность темы. В последнее время наблюдается повышенный интерес к изучению глубоких осадочных бассейнов в связи оценкой их нефтегазоносности. Изучение геологического строения рассматриваемой территории имеет давнюю историю. Однако, несмотря на долгое изучение, многие проблемы строения отложений рифея – среднего палеозоя остаются не решены. Имеющийся геолого-геофизический материал удовлетворительно освещает строение верхних горизонтов палеозойского осадочного чехла от верхнедевонских отложений до пермских. В то же время нижняя часть разреза требует существенного дополнительного изучения. Причиной недостаточной изученности этих отложений является большая глубина залегания (порядка 6-8 км), вследствие чего толща слабо изучена бурением. В такой ситуации при незначительном количестве кернового материала, ограниченного числа надежных возрастных датировок, фациальной изменчивости разрезов решающее значение приобретают результаты детальной комплексной геолого-геофизической интерпретации материалов сейсмопрофилирования МОГТ. Однако, анализ нескольких профилей, интерпретированных разными исследователями, показал, что один и тот же комплекс отложений интерпретируется по-разному. Это связано с тем, что при интерпретации сейсмических материалов использовались различные схемы расчленения палеозойских отложений Западного Приуралья. Все это потребовало дополнительного изучения и создания новой сейсмостратиграфической схемы.

Цель и задачи работы. Целью данной работы было выяснение особенностей строения глубоких горизонтов осадочного чехла юго-восточного склона Волго-Уральской антеклизы (южная часть Предуральского прогиба, Восточно-Оренбургское поднятие и Соль-Илецкое поднятие) на основе анализа и интерпретации геолого-геофизических материалов, полученных в пределах региона. Основное внимание было направлено на изучение рифей-среднедевонских отложений.

В соответствии с поставленной целью решались следующие задачи:

- Обобщение фактического материала (сейсмических и скважинных разрезов) по юго-востоку Волго-Уральской антеклизы и обрамляющей территории;

- Детальное изучение данных сейсморазведки (анализ имеющихся сейсмостратиграфических разрезов и схем, создание новой более обоснованной схемы, интерпретация сейсмических материалов, расчленение разреза на сеймокомплексы и их корреляция с разрезами скважин);
- Выяснение геологического строения региона по материалам глубокого бурения: керн, шлифы, органические остатки, анализ каротажа; выяснение фациальных особенностей девонских отложений.
- Выявление структур, которые могут быть перспективны для поисков нефти и газа.

Фактический материал и методы исследования. Основными источниками информации являлись фондовые материалы ФГУНПП "Росгеолфонд". Большинство неинтерпретированных профилей МОГТ и данных глубокого бурения было предоставлено ОАО НПО «Нафтаком». Работа выполнялась в лаборатории сравнительного анализа осадочных бассейнов ГИН РАН. Цели работы достигались с помощью комплексного использования геологической и геофизической информации. Основными методами в ходе работы являлись методика интерпретации сейсмических данных, разработанная в ГИН РАН, с помощью которой были сделаны выводы о структурном строении территории, а также фациальный анализ изученной бурением ниже-среднедевонской толщи. Были просмотрены сейсмические профили общей протяженностью порядка 6 тыс. км. Также в основу работы легли данные порядка 30 глубоких параметрических и 100 поисковых и разведочных скважин. Все материалы были объединены в ГИС-проект геолого-геофизической изученности.

Научная новизна.

С помощью использования современных методов сейсмостратиграфии были выявлены особенности структуры рифей-среднедевонских отложений в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала; проанализированы существующие схемы сейсмостратиграфии, выявлены несоответствия их друг другу, и предложена новая схема. На сейсмических профилях выделены рифей-нижневендские отложения разных типов и относящиеся: 1) к кадомской консолидированной коре (фундаменту); 2) к складчатому комплексу осадочного чехла (затронутые деформациями кадомид) и 3) к доплитному комплексу осадочного чехла. Уточнена граница области развития рифейского складчатого комплекса. С помощью корреляции скважин в регионе и составления композитных профилей прослежено распространение подсолевых комплексов осадочного чехла. Фациальный анализ данных глубокого бурения и палеотектонические реконструкции

разрезов позволили сделать выводы об эволюции бассейна, выявить условия формирования девонских отложений.

Практическая значимость.

Выполненные исследования имеют практическое значение, так как на рассматриваемой территории можно ожидать открытия крупных месторождений углеводородов за счет освоения нижних горизонтов осадочного чехла [Пантелеев, Козлов, 1997; Белоконь, 2001; Кондрашова, 2005; Волож и др., 2010]. В пределах территории в девонских отложениях были выявлены погребенные рифы, которые могут служить коллекторами-ловушками углеводородов.

Защищаемые положения.

1. На основании анализа сейсмических профилей уточнена площадь распространения складчатого комплекса осадочного чехла, сформировавшегося в результате кадомской складчатости, вдоль юго-восточной границы Волго-Уральской антеклизы.
2. Предложена новая схема сеймостратиграфического расчленения дофранского интервала геологического разреза изучаемого региона (юго-восточная часть Волго-Уральской антеклизы и юг Предуральского прогиба); выделены 4 сеймокомплекса в вендско-среднедевонской части осадочного чехла: верхневендский, нижне-среднеордовикский, верхнеордовикско-нижнедевонский (пражский ярус), эмско-живетский.
3. Проведена литолого-фациальная реконструкция ранне-среднедевонского осадочного бассейна юго-востока Волго-Уральской антеклизы; выделены зоны осадконакопления: авандельты, мелководья, внутрибассейного поднятия, отмелей, относительно глубоководные зоны, а также зоны рифогенных построек, потенциально перспективные для поиска месторождений нефти.

Апробация работы. Основные положения диссертации докладывались и обсуждались на 7 конференциях и форумах: IV Международная конференции молодых ученых и студентов «Новые подходы и достижения в науках о Земле» (Баку, 2011); IV Яншинские чтения «Современные вопросы геологии» (Москва, 2011), XLIII Тектоническое совещание (Москва, 2010), Пятая Сибирская конференции молодых учёных по наукам о Земле

(Новосибирск, 2010), 2nd students' geological conference (Латвия., 2011), «Multidisciplinary approach to solving problems of geology and geophysics» (Baku, 2015), The 8th International Siberian Early Career Geoscientists Conference (Novosibirsk, 2016). Основные результаты работы докладывались в ГИН РАН.

Публикации. По теме диссертации автором опубликовано 15 работ, включая тезисы конференций, из них три – в журналах, входящих в перечень ВАК Минобрнауки РФ. Также автор участвовала в составлении отчетов по проектам лаборатории в ГИН РАН по обобщению и переинтерпретации геолого-геофизических материалов по Соль-Илецкому поднятию по заказу ООО "Газпром добыча Оренбург".

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, шести глав с выводами в конце каждой главы и заключения. Общий объем работы составляет 121 страницу, в том числе 49 рисунков и 3 таблицы. Список литературных источников содержит 110 наименований.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научным руководителям д.г.-м.н. Н.В. Короновскому и д.г.-м.н. Ю.А. Воложу. Также за помощь и внимание, оказанное мне на разных этапах работы, благодарю д.г.-м.н. Т.Н. Хераскову. Кроме того, за ценные советы выражаю благодарность к.г.-м.н. М.П. Антипову, д.г.-м.н. В.А. Быкадорову, к.г.-м.н. А.Н. Стафееву, к.г.-м.н. Н.С. Фроловой, д.г.-м.н. Н.Б. Кузнецову, д.г.-м.н. Ал.В. Тевелеву, д.г.-м.н. Ар.В. Тевелеву, д.г.-м.н. Н.П. Чамову, д.г.-м.н. А.Е. Шлезингеру, к.г.-м.н. И.С. Патиной, к.г.-м.н. М.А. Романовской, а также всем сотрудникам лаборатории Сравнительного анализа осадочных бассейнов ГИН РАН и кафедры Динамической геологии МГУ им. М.В. Ломоносова.

Глава 1. Тектоническая позиция региона

Рассматриваемый регион расположен в зоне сочленения трех крупных структур первого порядка: Волго-Уральской антеклизы, Предуральского передового прогиба и Прикаспийской впадины (рис.1.1,1.2). Южный склон Волго-Уральской антеклизы осложнен структурами второго порядка – Соль-Илецким и Восточно-Оренбургским поднятиями и Салмышской впадиной. Основные работы проводились на территории южной части Предуральского передового прогиба. Фациальным анализом было охвачено также Соль-Илецкое и Восточно-Оренбургское поднятия Волго-Уральской антеклизы. Нужно отметить, что в рассматриваемый промежуток времени Предуральский прогиб еще не существовал, территория являлась склоном Волго-Уральской антеклизы.

Волго-Уральская антеклиза — крупнейшая структура Восточно-Европейской платформы. Фундамент ее образован складчато-метаморфическим комплексом пород архейского и нижнепротерозойского возраста. На крайнем юго-востоке фундамент имеет кадомский (верхнепротерозойский) возраст, что подробнее рассмотрено в соответствующей главе. Фундамент расчленен разломами на крупные блоки, часто изометричной формы. Приподнятые блоки фундамента служат ядрами, над которыми образованы своды. Опущенным блокам в перекрывающем осадочном чехле соответствуют прогибы и впадины. На северо-западе и западе Волго-Уральская антеклиза сопрягается с Мезенской и Московской синеклизами, на юго-западе – с рифейским Пачелмским авлакогеном, в девоне преобразованным в Рязано-Саратовский прогиб, на юге – с Прикаспийской впадиной. На востоке она граничит с Предуральским прогибом, на северо-востоке отделяется от Тимана Притиманским краевым прогибом, на севере ограничена Вычеготским прогибом.

Общий структурный план поверхности фундамента характеризуется резкими колебаниями абсолютных отметок. Наиболее погруженные структуры расположены на востоке, особенно на территории Предуральского прогиба, и на юге (Оренбургский тектонический..., 2013). Между структурами востока Волго-Уральской антеклизы и Предуральским прогибом существует морфогенетическая связь, которая выражена в том, что все окраинные впадины антеклизы продолжаются в виде более глубоких депрессий на территории краевого прогиба, а своды и поднятия – в виде седловин прогиба. К примеру, Соль-Илецкое поднятие переходит в Урало-Илецкую седловину Предуральского прогиба.

Среди крупных структур антеклизы по площади преобладают положительные: на территории изучения: *Соль-Илецкое* и *Восточно-Оренбургское поднятия*. Для сводов

характерно ассиметричное строение, которое находит выражение в смещении их вершин в сторону регионального подъема слоев. С окружающими впадинами, седловинами и прогибами своды имеют преимущественно флексурообразный характер сочленения.

Восточно-Оренбургское поднятие осложняет южное крыло Волго-Уральской антеклизы. На севере поднятие ограничивается крутым флексурообразным погружением слоев на южном крыле Большекинельского вала, на востоке – западной границей полосы рифов Предуральского краевого прогиба, на западе – по восточному борту Бузулукской впадины, на юге оно отделено узким прогибом от Соль-Илецкого поднятия (Геологическое строение..., 1997). Оно представляет собой обширную положительную структуру, вытянутую в субмеридиональном направлении почти на 400 км. Северо-северо-западное простираие этого структурного выступа обусловлено расположением выступов фундамента. Для Восточно-Оренбургского поднятия характерно погружение слоев и увеличение мощности осадочного чехла в южном направлении. К примеру, по кровле пашийского горизонта франского яруса абсолютная отметка изменяется с севера на юг от 2250 м до 3500 м, по кровле турнейского яруса от 1650 до 2966 (Геологическое строение..., 1997). Восточно-Оренбургскому поднятию соответствует приподнятый блок фундамента.

Соль-Илецкое поднятие расположено в крайней юго-восточной части Волго-Уральской антеклизы, к югу от Восточно-Оренбургского поднятия. На востоке поднятие ограничено Предуральским прогибом, на юге и западе – Прикаспийской синеклизой. Граница проходит по нижнепермским карбонатным уступам (Оренбургский тектонический..., 2013). На севере от него расположено Восточно-Оренбургское поднятие, с которым оно соединяется посредством Павловского прогиба. Соль-Илецкое поднятие имеет клинообразную форму с широким (140 км) субширотным основанием на севере. Структурные поверхности поднятия погружаются в юго-восточном и восточном направлении. Субширотная Иртек-Илекская флексура разделяет поднятие на 2 ступени: приподнятую северную - Оренбургскую, и более погруженную южную — Нагумановскую. Северная ступень осложнена крупной структурой третьего порядка франского возраста — Оренбургским валом. Морфология и размеры Оренбургского вала наиболее контрастно выражены по кровле артинского яруса нижней перми. Протяженность вала равна около 100 км, ширина в центральной части – 18-22 км, амплитуда - до 600 м (Геологическое строение..., 1997). К югу от Оренбургского вала отложения погружаются в Прикаспийскую впадину. Моноклинальное погружение осложнено флексурами, где

амплитуда погружения пород достигает 500 м.

Ранее считалось, что поверхность фундамента на Соль-Илецком поднятии расположена на глубинах 4 км, так как за его поверхность принимали кровлю додевонских отложений. Скважины и новые материалы МОГТ показали, что поверхность фундамента залегает на глубинах более 6 км, а всю сводовую часть поднятия здесь слагают деформированные рифейские отложения складчатого комплекса осадочного чехла.

Салмышская впадина является малой отрицательной структурой южного склона Волго-Уральской антеклизы. Впадина представляет собой узкую неглубокую мульду, вытянутую в северо-западном направлении. На востоке она граничит с Мраковской депрессией Бельской впадины Предуральского прогиба, на севере – с Южно-Татарским сводом, на западе и юге - с Восточно-Оренбургским поднятием. Длина впадины – около 100 км, ширина – 50 км. Она относится к типу окраинных платформенных впадин и раскрывается в Мраковскую впадину Предуральского краевого прогиба. Салмышская впадина заложена в конце раннего рифея, в рифее и венде существовала как грабен, потом приобрела черты платформенной впадины. Как отрицательная структура она проявляется преимущественно в рифейских, вендских и палеозойских отложениях

На субширотных сейсмических профилях она выражена в отрицательных цветковых структурах. По-видимому, она образовалась в процессе кадомской складчатости, когда происходило присдвиговое растяжение вдоль Предуральского разлома (Оренбургский тектонический..., 2013). В дальнейшее время она пассивно заполнялась осадками

Предуральский краевой прогиб представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении линейную зону значительного погружения, расположенную в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и герцинид Урала. Прогиб генетически связан с Уральской складчатой системой, но расположен на платформенном основании. Он развивался, начиная с фаменского яруса, но основное его развитие относится к позднекаменноугольно-пермскому времени, когда с растущего Уральского орогена на платформу начало поступать огромное количество терригенного материала. В поперечном сечении Предуральский прогиб асимметричен. С востока на него надвинуто сооружение Урала. В продольном направлении Предуральский прогиб состоит из нескольких удлинённых впадин глубиной до фундамента от 5—8 до 10—12 км, разделённых поперечными или диагональными перемычками разломного происхождения. На территории изучения расположена самая южная впадина – Бельская,

которая вытянута в меридиональном направлении более чем на 300 км. В его структуре выделяются Западно-Уральская впадина, Стерлитамакско-Ишимбайская седловина и Мраковская впадина, территориально охватывающие соответственно северную, центральную и южную часть Бельской структуры (Казанцев, 1984).

В целом, Предуральский прогиб, заполненный пермской молассой, которая подстилается шельфовыми отложениями Восточно-Европейского континента, можно разделить на следующие части (Пучков, 2000):

1. западная граница прогиба, выраженная цепочкой нижнепермских барьерных рифов, совпадающая с этой границей;
2. внешняя часть прогиба, для которой характерны пологие платформенные структуры или соляные антиклинали и гребни диапирового происхождения;
3. фронтальная линия западновергентных складчато-надвиговых структур орогена;
4. внутренняя часть краевого прогиба, характеризующаяся складчато-надвиговой тектоникой и возможно — присутствием клиновидных поддвиговых структур на границе этой и следующей к востоку зоны;
5. поперечное Каратауское поднятие, делящее прогиб на впадины.

Прикаспийская впадина представляет собой чашеобразную депрессию размерами 800х1000 км. Она располагается в юго-восточном углу Восточно-Европейской платформы, к югу от Волго-Уральской антеклизы. В структуре выделяется наиболее прогнутая ее часть – *Центрально-Прикаспийская депрессия*, с глубиной залегания подсолевых отложений до 12 км и фундамента более 20 км.

Волгоградско-Оренбургская моноклинал представляет собой северную бортовую зону Центрально-Прикаспийской депрессии, структуру перехода от Волго-Уральской антеклизы к Прикаспийской впадине (Леонов, Волож, 2010; Куандыков и др., 2011).

ВЫВОД

Территория расположена в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала на стыке крупных структур, что ведет к сложностям в изучении отложений. Кроме того, нужно отметить, что отложения, на которые делается упор в работе, образовались до появления Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины, территория была частью юго-восточного склона Волго-Уральской антеклизы.



Рис.1.1 Территория изучения на карте тектонического районирования, по [Мкртчян, 1980; Оренбургский тектонический..., 2013]

- 1- Зилаирский синклинирий; 2 – Прикаспийская плита; 3 – фронт передовых скадов Урала; 4 – внешняя граница Предуральского прогиба; 5 – границы структур второго порядка Волго-Уральской антеклизы; 6 – границы структур третьего порядка; 7- границы структур четвертого порядка; 8 – границы структур в пределах Предуральского прогиба; 9 – разрывные нарушения: сбросы (а), надвиги (б); 10– граница России и Казахстана.

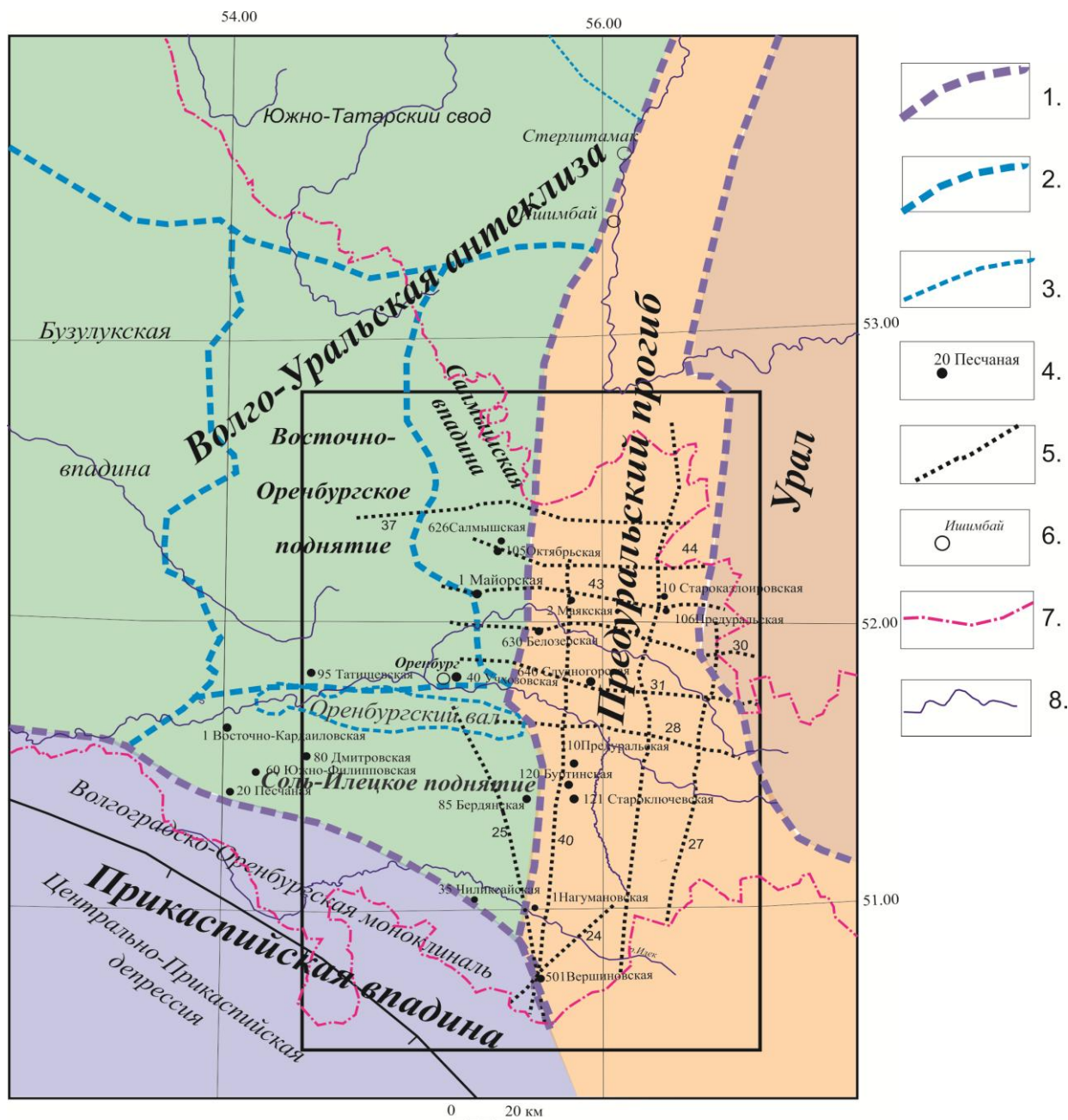


Рис. 1.2 Схема тектонического районирования территории
 1 – границы структур первого порядка; 2 – границы структур второго порядка; 3 – границы структур третьего порядка; 4 – скважины; 5 – региональные сейсмические профили; 6 – города; 7 – граница Оренбургской области; 8 – реки.

Глава 2. Состояние изученности юго-востока Восточно-Европейской платформы

Территория исследований покрыта геологическими, структурно-геологическими, геоморфологическими съемками различных масштабов, на ней проведен также значительный объем структурного бурения и геофизических исследований. По результатам проведенных исследований получены разнообразные сведения о геоморфологии, литологии, стратиграфии и тектонике района.

Систематические геологоразведочные работы начались в 30-е годы XX столетия, когда начали добывать нефть (Оренбургский тектонический..., 2013).

Геологическими и структурно-геологическими съёмками (1934-1984г.г.) масштаба 1:100000, 1:50000 и 1:25000 были изучены стратиграфия и литология верхнепермских, нижнепермских и среднекаменноугольных отложений, выходящих на дневную поверхность, и отмечено развитие соляно-купольной тектоники в Предуральском прогибе. Материалы геологических съемок периодически обобщались, анализировались и уточнялись, что приводило к новым представлениям о строении района.

Ранние гравиметрические и магнитометрические исследования решали задачи тектонического районирования (Битюков М.Г., 1948-52; Мишкевич В.Н., 1949; Горюхин С.К., 1955; Верхотина А.П., 1949-50 и др.). По ним были намечены границы Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской синеклизы, Предуральского прогиба и западной границы складчатого Урала. Особенности фундамента ранними грави- и магнитометрическими работами не изучены из-за искажающего влияния соляной тектоники на геофизические поля (Альберт, 2003).

2.1. Изученность сейсморазведкой

Основная роль в изучении глубинного строения осадочного чехла принадлежит сейсморазведочным исследованиям, которые проводятся и в настоящее время (рис.2.1). Следует отметить, что на юго-востоке Восточно-Европейской платформы основная часть сейсмических работ МОГТ проведена еще в период становления метода. Временные разрезы тех лет низко информативны и не соответствуют современным требованиям. Структурные формы подсолевых отложений определялись со значительными ошибками вследствие искажающего влияния развитой здесь соляной тектоники. Отработанные в последние годы на современном технико-методическом уровне региональные профили

позволили установить новые особенности геологического строения зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой системы, особенно касающиеся дизъюнктивных нарушений, блоково-ступенчатого строения фундамента и осадочного чехла.

В Оренбургской области региональные сейсмические исследования методами КМПВ, ОГТ начали проводиться с конца 70-х годов НПО «Нефтегеофизика». В результате проведенных региональных сейсмических исследований КМПВ-МОГТ в период с 1978 по 1984 год, проводившихся по планомерному изучению глубинного строения Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской синеклизы и Предуральского прогиба, показана ведущая роль блоковой структуры фундамента в формировании крупных структур в осадочном чехле. Наиболее приподнятым блокам по поверхности фундамента отвечают известные нефтегазоносные структуры подсолевого палеозоя (Оренбургский вал, Нагумановское поднятие и др.) (Политыкина и др., 2007). Глубина фундамента определялась, соответственно, в 3,6-3,7 и 6,5 км. В настоящее время известно, что фундамент в районе Оренбургского вала и Нагумановского поднятия залегает на глубинах больших, чем предполагалось этими работами. Скв. 1 Красный Яр, 1 Ордовик с забоями, соответственно, 5328 м, 4804 м остановлены в отложениях ордовика, а скважина 501 Вершиновская (забой 7005 м) – в отложениях нижнего девона.

С 1989г. и по настоящее время региональные профильные исследования методов ОГТ проводятся Оренбургской геофизической экспедицией: профили 451089-90 (Медногорский), 222599-02 ШП, 231098-2000 ШП, 241098-2000 ШП, 252501-02 ШП, 262501-02 ШП, 281003, 270704 ШП, 500701-03, 430504-05, 370505 ШП, 400506-07 ШП, 410506-07 ШП, 300506-07, 310506-07, 440506-07. Таким образом, к настоящему времени выполнено 32 региональных профиля МОГТ. Материалы этих работ отличаются существенным повышением качества по сравнению с предшествующими, однако, сложность прослеживания глубоких границ, особенно додевонских, остаётся.

Региональный профиль 451089-90 (Медногорский) отработан через Предуральский прогиб и Западно-Уральскую складчатую область до сочленения ее с Центрально-Уральским поднятием с целью определения основных этапов геотектонического развития передовых складок Урала и его сочленения с Предуральским прогибом для выявления зон возможного нефтегазонакопления. По результатам площадных работ составлены структурные карты масштаба 1:50000 по отражающим горизонтам Кн, А, схематическая структурная карта по отражающему горизонту Б, сводные структурные карты по отражающим горизонтам Д?, Д₁?, сопоставляемым соответственно с кровлей кунгурского яруса, с карбонатной пачкой артинского яруса, предположительно с кровлей башкирского

яруса, предположительно с кровлей терригенного девона.

В 1999-2003 гг. проводились региональные сейсморазведочные работы МОГТ по профилям 6, 8, 22 в пределах Соль-Илецкого выступа и зонах его сочленения с Прикаспийской синеклизой и Предуральским прогибом и зоной сочленения Предуральского прогиба с передовыми складками Урала (Альберт, 2003). Подтверждено блоково-ступенчатое погружение фундамента в сторону Прикаспийской синеклизы и в Предуральский прогиб. Подтверждена разрывная тектоника палеозойских отложений, выделены антиклинальные перегибы в отложениях девона, карбона и нижней перми. В восточной части Предуральского прогиба выделен Восточно-Предуральский разлом, по которому происходит сочленение прогиба с передовыми складками Урала.

Также были проведены региональные сейсморазведочные работы в пределах Предуральского прогиба и в зоне его сочленения с Соль-Илецким сводом и передовыми складками Урала (профили 25, 26). По осадочному чехлу и фундаменту выделены: Яйсанский блок, Южно-Илекская ступень, Нагумановский блок, Каменно-Копанский блок, Комаровско-Черниговская ступень, Оренбургский блок, Урало-Илекский блок, зона передовых складок Урала.

По региональному профилю 26 уточнено геологическое строение зоны сочленения Предуральского прогиба с передовыми складками Урала. Фиксируется наиболее крупный разлом на границе Предуральского прогиба и передовых складок Урала, который проходит по выходам артинских отложений на поверхность (Восточно-Предуральский разлом), с запада ограничивающий Актакальскую складку. Осадочная толща подсолевых отложений восточной части Предуральского прогиба и передовых складок Урала разбита многочисленными нарушениями различной амплитуды.

В 2003 году проводились работы по региональному профилю 281003 с целью изучения юга Предуральского прогиба, прогноза нефтеперспективных зон. По профилю 281003 впервые прослежен (условно) отражающий горизонт Ф?, который погружается на восток, за счет опусканий по системе разломов и регионального наклона. Затем, по нарушениям типа взброса фундамент испытывает подъем под передовые складки Урала. Наиболее крупный разлом типа надвига фиксируется на границе Предуральского прогиба и передовых складок Урала и проходит по выходам артинских отложений на поверхность (Восточно-Уральский разлом). Выделен Акбулакский разлом. В восточной части профиля проявляются Курмаинская, Новоивановская и Ново-Уральская передовые складки.

В 2004-2005 гг. проведены региональные сейсморазведочные работы МОГТ 2Д по профилю 430504-05 для уточнения геологического строения Предуральского прогиба (Кондрашова, 2005). В результате подтверждено блоково-ступенчатое строение

фундамента. Выделены ступени и блоки фундамента, разделенные тектоническими нарушениями. По поверхности фундамента закартировано наличие предполагаемого грабена (рифта), заполненного мощной толщей осадочных пород, предположительно, додевонского возраста, который может быть очагом нефтегазообразований. Подтверждены ранее выявленные объекты и выделены новые, которые могут служить основой для постановки более детальных площадных работ. Установлена разрывная тектоника палеозойских отложений, выделены предполагаемые органогенные постройки.

В 2006-2007 гг. в пределах Предуральского прогиба проведены региональные сейсморазведочные работы МОГТ 2Д, ШП по профилям 400506-07 ШП, 410506-07 ШП, 300506-07, 310506-07, 440506-07 в комплексе с гравиметрическими исследованиями (Конрашова, 2007). В результате работ изучено геологическое строение Предуральского краевого прогиба, смежных территорий Восточно-Оренбургского сводового поднятия и Западно-Уральской внешней зоны складчатости.

Установлено региональное ступенчато-блоковое погружение отражающего горизонта Ф? в восточном направлении. В зоне сочленения восточного борта Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской внешней зоны складчатости по поверхности фундамента выделен предполагаемый грабен-рифт, заполненный верхнепротерозойским комплексом отложений, толщина которого здесь максимальная (10100-14400м). Наибольшая глубина составляет минус 18200м. Установлено региональное ступенчато-блоковое погружение горизонтов осадочного чехла в центральную часть Предуральского краевого прогиба с последующим воздыманием их на восток в районе восточного (внутреннего) борта (Патяева, 2008).

В целом, региональные сейсмические работы создали сеть профилей с расстояниями между ними 10 - 25 км. Полученные временные разрезы освещают строение всего осадочного комплекса, включая отложения ордовика, рифей-венда, и кристаллического фундамента. Наличие глубоких скважин позволяет выполнить привязку отражающих горизонтов и их обоснованную корреляцию. Однако, вследствие сложных условий (большая глубина залегания, солевая тектоника, искажающая сейсмический рисунок, неравномерная изученность скважинами, низкий выход керна, фациальная изменчивость отложений) остаются вопросы и спорные моменты в строении дофранского комплекса осадочного чехла.

Таблица 2.1. Региональные сейсмические профили МОГТ

№п/п	Профиль	Размещение	Протяженность, Км	Геологические задачи
1	25/25/01-02	От границы с Казахстаном, через Соль-Илецкое поднятие	130	Изучение геологического строения зоны сочленения Соль-Илецкого свода и Предуральского прогиба.
2	26/25/01-02	От Соль-Илецкого поднятия, через Предуральский прогиб до передовых складок Урала	120	Изучение геологического строения Предуральского прогиба и характера его сочленения с Соль-Илецким поднятием и передовыми складками Урала.
3	28/10/03	Вдоль южной части Предуральского прогиба.	105	Изучение геологического строения южной части Предуральского прогиба и характера его сочленения с Соль-Илецким поднятием и передовыми складками Урала.
4	27/07/04	От границы с Казахстаном вдоль Предуральского прогиба	120	Изучение юга Предуральского прогиба, прогноз нефтегазоперспективных зон.
5	37/05/05	Зона сочленения Восточно-Оренбургского поднятия и западного борта Предуральского прогиба.	125.4	Изучение зоны сочленения Восточно-Оренбургского сводового поднятия и западного нижнепермского карбонатного бортового уступа Предуральского прогиба, выявление рифогенных построек, уточнение ресурсной базы УВ изучаемой территории.
6	43/5/04-05	Восточный склон Восточно-Оренбургского поднятия далее на восток через Предуральский прогиб до границы с Башкортостаном.	105	Уточнение строения Предуральского прогиба, трассирование нижнепермского карбонатного бортового уступа, выявление рифогенных построек, уточнение ресурсной базы УВ изучаемой территории
7	451089-90 (Медногорский)	Через Предуральский прогиб и Западно-Уральскую складчатую область	79	Определения основных этапов геотектонического развития передовых складок Урала и его сочленения с Предуральским прогибом для выявления зон возможного нефтегазонакопления
8	400506-07 ШП	От границы с Казахстаном вдоль Предуральского прогиба до границы с Башкортостаном	226	Изучение Предуральского прогиба, смежных территорий Восточно-Оренбургского сводового поднятия и Западно-Уральской внешней зоны складчатости.
9	410506-07 ШП	От границы с Казахстаном вдоль Предуральского прогиба до границы с Башкортостаном	217	
10	300506-07	Через юг Салмышской впадины и Предуральский прогиб	114	
11	310506-07	Через юг Салмышской впадины и Предуральский прогиб	123	

Таблица 2.1. Региональные сейсмические профили МОГТ

№п/п	Профиль	Размещение	Протяженность, Км	Геологические задачи
12	440506-07	Через центральную часть Салмышской впадины и Предуральский прогиб	87	Изучение сочленения Салмышской впадины и Предуральского прогиба.
13	6	От внутренней прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы через Соль-Илецкое сводовое поднятие до южного крыла Оренбургского вала	97,5	Изучение сочленения Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской синеклизы и Предуральского прогиба, выявление, прослеживание структурных зон регионального значения, прослеживание разломов
14	8	От внутренней прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы через Соль-Илецкий свод и Оренбургский вал	90,8	
15	22	Во внутренней зоне Прикаспийской синеклизы, пересекает южный клин Соль-Илецкого свода и Предуральский прогиб	251,2	
16	7	Башкортостан. Через Салмышскую впадину, Южно-Татарский свод, Благовещенскую впадину и Башкирский свод.	505	Изучение строения и соотношения структурных планов палеозойских, вендских и рифейских осадочных толщ на востоке Русской платформы на территории Башкортостана, уточнение представления о строении и развитии Камско-Бельского авлакогена
17	Южно-Уральский (Шихан)	Башкортостан	203	Изучение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала
18	4	Башкортостан	124	
19	14	Башкортостан. Через Мраковскую депрессию Предуральского прогиба.	60	Новые данные о строении Предуральского прогиба
20	10	Башкортостан. Через Мраковскую депрессию Предуральского прогиба.	53	Новые данные о строении Предуральского прогиба
21	3ШП		67	Изучение строения зоны сочленения Соль-Илецкого поднятия с Прикаспийской впадиной
22	23	Через юго-западное крыло Соль-Илецкого поднятия	58	
23	6ШП		100	

2.2. Изученность бурением

Наиболее ценную информацию для изучения геологического строения содержат материалы бурения и сопровождающие его ГИС. В районе изучения первые буровые работы начались в 1932 году. В результате выполнен значительный объем структурного, поискового, параметрического, разведочного и эксплуатационного бурения. В основном бурение сосредоточено на месторождениях, поэтому изученность территории бурением неравномерная.

В последние годы объём параметрического бурения заметно сократился. Пробурены единичные скважины на Северо-Бузулукской, Южно-Филлиповской, Марьевской, Нагумановской, Южно-Кардаиловской, Северо-Дмитриевской, Каинсайской, Буранной, Южно-Линевской, Вершиновской и других площадях. Целью бурения параметрических скважин являлось подтверждение бурением крупных тектонических элементов, получение параметров для геофизических исследований, стратификации сейсмических горизонтов, изучение регионального соотношения структурных планов, изучение разрезов, выявление коллекторов и покрышек, установление генезиса поднятий, создание геологических моделей (Политыкина, 2007).

В районе Предуралья краевого прогиба и Соль-Илецкого выступа кристаллический фундамент глубоким бурением не вскрыт. В пределах Восточно-Оренбургского сводового поднятия поверхность фундамента изучена единичными скважинами.

Рифей-вендские отложения в пределах Восточно-Оренбургского сводового поднятия пробурены в достаточно большом объеме. Бурением установлено, что рифей-вендские отложения представлены пестроцветными песчаниками бавлинской свиты, которая включает аргиллиты, алевролиты и песчаники, вскрытая толщина колеблется от 3 до 833 м (Политыкина, 2007). Однако эти скважины поисковые, поэтому подробные данные о них у нас отсутствуют.

В зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала рифейские отложения вскрыты в северной части Бельской впадины. Они пройдены единичными скважинами с очень низким выходом керна. К примеру, верхнерифейские отложения вскрыты скважинами 5 Шихан, 6 Ахмерово, 7 Месягутово и др., но полностью перебурены только в обрамлении прогиба скважинами 62 Кабаково и 1 Леуза (Романов, Ишерская, 2006).

Отложения ордовика в Оренбургской области имеют ограниченное распространение. Присутствие их установлено глубоким бурением на территории Соль-Илецкого свода, южной части Восточно-Оренбургского сводового поднятия и

Предуральского краевого прогиба, где ордовикский терригенный комплекс вскрыт небольшим количеством скважин.

Большая часть скважин расположена в северной части Соль-Илецкого поднятия – 13 скважин (80 Димитровская, 102 Западно-Оренбургская, 16 Красноярская, 85 Бердянская, 28 Краснохолмская, 1 Красный Яр, 501 Лихтинская, 1, 2 Ордовикские, 17, 66, 302, 324 Оренбургский вал), 10 из которых пробурены в пределах Оренбургского вала. Две скважины (106 Октябрьская и 630 Белозерская) вскрыли отложения ордовика на Восточно-Оренбургском поднятии, и две в Предуральском прогибе (640 Слудногорская, 110 Предуральская).

Впервые ордовикский комплекс вскрыт пробуренной в 1968 году в сводовой части Оренбургского вала параметрической скважиной 28 Краснохолмской. Вместо ожидаемых девонских отложений ниже турнейских известняков, на глубине 2935 (минус 2836) м оказались глинисто-алевритистые породы ордовика.

Наиболее информативными являются материалы, полученные в результате бурения скважин: 28 Краснохолмская, 17, 66, 302 Оренбургских, 80 Димитровская и особенно 1 Красный Яр, 1 и 2 – Ордовикские. Однако, и в этих скважинах палеонтологическая охарактеризованность ордовикских отложений слабая, вследствие чего детальное расчленение их не проведено. Наибольшая вскрытая мощность отложений установлена в скважинах 1 Красный Яр (2026 м), 1 и 2 Ордовикские (2166, 2364 м).

Отложения силура на территории Оренбургской области вскрыты в районе Предуральского прогиба всего в четырех скважинах – 120 Буртинской, 121 Староключевской, 640 Слудногорской и 110 Предуральской. Вскрытая мощность отложений в скважинах 120 Буртинской и 121 Староключевской по разным оценкам составляет от 100 до 120 м.

Девонская система вскрыта многими скважинами в пределах рассматриваемой области. Они разбиты на ярусы и горизонты.

Базальный такатинский горизонт вскрыт скважинами 106 Октябрьская, 95 Татищевская, 80 Димитровская, 60 Южно-Филипповская, 1 Восточно-Кардаиловская, 107 Западно-Оренбургская, 20 Песчаная, 20 Песчаная, скв. 630 Белозерская, 2 Маякская, Колганская. Вязовско-койвенский горизонт нижнего девона пройден скважинами 2 Маякская, скв. 107 Западно-Оренбургская, 120 Буртинская, 85 Бердянская, 110 Предуральская, 106 Предуральская, 120 Предуральская, скв. 640 Слудногорская, 10 Староключевская, 121 Староключевская, 35 Чиликсайская, 501 Вершиновская, скв. 85 Бердянская. Отложения эйфельского яруса вскрыты: 60 Южно-Филипповская, 95 Татищевская, 106 Предуральская, 107 Западно-Оренбургская, 106 Октябрьская, 20

Песчаная, 501 Вершиновская, 1 Нагумановская, 1 Майорская, 626 Салмышская, Колганская, 60 Южно-Филипповская, 10 Староказлаировская, 1 Нагумановская, скв. Каинсайские, 20 Песчаная, 1 Восточно-Кардаиловская. Отложения живетского яруса - скважинами 60 Южно-Филипповская, 20 Песчаная, 35 Чиликсайская, 1 Нагумановская, 501 Вершиновская, Каинсайские, 1 Буранная, 2 Маякская, 1 Майорская, 106 Предуральская, 10 Староказлаировская, 196 Октябрьская, 95 Татищевская, 107 Западно-Оренбургская.

Также нужно отметить, что для лучшего понимания геологического строения региона был составлен ГИС-проект геолого-геофизической изученности. Все доступные профили были соединены горячими связями с файлами, содержащими профили. То есть при нажатии на профиль происходит визуализация этого профиля. Также были привязаны растровые подложки, а именно геологическая (рис.2.3), тектоническая карты (рис.2.4), карта тектонического районирования, структурные карты, точки глубокого бурения. Таким образом, была создана геолого-геофизическая база данных, что облегчает дальнейшую работу с профилями. ГИС-проект помогает быстрее и нагляднее работать с базой данных конкретного района.

Таким образом, вопросы сейсмостратиграфии дофранских отложений зоны сочленения Волго-Уральской антеклизы и складчатых структур Урала рассматривали в своих работах Снисарь (2008), Ардашева (2002, 2004а, 2004б, 2008), Патяева (2008), Кондрашова (2005, 2007), Альберт (2002, 2003), Пучков (2000, 2004, 2013), Светлакова (2004, 2008), Белоконь (2000), Коротков (2006), Политыкина (2007а,б) и т.д. Исследователями были сделаны выводы о блоковом строении фундамента, уточнено строение Камско-Бельского прогиба, подробно рассмотрены отложения от верхнего девона до перми. Однако при интерпретации использовались различные схемы расчленения отложений Западного Приуралья. Это связано с тем, что под маркирующим сейсмостратиграфическим комплексом верхнего девона, залегающим на всех нижележащих отложениях несогласно, исследователи видят разное количество комплексов, вследствие того, что додевонские отложения погружены на большую глубину и вскрыты единичными скважинами.

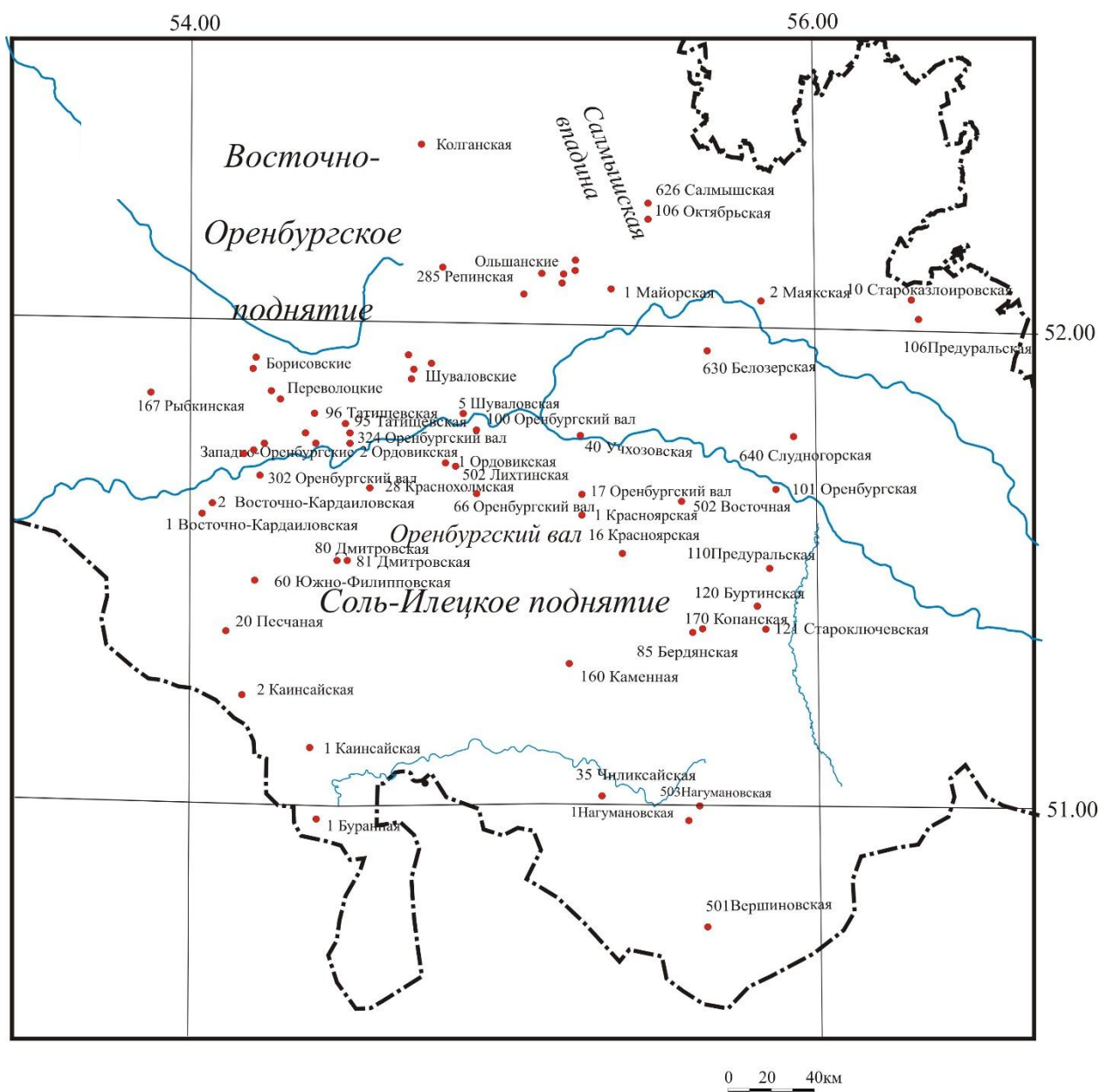


Рис. 2.2 Глубокие скважины, пробуренные на рассматриваемой территории

Таблица 2.2 Глубокие (пар – параметрические) скважины, пробуренные на рассматриваемой территории

№№ скв.	Площадь	Глубина забоя, м	Возраст
Предуральский прогиб			
63	Акбердинская	5618	D1
120пар	Буртинская	4806	S1l
2	Маякская	4400	D1tk
101пар	Оренбургская	3903	D1vz
106пар	Предуральская	5105	D1vz
110пар	Предуральская	4501	O
640пар	Слудногорская	4705	O
10	Староказлоировская	5003	D1vz
121	Староключевская	4775	S2
Прикаспийская синеклиза			
2	Каинсайская	6581	D1tk
1пар	Буранная	6506	D2čv
1пар	Каинсайская	6516	D2bs
Д1	Карачаганакская	6216	D2bs
Соль-Илецкое поднятие			
85	Бердянская	4282	O
1пар	Нагумановская	6007	D2ef2
501пар	Вершиновская	7010	D1tk
502	Восточная	3508	D1vz
1пар	Восточно-Кардаиловская	3710	D1tk
2	Восточно-Кардаиловская	3703	D1tk
80пар	Димитровская	4200	D1tk
81	Димитровская	3850	D1tk
160	Каменная	4200	D1vz
170	Копанская	3820	D1vz
28пар	Краснохолмская	3609	O
1пар	Красный Яр	5328	O
16пар	Красноярская	3928	O
501	Лихтинская	2747	O
1	Ордовик	4804	O
2	Ордовик	5190	R-V ₁
17	Оренбургский вал	3105	O
66	Оренбургский вал	2801	O

100	Оренбургский вал	3386	O
302	Оренбургский вал	2912	O
324	Оренбургский вал	3080	O
20	Песчаная	5705	D1tk
35	Чиликсайская	6312	D1tk или O
60пар	Южно-Филипповская	5276	D1tk
Восточно-Оренбургское валообразное поднятие			
1	Белоглинская	4608	S
3	Белоглинская	4652	S
630пар	Белозерская	4232	D1tk
12	Восточно-Ольшанская	3900	D1tk
102	Зап.Оренбургская	3080	O
103	Зап.Оренбургская	3608	D1tk
104	Зап.Оренбургская	3653	D1tk
105	Зап.Оренбургская	3802	D1tk
106	Зап.Оренбургская	3785	D1tk
107	Зап.Оренбургская	3762	D1tk
1	Майорская	4062	O
106пар	Октябрьская	4105	D1tk
300	Ольшанская	3870	D1tk
301	Ольшанская	3980	V2
302	Ольшанская	3949	D1tk
303	Ольшанская	3940	D1tk
304	Ольшанская	3890	D1tk
90	Переволоцкая	4047	D1tk
626пар	Салмышская	4040	D1tk
95пар	Татищевская	3942	S
96	Татищевская	3911	D1tk
40пар	Учхозовская	3700	D1tk
5	Шуваловская	3814	O

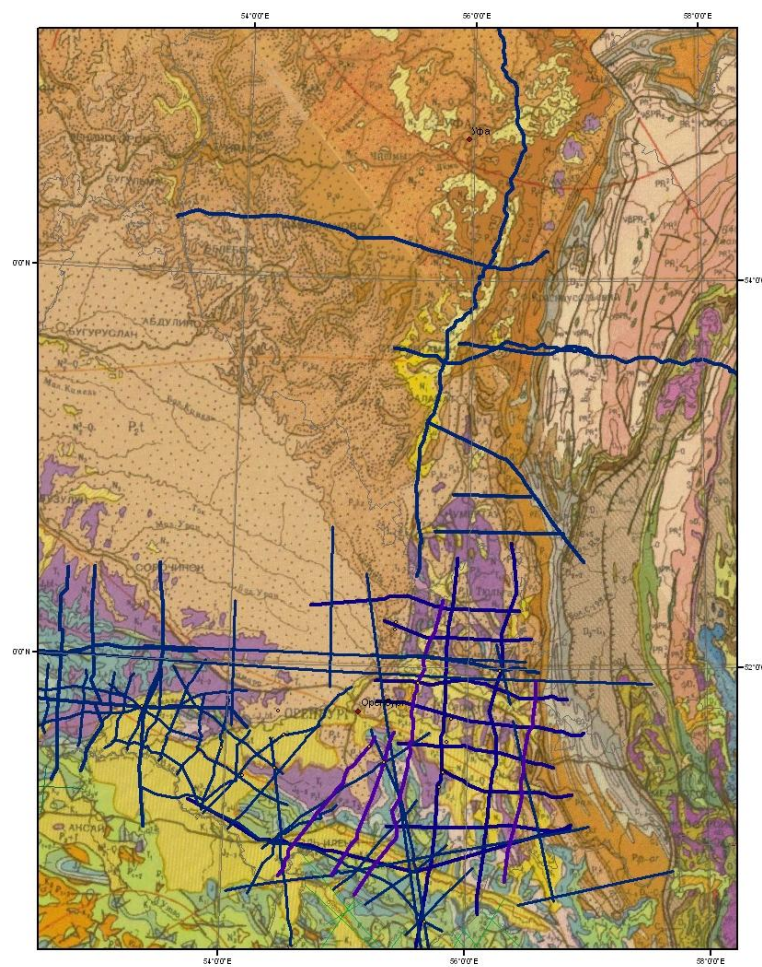


Рис. 2.3 Схема геофизической изученности на геологической карте

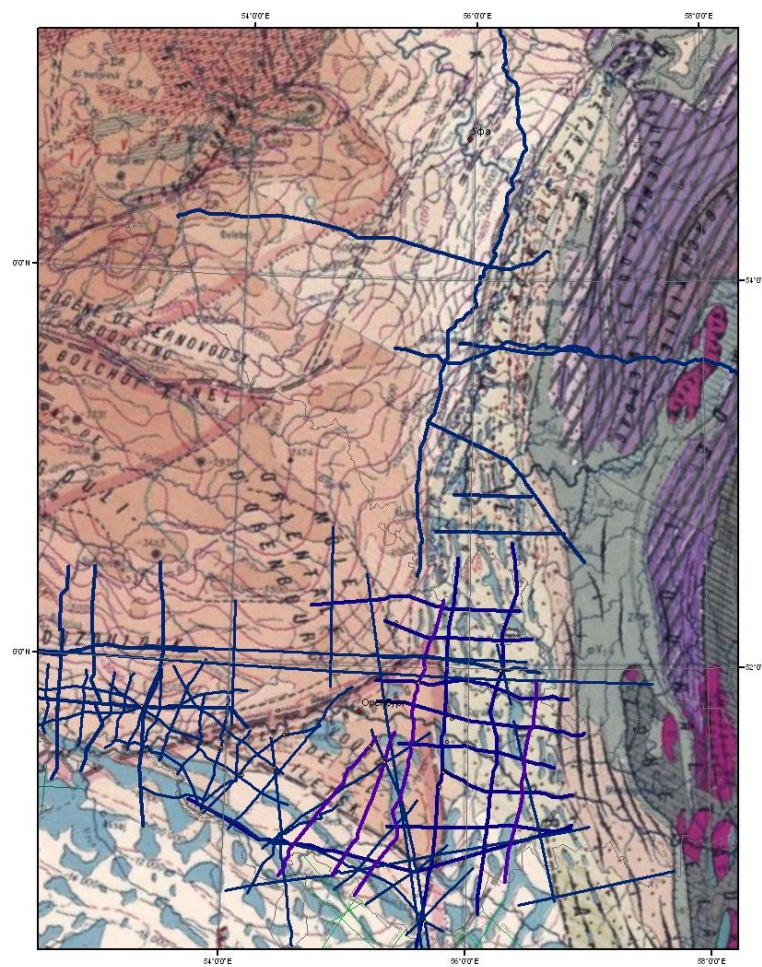


Рис. 2.4 Схема геофизической изученности на тектонической карте

Вопросы геологии, тектоники и нефтегазоносности южной части Камско-Бельского прогиба в разное время в своих работах освещали: Волож Ю.А. и др. (2010), Ишерская (2006), Казанцев Ю.В. (1984), Меламуд Е.Л. (1981), Пучков В.Н. (2000, 2010), Светлакова А.Н. (2004, 2008), Шатский Н.С. (1964), Белоконь Т.В. (2000) и т.д.

Однако, несмотря на долгое изучение, многие проблемы стратиграфии нижних горизонтов из-за бедности отложений органическими остатками и трудностей корреляции по скважинам остаются не решенными. Кроме того, рифейско-нижнепалеозойская часть разреза в настоящее время слабо изучена бурением из-за большой мощности вышележащих средне- и верхнепалеозойских отложений.

ВЫВОД

Территория покрыта сетью региональных и поисковых профилей и глубоких параметрических и поисковых скважин. Имеющийся геолого-геофизический материал достаточно хорошо и подробно раскрывает строение верхних горизонтов осадочного чехла, начиная с верхнедевонских отложений. Нижняя часть разреза (рифейско-среднедевонские отложения), которая вскрыта единичными скважинами, изучена фрагментарно и требует дополнительного рассмотрения.

Глава 3. Методы изучения, используемые в работе

3.1. Сейсмостратиграфия

Сейсмостратиграфия как новое геолого-геофизическое направление исследований осадочных бассейнов была основана в середине 70-х годов американскими геофизиками П.Р. Вейлом с соавторами (Сейсмическая стратиграфия..., 1982; Seismic Stratigraphy..., 1977; Шлезингер, 1998; Шлезингер, 2011). Главной задачей сейсмостратиграфии является извлечение геологической информации из временных сейсмических разрезов отраженных волн. Объектами ее изучения являются субгоризонтально залегающие слоистые тела, сформированные в результате взаимодействия тектонических, седиментационных процессов и колебаний уровня моря. Фактическую базу составляют временные сейсмические разрезы отраженных волн метода общей глубинной точки (МОГТ), непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и высокочастотное акустическое профилирование (Шлезингер, 1998). В работе автор использовала разрезы МОГТ.

Горные породы отличаются по упругим свойствам и поэтому обладают различными скоростями распространения упругих волн. Это приводит к тому, что на границах слоев, где скорости меняются, могут образоваться отраженные, преломленные, рефрагированные, дифрагированные и другие волны, регистрируя которые на земной поверхности, можно получить информацию о скоростном разрезе, а по нему судить о геологическом строении (Хмелевской, 1997). Гладкие (зеркальные) отражения, связанные с напластованием пород, имеют строго фиксированный относительный возраст образования слоев. Шероховатые отражения, приуроченные к поверхностям несогласий, датируются определенным возрастным диапазоном. Его нижний предел всегда моложе подстилающих слоев (и соответствующих отражений) и древнее покрывающих слоев. Это положение об изохронности полученных геофизическими методами сейсмических отражений (осей синфазности), выявленных в осадочном чехле, лежит в основе решения задач сейсмостратиграфии. Также сейсмостратиграфия базируется на положении о связи рисунка сейсмической записи с вещественным составом отложений. Согласно этому положению, рисунок сейсмической записи позволяет прогнозировать вещественный состав пород. Однако он достаточно субъективен и требует по возможности контроля бурением.

Самыми крупными сейсмостратиграфическими подразделениями земной коры являются консолидированная кора и осадочный чехол. Осадочный чехол характеризуется регулярным волновым полем и служит предметом сейсмостратиграфического анализа. В свою очередь, он подразделяется на следующие геодинамические комплексы: складчатый,

доплитный и плитный. Основными критериями для их выделения служат: а) характер распространения, б) интенсивность деформаций, в) соответствующая сейсмическая характеристика. *Складчатый геодинамический комплекс* отличается прерывистым распространением и значительной деформированностью, что выражается на профиле в спорадических отражающих горизонтах. К его подошве приурочена опорная преломляющая граница, фиксирующая кровлю консолидированной коры. *Доплитный геодинамический комплекс* характеризуется фрагментарным распространением, повышенной деформированностью и ухудшением сейсмической записи. *Плитный геодинамический комплекс* имеет повсеместное развитие на территории бассейна. Для него характерна динамически выраженная волновая запись. Доплитный и плитный осадочные чехлы обычно разделяет поверхность регионального несогласия (Шлезингер, 1998).

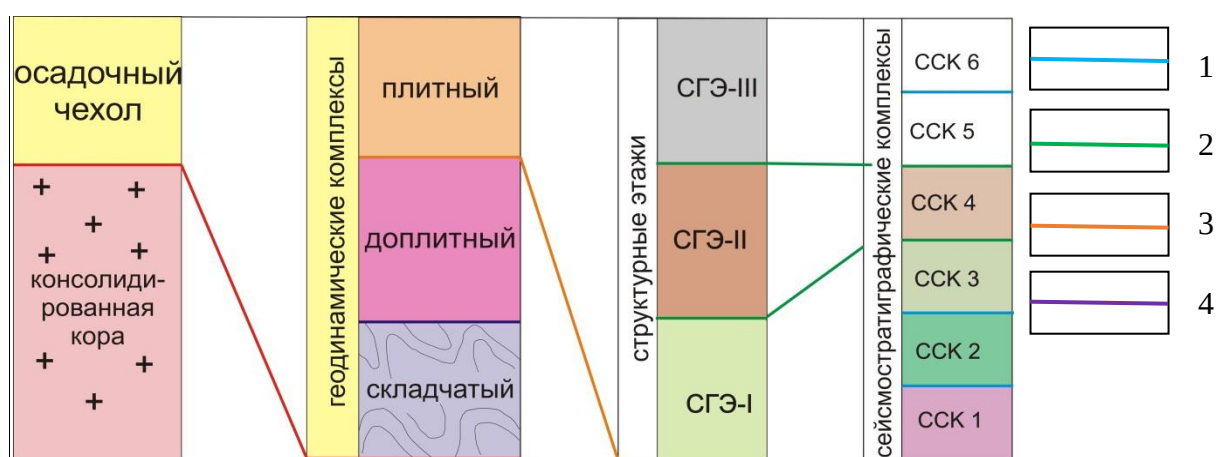


Рис.3.1 Сейсмостратиграфические подразделения.

Типы несогласий: 1 – эрозионно-седиментационное, 2,3 – угловое, 4 – складчатое.

Основной единицей в сейсмостратиграфическом анализе является сейсмический комплекс (ССК), соответствующий осадочному комплексу. Он представляет собой геологическое тело, сложенное согласной последовательностью генетически взаимосвязанных слоев и ограниченную в кровле и подошве несогласиями (рис.3.1) (Mitchum et al., 1977). Чтобы выделить и точно прокоррелировать осадочный комплекс, необходимо установить и проследить его границы. Такими границами обычно служат несогласия. Несогласной считается поверхность эрозии либо перерыва в седиментации, которая отделяет более молодые слои разреза от более древних и соответствует относительно длительному отсутствию осадконакопления (по крайней мере слоями не представлена некоторая коррелируемая часть геохронологического подразделения). На

сейсмическом профиле несогласия выделяются посредством анализа участков, где оси синфазности перестают прослеживаться. Как правило, они являются реперными отражениями, прослеживаемыми через весь осадочный бассейн. Седиментационные комплексы полностью соответствуют сеймостратиграфическим, выделенным в волновом поле по несогласиям и привязанным по каротажным данным к скважинам.

Следующим сеймостратиграфическим подразделением более высокого порядка является сейсмогеологический этаж (СГЭ). Это возрастное подразделение, ограниченное в кровле и подошве поверхностями угловых несогласий и отличается единством структурного плана (Шлезингер, 1998). Формированию каждого нового СГЭ предшествует перестройка структуры региона, которая приводит к отмиранию старой и заложению новой системы бассейнов (Оренбургский тектонический..., 2013).

Также необходимо отметить, что не все изохронные границы являются хронозначимыми (рис.3.2). К примеру, крупная хронозначимая граница между консолидированной корой и осадочным чехлом является разновозрастной.

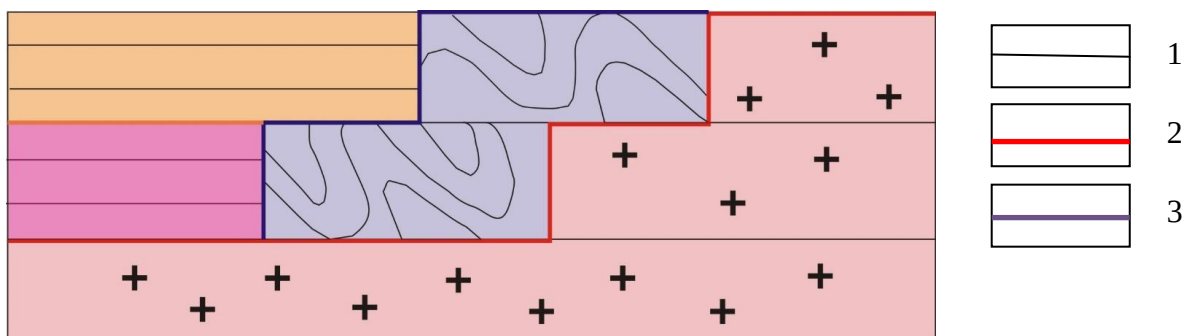


Рис.3.2. Схема, показывающая неизохронность некоторых хронозначимых границ.

1 – изохронные границы; хронозначимые границы: 2 – между консолидированной корой и осадочным чехлом, 3 – между складчатым и плитным геодинамическими комплексами.

В целом техника сеймостратиграфического анализа состоит в следующей процедуре (Vail et al., 1977; Basin evaluation..., 1991; Геоисторический и ..., 1999):

- 1) анализ сейсмического профиля и выделение сейсмических секвенций (последовательностей, серий), т.е. выделение границ в полях волновой картины;
- 2) корреляция с данными имеющихся скважин и привязками волновой картины к реальным геологическим границам;

- 3) выделение и анализ сейсмических фаций;
- 4) интерпретация литофаций в связи с сейсмическими секвенциями;
- 5) окончательная интерпретация и выделение стратиграфических единиц.

В России значительный вклад в развитие методики сейсмостратиграфии внесли А.Е. Шлезингер, Ю.А. Волож, В.Я. Кунин, К.О. Соборнов, Ю.Б. Гладенков, Ф.И. Хатьянов, Л.С. Маргулис.

Сейсмостратиграфию отличают небольшие финансовые затраты, быстрота получаемых результатов, их наглядность, масштабность и глубинность исследований (Шлезингер, 1998).

Автором совместно с группой исследователей ГИН РАН под руководством Ю.А.Воложа была проведена геологическая интерпретация ряда региональных сейсмических профилей. Основными источниками информации являлись фондовые материалы ФГУНПП "Росгеолфонд". Большинство неинтерпретированных профилей МОГТ и данных глубокого бурения было предоставлено ОАО НПО «Нафтаком». Корреляция разрезов рассмотренных региональных профилей позволила создать единую сейсмостратиграфическую модель глубоких отложений Восточно-Оренбургского и Соль-Илецкого поднятий и Бельской впадины Предуральяского прогиба.

3.2. Методы реконструкции палеогеографической обстановки.

Основные выводы об эволюции осадочного бассейна были сделаны с помощью фациального анализа. Фациальный анализ – это комплексные исследования, помогающие определить условия формирования горных пород в прошлом. Он складывается из лито- и биофациального анализов, а также из анализа общегеологических данных (площади распространения, мощности, переходов по простиранию и т.д.) (Геоисторический и ..., 1998). Впервые термин «фация» (от лат. *facies* - лицо, облик, вид) был применен в 1938 г. швейцарским геологом А. Грейсли. Под фациями он понимал отложения разного состава, имеющие одинаковый возраст и сменяющие друг друга по горизонтали. В настоящее время значительная часть исследователей дает следующее определение фации – это горные породы (осадки), возникшие в определенной физико-географической обстановке и отличающиеся от состава и условий образования смежных одновозрастных пород (Короновский, Якушова, 1991).

Основой фациального анализа является изучение горных пород и ископаемых организмов, в нем выделяются два необходимых и тесно связанных метода: литологический и биомический (биофациальный) анализы.

Литологический анализ базируется на изучении состава разновозрастных комплексов отложений, особенностях структуры и текстуры пород, геохимии, а также их изменчивости в пространстве. Вещественный состав осадочных пород позволяет судить о среде формирования, климатических условиях, составе и степени удаленности источника сноса.

Размер обломков, сортировка обломочного материала, степень окатанности дает информацию о степени удаленности обломочного материала от источника сноса, длительности и скорости переноса.

По текстурам осадочных пород можно узнать о движении воды или воздуха, обусловившем перенос и отложение осадочного материала, о типах и направлениях течений, о скорости осадконакопления и поступления материала.

Основой проведения биофациального анализа являются ископаемые организмы и следы их жизнедеятельности. По биоценозу можно сделать выводы о солености, температуре, свете, газовом режиме, глубине, движении воды и составе грунта. Каждый из этих параметров отражается в морфологии организма (т.е. размерах раковины, ее толщине и т.п.), в многообразии видов, влияет на расселение организмов по площади водоема.

Для проведения фациального анализа на рассматриваемой территории были тщательно изучены данные порядка 30 глубоких параметрических и 100 поисковых и разведочных скважин. Были взяты данные Н.А. Ивановой, С.П. Макаровой (описание керна, шлифов, фауны), а также материалы из опубликованных и фондовых (Кондрашова, 2005, 2006; Лобзинов, 1987; Политыкина, 2007; Белоконь, 2001; Коротков, 2006; Дроздов, 2007) источников. К сожалению, большая глубина залегания рассматриваемых отложений и связанная с этим редкая сеть скважин позволили провести фациальный анализ только для девонских отложений.

Кроме того, для восстановления истории развития была проведена палеогеологическая реконструкция по субширотному профилю (№25, через Соль-Илецкое поднятие). Основным принципом восстановления истории погружения является последовательное снятие слоя за слоем. В целом, это техника восстановления истории погружения фундамента осадочного бассейна в геологическом времени, с учетом уплотнения пород с глубиной, изменения палеоглубин и колебаний уровня моря.

Процедура состоит из следующих этапов:

- интерпретация сейсмического профиля, прослеживание непрерывных сейсмогеологических границ;
- перевод временного сейсмического разреза в глубинный;
- оценка уровня моря для каждого этапа осадконакопления;

- оценка уплотнения пород с глубиной;
- снятие слоя за слоем.

ВЫВОДЫ

1. Для изучения структуры в условиях малого количества скважин использовался метод сейсмостратиграфического анализа, базирующийся на двух основных принципах: изохронность типовых отражений и связь рисунка сейсмической записи с вещественным составом отложений
2. Внутри осадочного чехла на уровне региональных работ выделяются следующие иерархические сейсмостратиграфические подразделения (от крупных к мелким) (рис.3.1): осадочный чехол → геодинамические комплексы → сейсмогеологические (или структурные) этажи, разделенные этапами крупных перестроек → сейсмостратиграфические комплексы.
3. Для ниже- и средневонских отложений был сделан фациальный анализ. Не было возможности сделать его для более древних отложений из-за отсутствия необходимого количества скважин, пробуравивших рифейско-силурийские породы.
4. Для подсолевых отложений было сделано двумерное моделирование развития осадочного бассейна.

Глава 4. Строение консолидированной коры юго-восточной части Волго-Уральской антеклизы

Фундамент на изучаемой территории изучен лишь магнитометрическими, гравиметрическими, сейсморазведочными и электроразведочными методами. Глубина залегания фундамента в пределах изучаемой территории изменяется от 7000 до 11000 м. Данные последних лет изучения показали, что на востоке Волго-Уральской антеклизы развиты два типа фундамента: архей-нижнепротерозойский и рифейский.

Древняя консолидированная кора развита в западной части территории. Она образует фундамент Восточно-Европейской платформы. Кристаллический фундамент сложен архей-нижнепротерозойскими метаморфическими и магматическими образованиями, которые перекрыты практически не метаморфизованными отложениями рифея. Древность фундамента определяет принадлежность территории к кратону – относительно жесткому, холодному и стабильному участку литосферы повышенной мощности. Окраина кратона пододвинута под Урал и, по данным сейсмопрофиля УРСЕЙС-95, прослеживается, по крайней мере, под осевую часть Магнитогорской мегазоны (Глубинное строение..., 2001).

Восточнее архейско-нижнепротерозойской коры расположены блоки с позднепротерозойским возрастом консолидированной коры. Тиманский (кадомский) складчатый пояс обрамляет с востока Восточно-Европейскую платформу и протягивается от Тимана до Прикаспия (Волож и др., 2010; Пучков, 2010; Оренбургский тектонический..., 2013; Шатский, 1964; Херасков, 1967).

Впервые про существование древних складчатых структур на восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы написал Н.С. Шатский (1937,1946), применив термин «тиманиды» (рис.4.1). Далее эти отложения изучились Н.П. Херасковым (1967) под названием «доуралиды». Н.С. Шатский посчитал, что термин «байкальская орогения» является более универсальным, и он надолго утвердился в качестве практически единственного термина для обозначения этого складчатого сооружения (Пучков, 2010). Однако, В.Н. Пучков (2010) отмечает, что принятие байкалит в качестве орогенической фазы длительностью более 250 млн. лет было бы в наше время непригодно для целей корреляции и можно говорить лишь о длительной байкальской орогенической эпохе. По этой причине, исследователями стали использоваться термины тиманиды или кадомиды как альтернатива байкалитам.

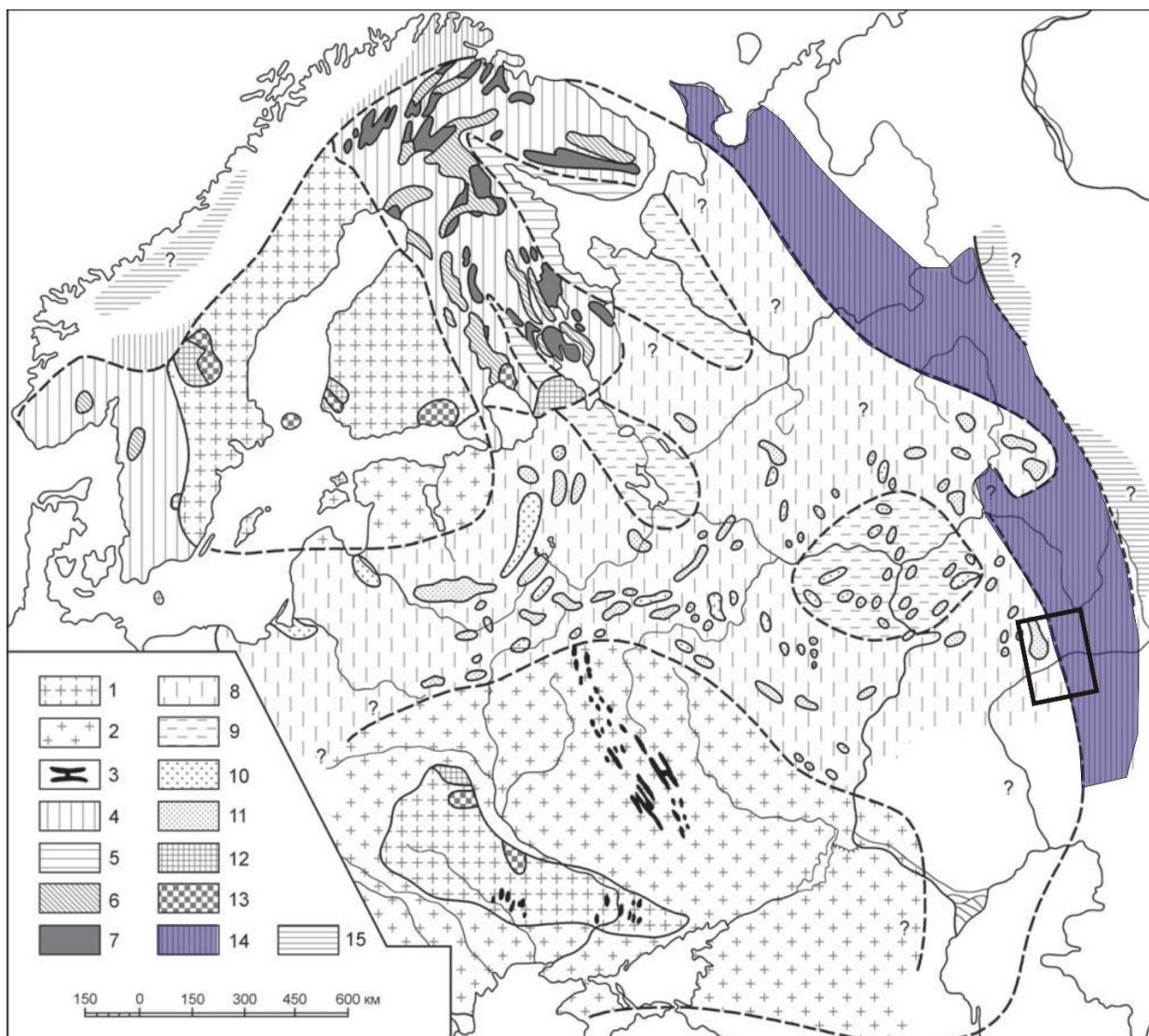


Рис. 4.1 Строение докембрийского основания Восточно-Европейской платформы (Н.С. Шатский [1964] — перепечатка 1946 г.) Взято у В.Н. Пучкова (2010). Прямоугольником показана рассматриваемая территория.

Условные обозначения: 1 — докарельские (архейские) массивы, выходящие на поверхность; 2 — докарельские (архейские) массивы, покрытые осадочным чехлом; 3 — саксаганиды (железистый кварцит), аномалии Z0 — 10 000–20 000 γ (магнетитовые кварциты — магнитные хребты Курских аномалий); 4 — область карельской складчатости, обнажающаяся на поверхности; 5 — внутрикарельские массивы на поверхности; 6 — выходы осадочного карельского комплекса; 7 — выходы эффузивного карельского комплекса; 8 — область карельской складчатости под осадочным чехлом; 9 — внутрикарельские массивы под осадочными образованиями; 10 — аномалии Z0 — 1 000–2 500 γ; 11 — аномалии Z0 — 200–1 000 γ; 12 — иотнийские (овручские) песчаники; 13 — граниты рапакиви; 14 — **область распространения рифейской складчатости (тиманиды, спарагмит)**; 15 — вероятное распространение рифейских формаций типа внутренних частей геосинклинальной области

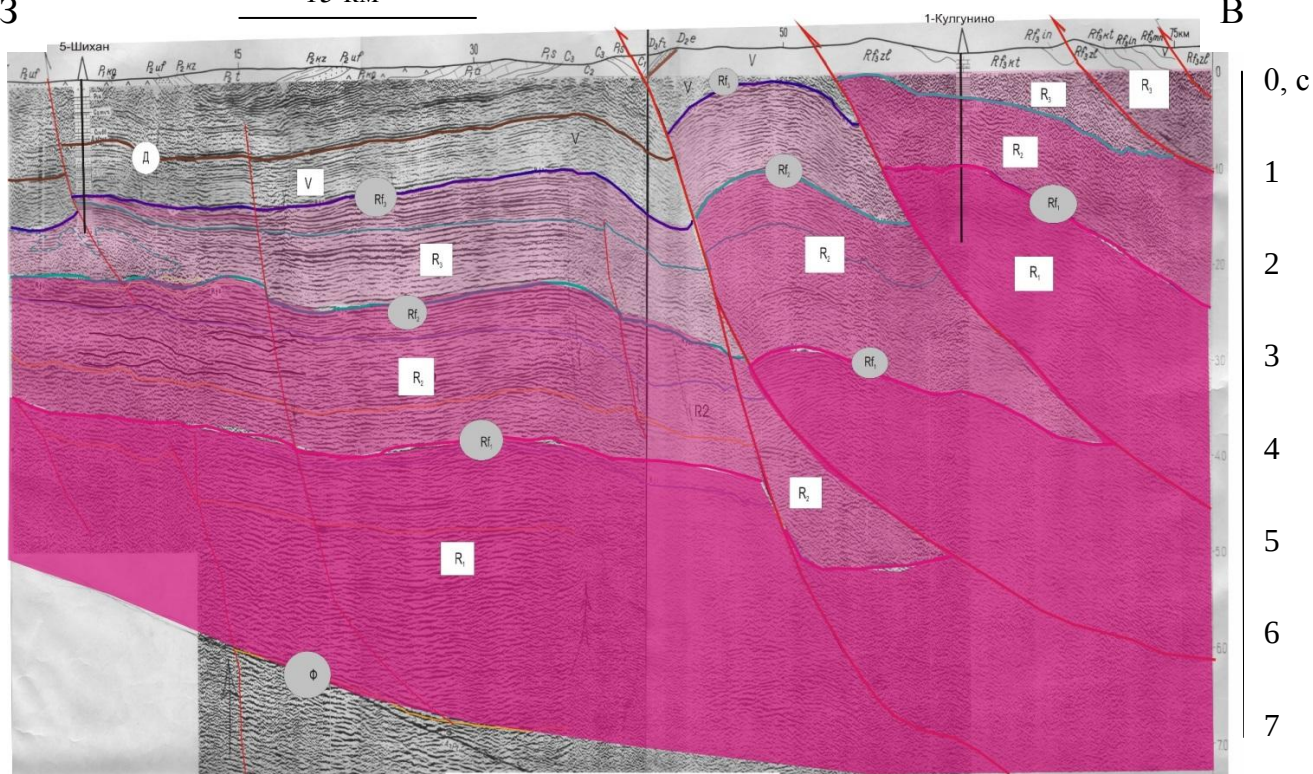


Рис. 4.2 Глубинный разрез по профилю Южно-Уральский (Шихан) (Скрипий, Юнусов, 1989).

На северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы (Тиманский кряж) существование тиманского складчатого сооружения не вызывает сомнений. Продолжение тиманид на юг до недавних пор из-за недостаточных данных являлось спорным.

В 1989 г. был пройден профиль Южно-Уральский (Шихан) (рис.4.2) широтного простирания через Предуральский прогиб и Башкирский антиклинорий (Скрипий, Юнусов, 1989). На сейсмическом профиле видно, что в его западной части отложения рифея лежат субгоризонтально, а в восточной части они смяты в складки и осложнены надвигами. Исследователи пишут, что деформации связаны с образованием Урала. Однако, складчатые рифейские отложения здесь ничем не перекрыты, поэтому возраст их деформации является неоднозначным.

Позже В.Н. Пучковым (1997, 2010) было продемонстрировано, что во всей восточной части Башкирского антиклинория, в отличие от западной, палеозойские отложения залегают на протерозойских с угловым несогласием. Вследствие этого, он сделал вывод о том, что здесь прослеживается граница форланда доуральского орогена с платформой (рис.4.3). Кроме того, в результате совместных работ уфимских геологов с немецкими появились новые изотопно-геохронологические и минералогические данные, подтвердившие наличие тиманид. Было показано, что последняя фаза метаморфизма в Белорецком куполе проявилась 600–550 млн. лет назад, а состав минералов тяжелой

фракции ашинской серии резко отличается от такового предшествующих рифейско-ранневендских отложений, подтверждая молассовую природу ашинских (Glasmacher et al., 1999, 2001; Willner et al., 2003, 2004). Таким образом, новые материалы свидетельствуют в пользу существования тиманского орогена на восточной окраине Восточно-Европейской платформы (рис.4.4).

Также интерпретация аэромагнитных и аэрогравиметрических съемок, проводимых в последнее десятилетие к югу от изучаемого региона на территории Скифской плиты, позволила обнаружить там рифейско-раннепалеозойский фундамент (Буш, 2014).

Территория между исследованиями В.Н. Пучкова (1997, 2010) (рис.4.3) и В.А. Буша (2014) оставалась неизученной (рис.4.4). Множественные просмотренные материалы по югу Предуральяского прогиба на территории Оренбургской области свидетельствуют о том, что большинство исследователей не учитывает существование доуральского орогена. Исследования последних лет (Волож и др., 2010; Селезенева, 2012; Оренбургский тектонический..., 2013), в которых автор принимала участие, показали, что здесь также развиты два типа консолидированной коры.

Через Башкирский антиклинорий проходит сейсмический широтный профиль Шихан. Серия профилей (Шихан – пр. 7 – пр. 37 – пр. 40) позволяет просмотреть рифейские отложения от Башкирского антиклинория на юг до изучаемой территории. В ходе исследования было выделено три различных типа рифейских отложений по рисунку (рис. 4.6) записи: с хаотическими отражениями, со складчатыми спорадическими отражениями и с субгоризонтальными выраженными отражениями. Знания о доказанном существовании доуральского орогена на территории к северу от изучаемой, просмотр одновозрастных отложений на серии профилей позволили сделать предположения, что эти комплексы коррелируются соответственно с комплексом кадомид (хаотичные отражения), складчатым комплексом осадочного чехла, затронутым деформациями кадомской орогении (складчатые отражения), плитным комплексом осадочного чехла (параллельные отражения).

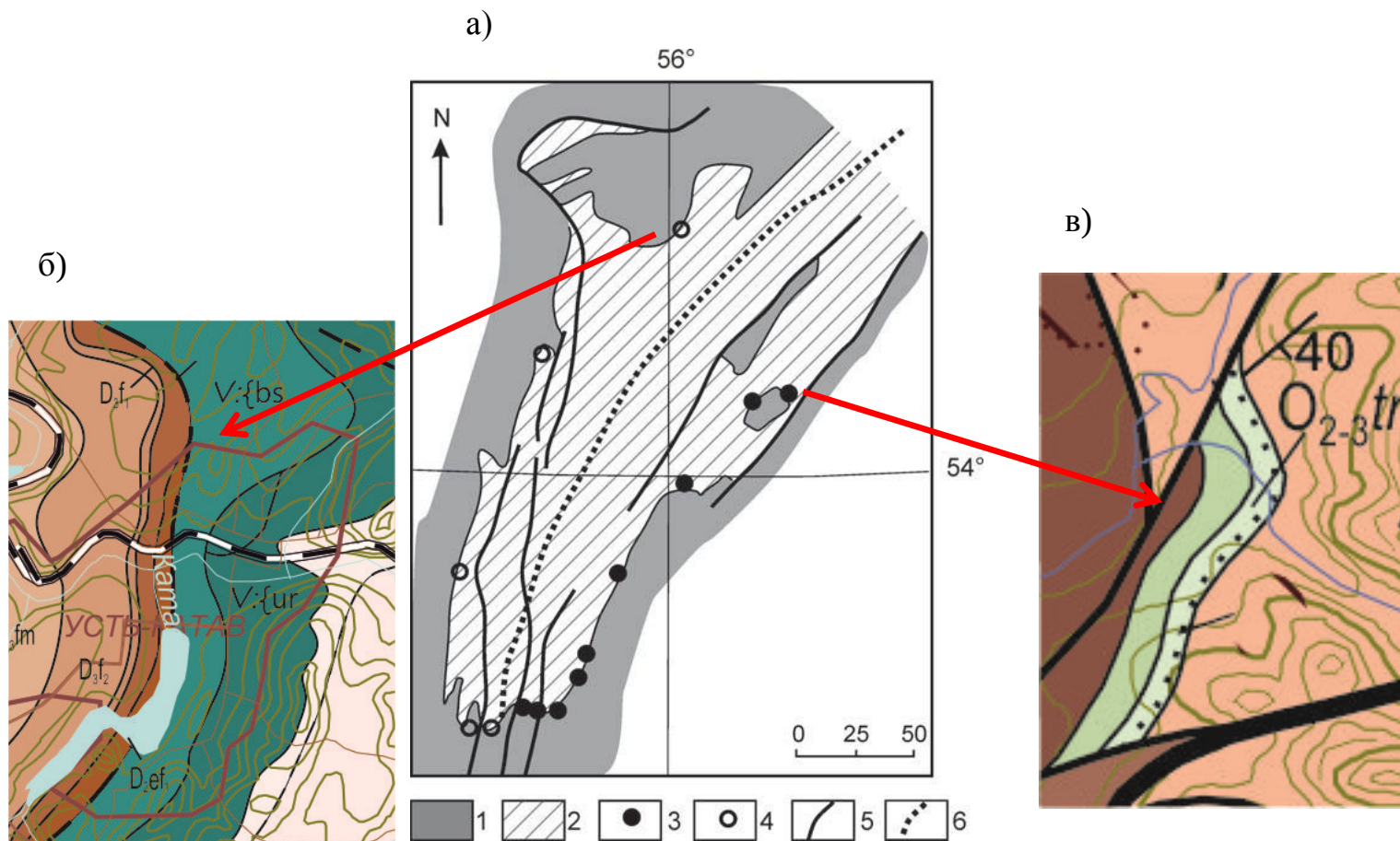


Рис. 4.3 а) Западная граница деформаций форланда тиманид внутри Башкирского антиклинория, восстановленная по структурным соотношениям палеозоя и протерозоя (Пучков, 1997)

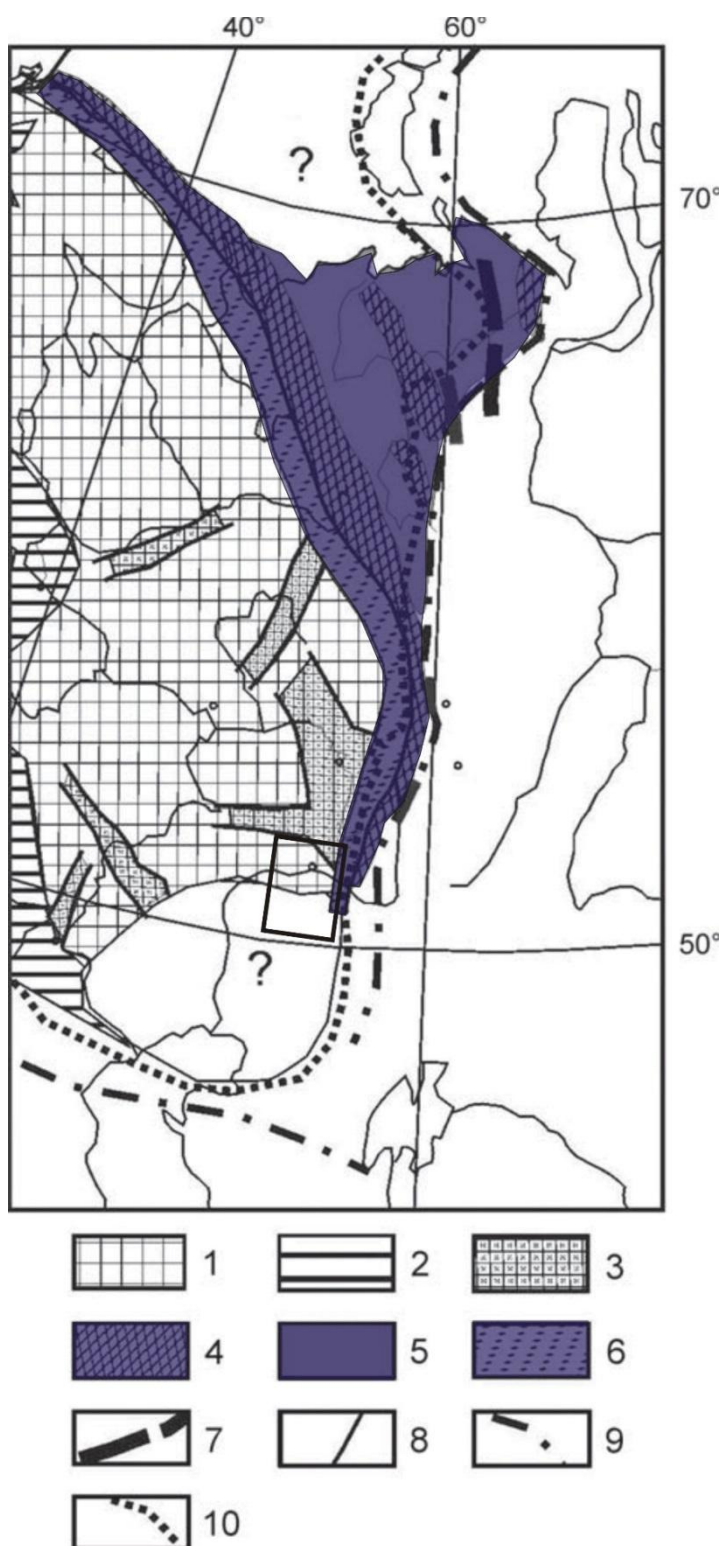
Условные обозначения: 1 — палеозой (на востоке ордовик и моложе, на западе девон и моложе); 2 — протерозой; 3 — обнажения, в которых наблюдаются угловые несогласия между протерозоем и палеозоем; 4 — обнажения без заметных несогласий; 5 — разломы; 6 — западная граница деформаций форланда тиманид

б) Фрагмент геологической карты (Мосейчук, 2015);

в) Фрагмент геологической карты (Мосейчук, 2008).

Рис. 4.4 Упрощенная схема строения кристаллического фундамента континентальной окраины Балтики в палеозое (Puchkov, 2002, 2010)
 Прямоугольником показана рассматриваемая территория.

Условные обозначения: 1–3 — кратон: 1 — преимущественно архейские пояса, переработанные в палеопротерозое, 2 — преимущественно палеопротерозойские пояса, 3 — рифейские авлакогены; 4–7 — тиманиды: 4 — антиклинории, 5 — синклинории, 6 — предгорный прогиб, заполненный вендской молассой, 7 — офиолиты тиманид; 8–10 — геологические границы: 8 — разломы, 9 — ГУР, 10 — западная граница уралид



Кроме того, на сейсмических профилях отмечается угловое несогласие между рифейско-нижневендскими и вышележащими отложениями (рис. 4.5), что говорит о структурной перестройке. На некоторых профилях отчетливо видно клиноформное строение вендских отложений, которые залегают несогласно с прилеганием на нижележащих (рис.4.7). Такая структура характерна для предгорных прогибов (рис. 4.8) (DeCelles, Giles, 1996; Геоисторический и ..., 1999; Никишин, 2002), что также косвенно подтверждает существование орогена на рубеже раннего и позднего венда.

Также необходимо отметить, что в зоне развития кадомской складчатости осадочный чехол начинает формироваться только с ордовика фрагментарно и с девона повсеместно, в то время, как западное осадочный чехол накапливается с рифея. То есть осадочный чехол эпикадомской платформы начинает формироваться с ордовика. Он является общим и для древней части Восточно-Европейской платформы, и для зоны кадомид.

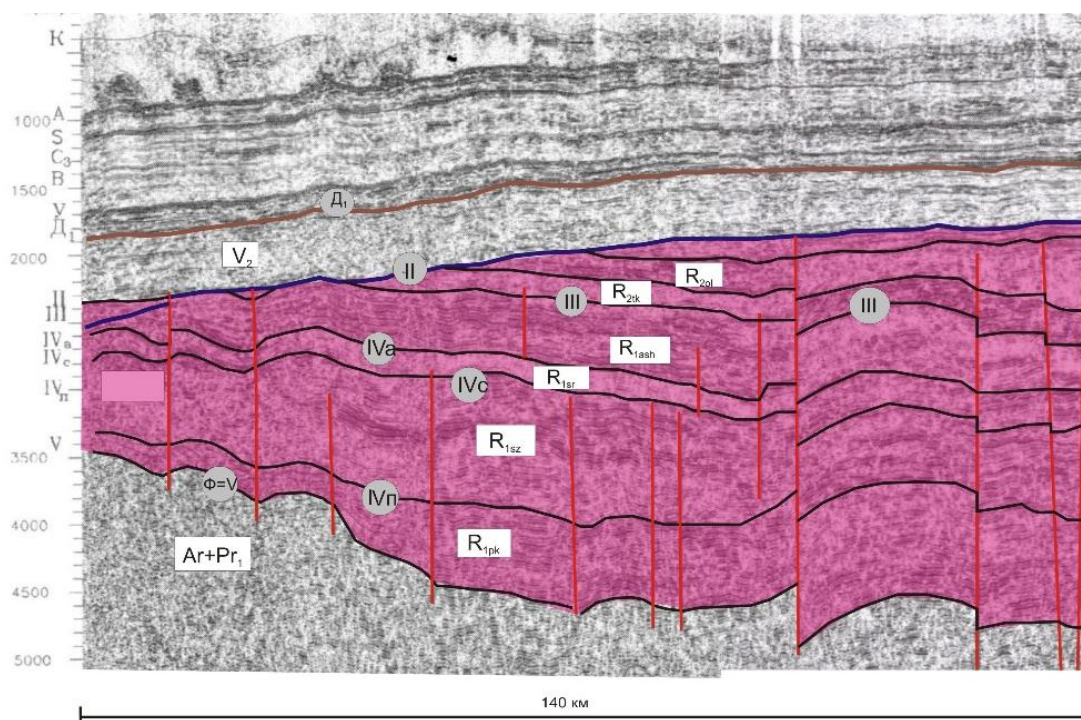


Рис. 4.5 Граница между плитным и доплитным комплексами осадочного чехла на фрагменте профиля.

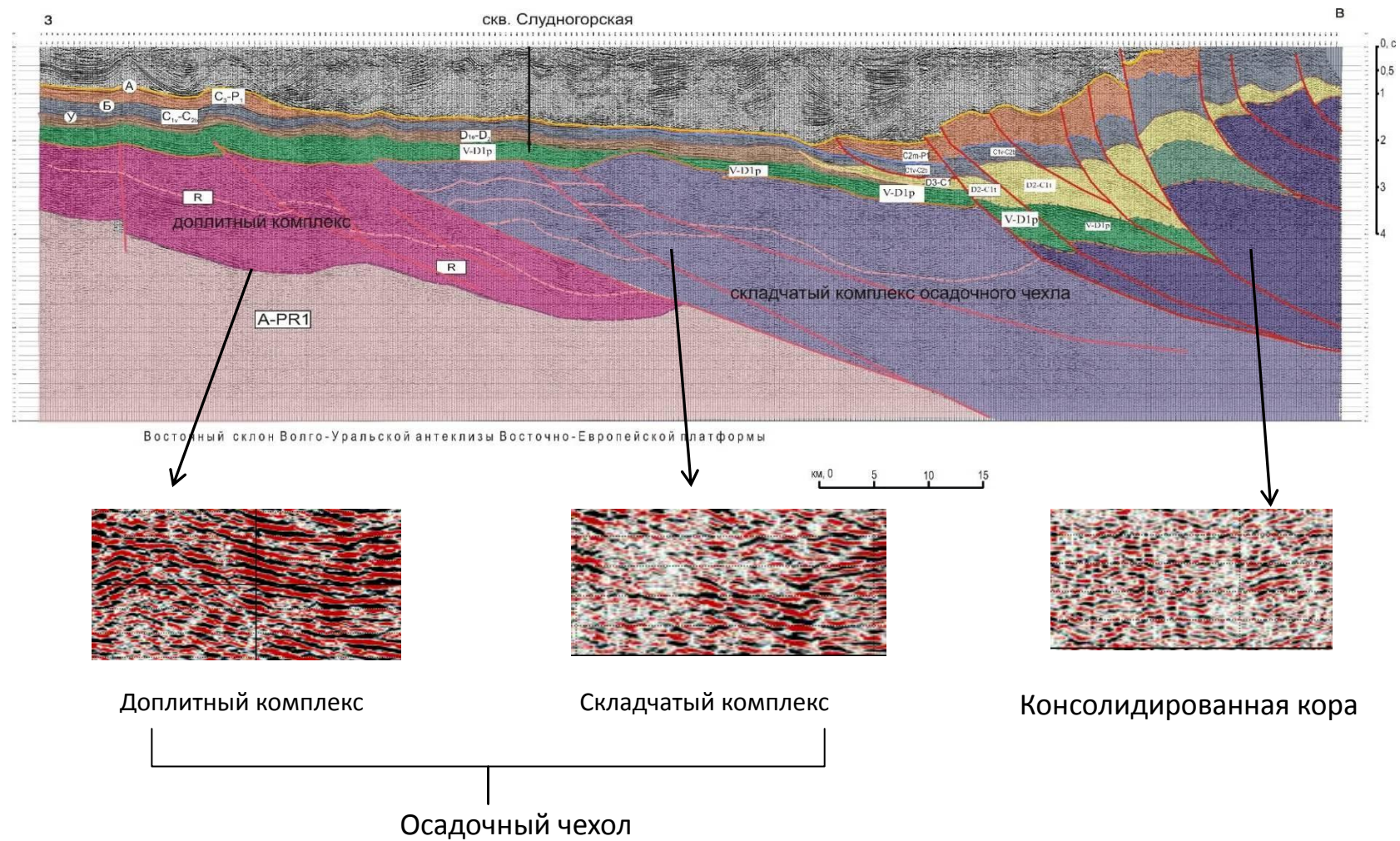


Рис. 4.6 Глубинный разрез по профилю №31. Показан разный рисунок сейсмозаписи рифейских отложений, относящихся к консолидированной коре, доплитному и складчатому геодинамическим комплексам.

ЮЗ

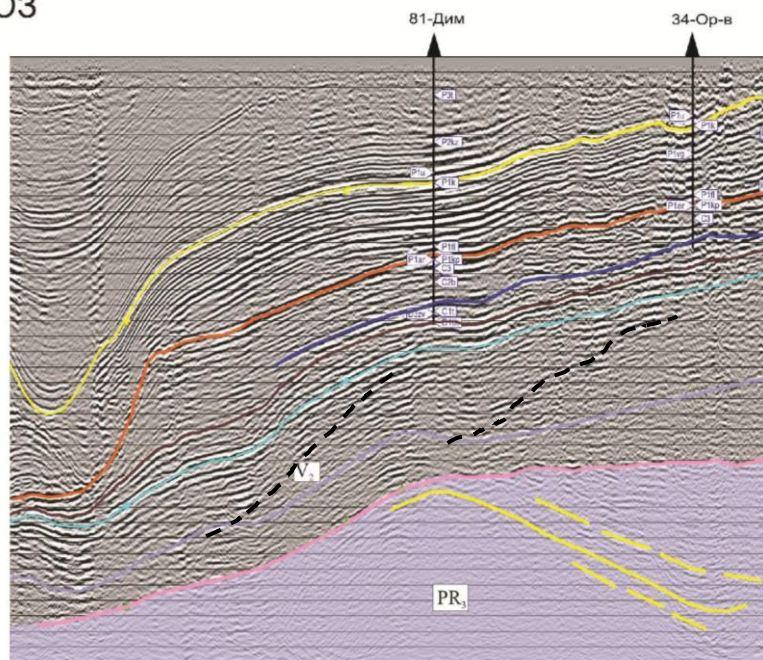


Рис. 4.7 Фрагмент сейсмического профиля. Пунктирными линиями показано клиноформное строение верхневендского комплекса.



Рис. 4.8 Строение краевого прогиба (Никишин, 2002).

Таким образом, ороген, образовавшийся на рубеже раннего и позднего венда, прослеживается вдоль всей восточной и южной окраин платформы.

Как было сказано выше, на сейсмических профилях параллельно рифейскому фундаменту выделяется комплекс отложений рифея и нижнего венда с периодическими складчатыми отражениями, который был выделен в складчатый комплекс осадочного чехла, затронутый деформациями тиманид. Таким образом, рифейско-нижневендский складчатый комплекс осадочного чехла развит широкой полосой вдоль западного края тиманид и сложен отложениями рифея и нижнего венда, тектонически раздробленными и смятыми в складки.

Сейсмический разрез №31 (рис. 4.6) иллюстрирует строение рифейских отложений в области перехода от Волго-Уральской антеклизы к Предуральскому прогибу. На востоке, консолидированная кора сложенная образованиями рифея (кадомиды) по системе взбросо-надвигов надвинута на складчатые комплексы рифея, залегающие на консолидированной коре дорифейской консолидации. Нужно отметить, что новая деформация кадомид произошла позднее в эпоху герцинской складчатости. Западнее образования рифея не деформированы и входят в состав доплитного комплекса осадочного чехла древней Восточно-Европейской платформы.

ВЫВОД

Данные последних лет изучения показали, что на территории развиты два типа фундамента: архей-протерозойский и рифейский. Древняя архей-протерозойская консолидированная кора развита в западной части территории. Восточнее расположены блоки с кадомским возрастом (570-550 млн. лет) консолидированной коры. Следующие утверждения позволили подтвердить существовании горно-складчатого сооружения вдоль восточной- и юго-восточной окраин Восточно-Европейской платформы на рубеже раннего и позднего венда:

1. В.Н. Пучковым (1997, 2010) вместе с зарубежными коллегами (Glasmacher et al., 2001; Willner et al., 2003, 2004) было продемонстрировано существование тиманского орогена на Башкирском антиклинории к северу от рассматриваемой территории.
2. В.А. Буш (2014) пишет, что интерпретация аэромагнитных и аэрогравиметрических съемок, проводимых в последнее десятилетие к югу от рассматриваемого региона на территории Скифской плиты, позволила обнаружить там рифейско-раннепалеозойский фундамент.

3. На сейсмических профилях выделяются три разновозрастных рифейских комплекса с различным рисунком сейсмозаписи, которые были соотнесены соответственно:
- комплекс с хаотическими отражениями – с комплексом кадомид;
 - со складчатыми спорадическими отражениями – со складчатым комплексом осадочного чехла, затронутым деформациями кадомид;
 - с субгоризонтальными выраженными отражениями – с доплитным комплексом.
4. Крупное угловое несогласие между складчатыми рифейскими отложениями и вышележащими палеозойскими отложениями свидетельствует о структурной перестройке.
5. На некоторых профилях отчетливо видно клиноформное строение вендских отложений, которые залегают несогласно с прилеганием на нижележащих. Такая структура характерна для предгорных прогибов.
6. При геологической интерпретации сейсмических данных установлено, что в зоне развития кадомской складчатости осадочный чехол начинает формироваться фрагментарно с ордовика и повсеместно с девона, в то время как западнее в зоне развития архейско-раннепротерозойского фундамента осадочный чехол начал накапливаться с рифея.

Таким образом, рифейский ороген, прослеживается вдоль всей восточной окраины платформы. Параллельно рифейскому фундаменту на сейсмических профилях выделяется складчатый комплекс осадочного чехла, затронутый деформациями кадомид.

Глава 5 Сейсмостратиграфическая модель осадочного чехла юго-восточного склона Волго-Уральской антеклизы

5.1. Проблемы существующих сейсмостратиграфических схем района и прилегающих территорий

Перед проведением интерпретации сейсмических профилей встал вопрос о выборе схемы сейсмостратиграфии. Были изучены фондовые материалы, и по ним была составлена схема корреляции различных сейсмостратиграфических моделей. Оказалось, что на разных территориях существуют разные модели сейсмостратиграфии (рис.5.1). К примеру, по одному отчету горизонт О соответствует эрозионной поверхности ордовика, а по другому – подошве. То же самое обстоит и с остальными додевонскими горизонтами. Следовательно, не соответствуют друг другу и сейсмостратиграфические комплексы. Чтобы разобраться в вопросе, мы взяли 4 сейсмических профиля, пройденных через Предуральский прогиб: Медногорский, №7, Южно-Уральский и Михайловский и сопоставили сейсмостратиграфические схемы, принятые соответственно для южной части Бельской впадины, Башкирского свода, северной части Бельской впадины и Юрюзано-Сылвицкой впадины (рис.5.2). Видно, что принятые региональные схемы стратиграфии додевонских отложений плохо увязываются между собой.

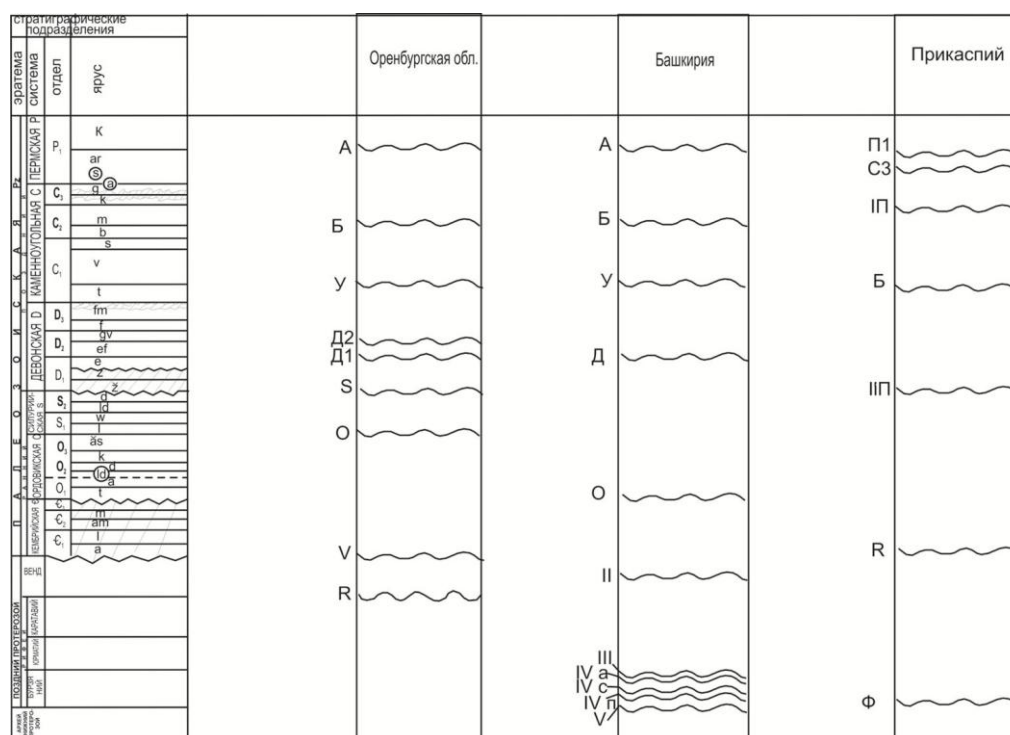


Рис. 5.1 Сейсмические модели, принятые для разных регионов. Для Оренбургской обл. по (Кондрашова, 2005, 2007), для Башкирии по (Ардашева, 2002; Пучков, 2004, 2005), для Прикаспия по (Астраханский..., 2008).

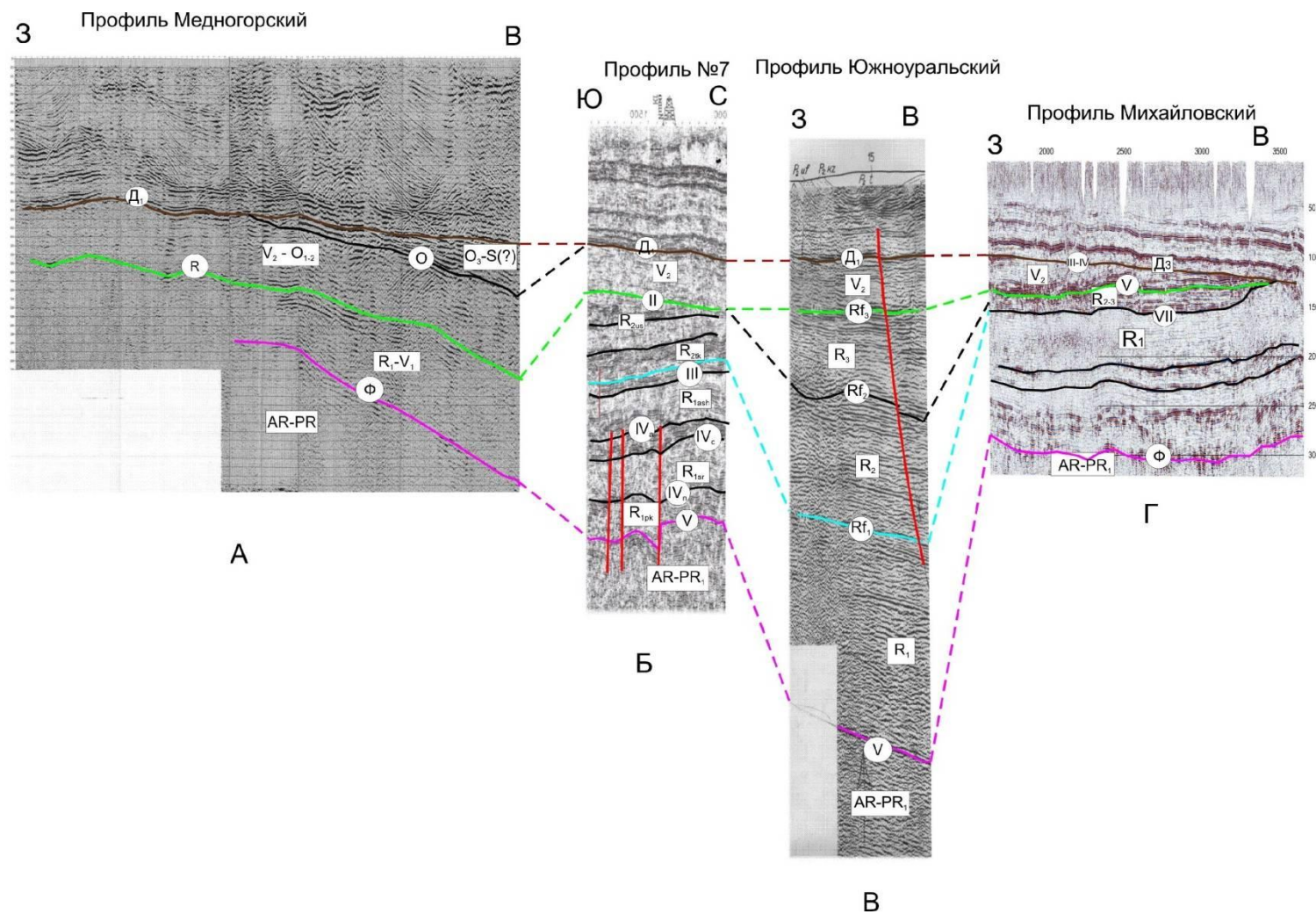


Рис. 5.2 Схема сопоставления сейсмостратиграфических схем, принятых для южной части Бельской впадины (А) (Светлакова, 2004), Башкирского свода (Б) (Ардашева, 2002, 2004), Бельской впадины (В) (Скрипий, Юнусов, 1989) и Юрюзано-Сылвицкой впадины (Г) (Аксенов, 1999). Цифрами в кружках показаны индексы сейсмических горизонтов. Индексами в квадратах обозначен возраст сейсмокомплексов.

Таким образом, в Предуральском прогибе под молассами верхнего палеозоя прослеживается по данным сейсмопрофилирования и бурения комплекс отложений возрастом от рифея до девона.

Противоречия в определении возраста объясняются многими причинами. Одна из главнейших причин состоит в том, что долгое время разрезы коррелировались только по буровым данным. А интересующие нас разрезы располагаются на глубине 5-8 км, пройдены единичными скважинами с очень низким выходом керна.

К примеру, верхнерифейские отложения вскрыты скважинами 5 Шихан, 6 Ахмерово, 7 Месягутово и др., но полностью перебурены только в обрамлении прогиба скважинами 62 Кабаково и 1 Леуза (Романов, Ишерская, 2006). Нетрудно видеть, что непосредственно коррелировать разрез скважин на платформе и в зоне более интенсивного прогибания края платформы сложно, на платформе более сокращенные разрезы.

Сложность корреляции разрезов усугубляется тем, что в позднедокембрийско-раннепалеозойское время эта территория представляла собой внутреннюю часть шельфа пассивной окраины Восточно-Европейского континента. И обстановки прибрежной равнины здесь периодически сменялись мелководно-морскими и прибрежно-морскими. Главной особенностью строения таких зон является фациальная изменчивость отложений, обилие перерывов, эрозионных врезов и клиноформное строение, то есть боковое наращивание разреза (Обстановки осадконакопления..., 1990). Объективные сложности в корреляции неизбежно породили разногласия в трактовке возраста отдельных интервалов разреза.

При корреляции отложений бедных органическими остатками иногда не учитывается опасность корреляции по данным бурения разрезов разных структурно-фациальных зон только на основании данных каротажа. В результате в одну и ту же свиту, в стратотипе которой даже определен возраст отложений, оказываются включенными образования совершенно другого состава и практически неизвестного возраста. Примером может служить приутовская свита верхнего рифея, выделенная Л.Д. Ожигановой в скв. 740 Шкаповская, пробуренной в 1964 г в 160 км юго-западнее г. Уфы. Затем приутовская свита была выделена в еще 17 скважинах (Сергеева, 2007). При этом, как отмечает Н.Д. Сергеева, «практически в каждой скважине был вскрыт свой разрез приутовской свиты, отличный от других». Однако, по правилам стратиграфического кодекса, такие объединения не правомерны и неизбежно ведут к стратиграфическим ошибкам.

К этому необходимо добавить, что в полях развития пород, традиционно относимых к докембрию, периодически обнаруживаются остатки палеозойских органических остатков. В частности, есть сообщение Е.В.Чибриковой о находках в

породах шиханской свиты рифейского возраста в скважине 6 Ахмерово и 5 Шихан силурийско-нижнедевонских растительных микрофоссилий (Чибрикова, 2006).

В последнее время наряду с бурением развивается сейсмопрофилирование, с помощью которого появилась возможность прослеживать хронозначимые границы. И именно в таких условиях резкой фациальной изменчивости разрезов, ограниченного числа надежных возрастных датировок, малого количества кернового материала, для повышения надежности корреляции разрезов и достоверности оценки их возрастного положения, решающее значение приобретают результаты детальной комплексной геолого-геофизической интерпретации материалов сейсмопрофилирования МОГТ.

Чтобы разобраться в этом вопросе, мы попытались скоррелировать сейсмокомплексы с одинаковым рисунком сейсмозаписи и одинаковым структурным положением. Профили №37 и №7 пересекаются между собой, однако интерпретированы различными авторами. В результате получена следующая картина (рис. 5.3). На меридиональном профиле №7 выделен комплекс значительной мощности, который датирован поздним вендом. В то же время на профиле №37 тот же комплекс имеет нижнепалеозойский возраст.

Сложные сейсмогеологические условия связаны с наличием большого количества структур солянокупольной тектоники в отложениях кунгурского возраста. Высота солянокупольных диапиров достигает 5 км. Межкупольное пространство заполнено песчано-глинистыми породами. Скорость продольных волн в солях составляет примерно 4,5 км/с и практически не изменяется с глубиной. Для терригенных пород характерно плавное увеличение скорости с возрастанием глубины от 2 до 5,5 км/с. Наличие скоростных аномалий является причиной сильного преломления сейсмических лучей.

Таким образом, основным недостатком просмотренных материалов по строению и стратиграфии дофранских отложений этой территории является их слабая увязка между собой. При геологической интерпретации региональных сейсмических разрезов использовались различные стратиграфические схемы, многие из которых устарели. Много разночтений выявляется при попытке проследить на площади отдельные сеймостратиграфические комплексы в доверхнедевонской части разреза. Ознакомление с результатами интерпретации материалов МОГТ по серии региональных профилей показало, что сейсмокомплексы выделяются регионально, а межрегиональные корреляции остаются за рамками изучения предшествующих исследователей, что привело к противоречивости оценки возраста сеймостратиграфических комплексов додевонского возраста и необходимость создания новой сеймостратиграфической схемы.

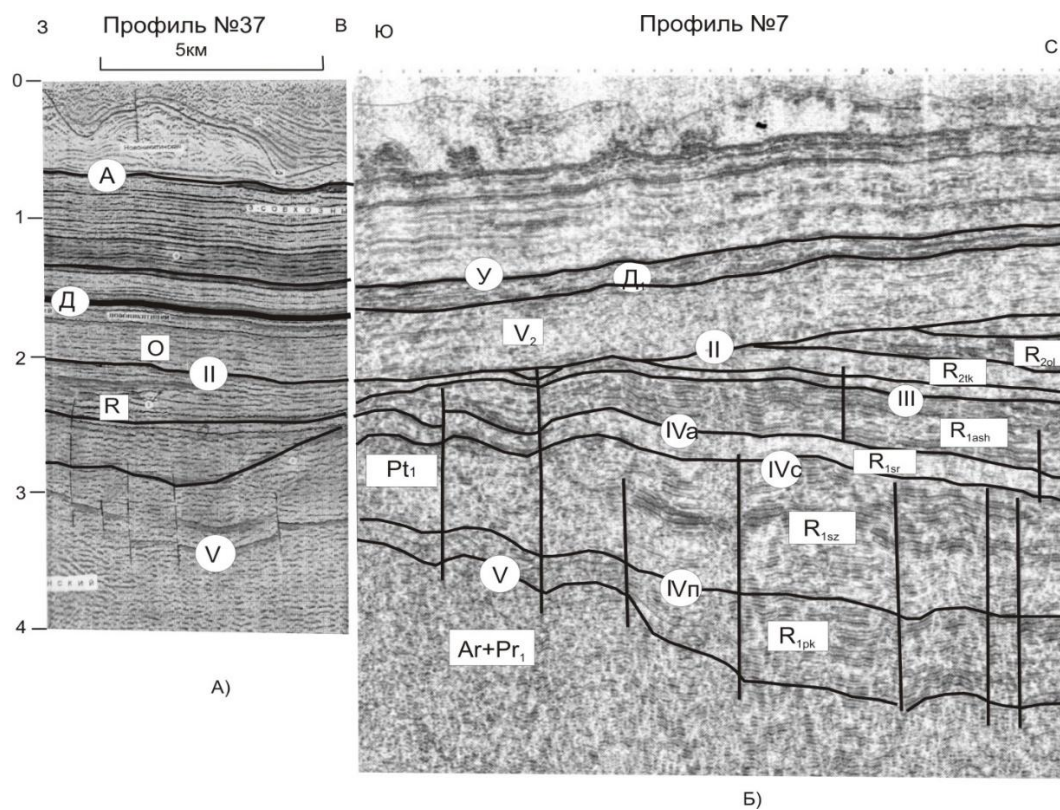


Рис. 5.3 Сопоставление сеймостратиграфических схем, принятых для Оренбургского Приуралья (А) (Кондрашова, 2007) и для Башкирского свода (Б) (Ардашева, 2002). Цифрами в кружках показаны индексы сейсмических горизонтов. Индексами в квадратах обозначен возраст сеймокомплексов.

5.2. Разработка новой схемы сейсмостратиграфии (дофранская часть)

Для создания единой сейсмостратиграфической модели Восточно-Оренбургского и Соль-Илецкого сводов и Бельско-Актюбинской впадины Предуральского прогиба автором совместно с группой исследователей ГИН РАН под руководством Ю.А.Воложа была проведена геологическая интерпретация ряда региональных сейсмических профилей. Корреляция разрезов рассмотренных региональных профилей позволила создать сейсмостратиграфическую модель докунгурских отложений региона.

В работе сейсмостратиграфия нижних горизонтов осадочного чехла рассмотрена по данным региональных сейсмических профилей №№ 25 (рис.5.15), 8, 40 (рис.5.10) и 43 (рис.5.12, 5.13). Профиль №43 является субширотным, он пересекает восточный склон Восточно-Оренбургского сводового поднятия, Предуральский прогиб и достигает передовых складок Урал на западном склоне. Субмеридиональный региональный профиль 400506-07ШП характеризует строение западной части Приуральского краевого прогиба, в южной части – зону сочленения его с Соль-Илецким поднятием и зону сочленения последнего с Прикаспийской впадиной (Кондрашова, 2007). Профиль №31 пересекает с запада на восток через юг Салмышской впадины и Предуральский прогиб. Субмеридиональный профиль №8 проходит от внутренней прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы через Соль-Илецкое поднятие и Оренбургский вал.

Был составлен сейсмостратиграфический разрез по меридиональной линии по серии скважин (626 Салмышская, 630 Белозерская, 640 Слудногорская, 101 Оренбургская, 110 Предуральская, 120 Буртинская, 501 Вершиновская) (рис.5.10), по которому было прослежено распространение подсолевых комплексов. Также автором совместно с коллегами из лаборатории осадочных бассейнов ГИН РАН был составлен композитный профиль, проходящий по исследуемой территории (пр. 31 - пр.41 - пр. 37 – пр.7 – Южно-Уральский пр.) (рис.5.4), на котором были выделены сейсмогеологические этажи и прослежены по всей территории.

В вертикальном разрезе земной коры выделены следующие сейсмостратиграфические подразделения. Наиболее крупные – это консолидированная кора и осадочные чехол, границей между которыми служит преломляющий горизонт «К» с граничной скоростью сейсмических волн (6,0 км/с). Внутри осадочного чехла на территории Оренбургского тектонического узла выделены три геодинамических комплекса: рифейско-нижневендский складчатый комплекс осадочного чехла, доплитный комплекс осадочного чехла и плитный комплекс. Границей складчатого чехла и доплитного комплекса служит отражающий сейсмический горизонт «Ф» (акустический

фундамент) – это одна из основных регионально прослеживаемых границ в чехле, которая выделяется по смене характера рисунка отражений. Она отделяет верхнюю часть разреза, характеризующуюся яркими четкими отражающими горизонтами, от нижней части, где можно выделить только отдельные невыдержанные по простиранию границы.

В пределах юго-восточного склона Волго-Уральской антеклизы и юга Предуральского прогиба в составе подсолевого комплекса чехла выделяется 3 структурных этажа, разделенных несогласиями и этапами структурной перестройки. Каждому структурному этажу соответствует сейсмогеологический этаж. Структурные этажи менее крупными несогласиями подразделяются на подъэтажи. Каждому подъэтажу соответствует сеймостратиграфический комплекс (ССК).

Таким образом, по особенностям волнового поля весь слоистый разрез был разделен на сеймостратиграфические подразделения (в порядке иерархической соподчиненности): геодинамический комплекс (ГдК), сейсмогеологический (или структурный) этаж (СГЭ), сеймостратиграфический комплекс (ССК).

5.2.1 Складчатый и доплитный геодинамические комплексы

Нами выделено 2 типа рифейских отложений разного строения в составе осадочного чехла: в виде складчатого комплекса и в виде доплитного. Складчатый комплекс рифея выделяется по геофизическим данным. Доплитный комплекс рифея выделяется по единичным скважинам и сейсмическим данным путем прослеживания сейсмических комплексов с территории севера Камско-Бельского прогиба, где он вскрыт скважинами (рис. 5.4). О составе отложений можно судить по аналогии со смежными районами.

Складчатый геодинамический комплекс осадочного чехла

Складчатый рифейско-нижневендский комплекс осадочного чехла сложен дислоцированными, но неметаморфизованными породами и развит полосой от 50 до 300 км вдоль северного и северо-западного края кадомид, подробно рассмотренных в предыдущей главе. На сейсмических разрезах он характеризуется спорадическими отражениями. Его кровлей является сейсмический горизонт Ф, подошвой – горизонт Пф, отделяющий от него кристаллический фундамент архей-протерозойского возраста. Выше по разрезу сменяется сеймостратиграфическими комплексами верхнего венда и нижнего палеозоя, на территории Предуральского прогиба – среднего палеозоя. По простиранию на

запад деформированность комплекса уменьшается, и он переходит в параллельнослоистый рифейско-нижневендский доплитный комплекс осадочного чехла. В некоторых случаях складчатый комплекс надвинут на консолидированную кору архейско-раннепротерозойского возраста или на рифейско-нижневендский доплитный комплекс.

В восточной части профиля № 31 и в южной части профилей №№ 40, 8, 25 выделены отложения рифейского возраста, выраженные на сейсмопрофилях комплексом с прерывистыми и складчатыми отражениями. По всей вероятности, он представляет собой складчатый комплекс осадочного чехла, сформировавшийся в результате кадомской орогении. На профиле №43 складчатого комплекса не обнаружено.

На профиле №40 складчатый комплекс надвинут на отложения плитного комплекса.

Складчатый комплекс осадочного чехла на изучаемой территории не вскрыт бурением. В поверхностных обнажениях его можно наблюдать северо-восточнее в Башкирском антиклинории. Здесь нижний рифей (бурзяний) представлен преимущественно аркозовыми и кварцевыми песчаниками, черными малоуглеродистыми сланцами, доломитами и известняками. Отложения среднего рифея (юрматиния) начинаются конгломератами и кварцевыми песчаниками, которые выше по разрезу сменяются алевролитами, глинистыми сланцами и карбонатами. Верхний рифей (каратавий) сложен кварцевыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, которые дважды сменяются или частично замещались карбонатными отложениями со строматолитами (Пучков, 2005). Таким образом, предполагается, что складчатый комплекс осадочного чехла на изучаемой территории по составу близок терригенно-карбонатным комплексам континентального шельфа кадомской пассивной континентальной окраины континента Балтика (Хераскова и др., 2010).

Выше по разрезу рифейский складчатый комплекс осадочного чехла с резким стратиграфическим и угловым несогласием перекрывается ССК-2, включающим отложения ордовика.

Таким образом, наиболее древний геодинамический комплекс представлен образованиями чехла рифейско-нижневендского возраста. В его составе выделен рифейско-нижневендский складчатый комплекс осадочного чехла. В зоне с кадомским возрастом консолидированной коры, рифей входит в состав консолидированной коры, поэтому здесь в составе осадочного чехла отсутствуют сеймостратиграфические подразделения рифея и венда.

Бельская впадина Предуральяского краевого прогиба, зона шельфа герцинид Урала



Рис. 5.4 Композитный профиль пр. 31 – пр.41 – пр.37 – пр.7 – Южно-Уральский пр.

Доплитный геодинамический комплекс осадочного чехла

Доплитный рифейско-нижневендский комплекс осадочного чехла сложен породами с низкой деформированностью. Характеризуется не повсеместным распространением, в основном слагает впадины грабенного типа.

На рубеже раннего и позднего венда (570-550 млн. лет назад) произошла кадомская орогения, что имело важное значение для формирования доплитного комплекса. Нижний венд, в результате, входит в состав доплитного комплекса, в то время как верхний слагает основание плитного.

Западная часть профиля №43 и северная часть профилей №№40, 25, 8 проходят по территории Волго-Уральской антеклизы, кристаллический фундамент которой сложен архей-нижнепротерозойскими метаморфическими и магматическими образованиями, перекрытыми практически неметаморфизованными отложениями рифея, образующими доплитный рифей-нижневендский геодинамический комплекс осадочного чехла.

Доплитный рифейско-нижневендский комплекс условно делится на сейсмостратиграфические подразделения без определения иерархического уровня R3, R2, R1. На профиле №43 отложения рифея представлены нижним и верхним рифеем. Комплекс среднего рифея соответствует этапу рифтогенеза на территории пассивной окраины кадомид (Хераскова и др., 2012) и не развит на территории изучаемого профиля. Кровлей комплекса является горизонт R. Сейсмостратиграфический комплекс нижнего рифея R1 выделен условно. Он имеет слоистое строение и выклинивается на западе. Вышележащий комплекс верхнего рифея R3 ложится с несогласием на нижнерифейский, мощность которого сначала возрастает с запада на восток, а затем сокращается до полного выклинивания. Это можно объяснить тем, что в позднерифейское время трансгрессия происходила в северо-западном направлении, а в результате складчатости в ранневендское время на востоке района возникли поднятия и произошел размыв рифейских отложений.

На рассматриваемой территории предположительно рифейские отложения вскрыты скв. 1 Ордовик. Толща сложена тонкозернистыми сахаровидными кварцевыми песчаниками, образовавшимися за счет хорошо отмытых и отсортированных тонкозернистых песков шельфовой зоны. Обломочная часть породы представлена исключительно кварцем, характерен цемент разрастания.

Нижний рифей вскрыт скв. 1 Восточно-Аскинской, пробуренной на северо-восточном борту Камско-Бельского прогиба в примерно в 100 км к ССЗ от Каратауского выступа. Нижнерифейский возраст комплекса доказан Rb-Sr изотопным методом валовых проб глинистых сланцев. В нижнем рифее выделены калтасинская и кабаковская свиты. Первая свита (3876-5000 м, забой) представлена существенно карбонатными породами -

серыми, темно-серыми доломитами, доломитовыми мергелями с редкими прослоями аргиллитов и песчаников. Кабаковская свита (2810-3876 м) внизу (~400 м) сложена в основном кварцитовидными аркозовыми и кварцевыми песчаниками с прослоями темно-серых мергелей и аргиллитов. В верхней части переслаиваются темно-серые до черных аргиллиты, алевролиты, доломиты, доломитовые мергели с примазками битума (Рифей-вендские..., 2007).

Верхнерифейские отложения вскрыты скважиной 6 Ахмерово (рис.5.5) на севере территории. Разрез верхнего рифея в скважине начинается с толщи переслаивающихся красновато- и буровато-коричневых алевролитов, аргиллитов и песчаников (74 м). Выше залегают преимущественно светло-окрашенные, плотные, разномерные кварцевые песчаники с редкими прослоями алевролитов и зеленовато-серых песчаников. Цемент в них присутствует только на отдельных участках и имеет гидрослюдистый и каолиновый состав. Мощность этих отложений 410 м. Вверх по разрезу следуют переслаивающиеся пестроцветные, мелко- и крупнозернистые кварц-полевошпатовые и аркозовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки и иногда доломиты (282 м). Завершает разрез верхнего рифея толща известняков с прослоями и пачками доломитов, мергелей, аргиллитов и алевролитов (Ишерская, Романов, 2006).

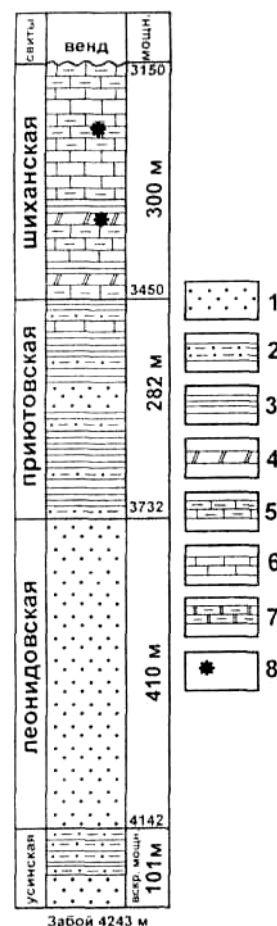


Рис. 5.5 Разрез верхнерифейских отложений в скв. 6 Ахмерово (Ишерская, Романов, 2006)

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – мергели; 5 – глинистые известняки; 6 – известняки; 7 – глинистые доломиты; 8 – точки отбора образцов с растительными микрофоссилиями нижнепалеозойского возраста

Различие складчатого и доплиного геодинамических комплексов на сейсмических разрезах

На сейсмических профилях *складчатый* комплекс отличается прерывистым распространением и значительной деформированностью, что выражается в спорадических и складчатых отражающих горизонтах. *Доплитный*, в отличие от него, имеет более четкие

и протяженные отражающие горизонты. Задачей автора уточнить границу складчатого комплекса по ряду профилей. Так, были просмотрены профили (№43 (рис.5.8,5.9), 40 (рис.5.10), 25 (рис.5.7,5.15), 3ШП) на предмет разного рисунка рифейских отложений и уточнена площадь распространения складчатого комплекса. По сейсмическим разрезам было установлено, что складчатые отложения сменяют доплитные не только в восточном направлении, но и в южном (рис.5.11).

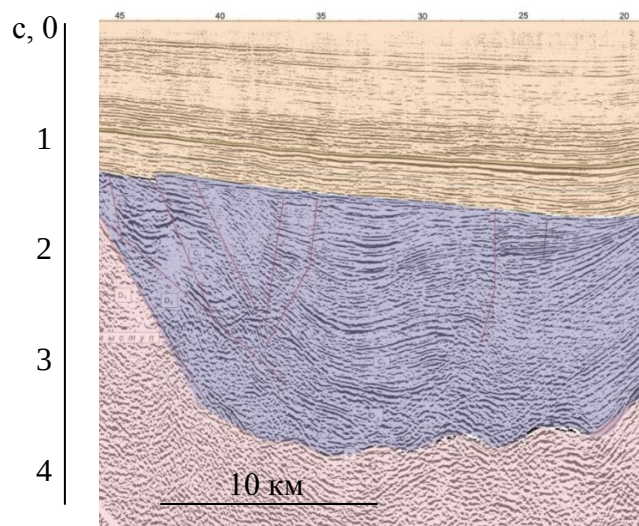


Рис. 5.6 Фрагмент сейсмического профиля, показывающий разный сейсмический рисунок консолидированной коры (снизу), складчатого геодинамического комплекса (посередине) и плитного геодинамического комплекса (сверху).

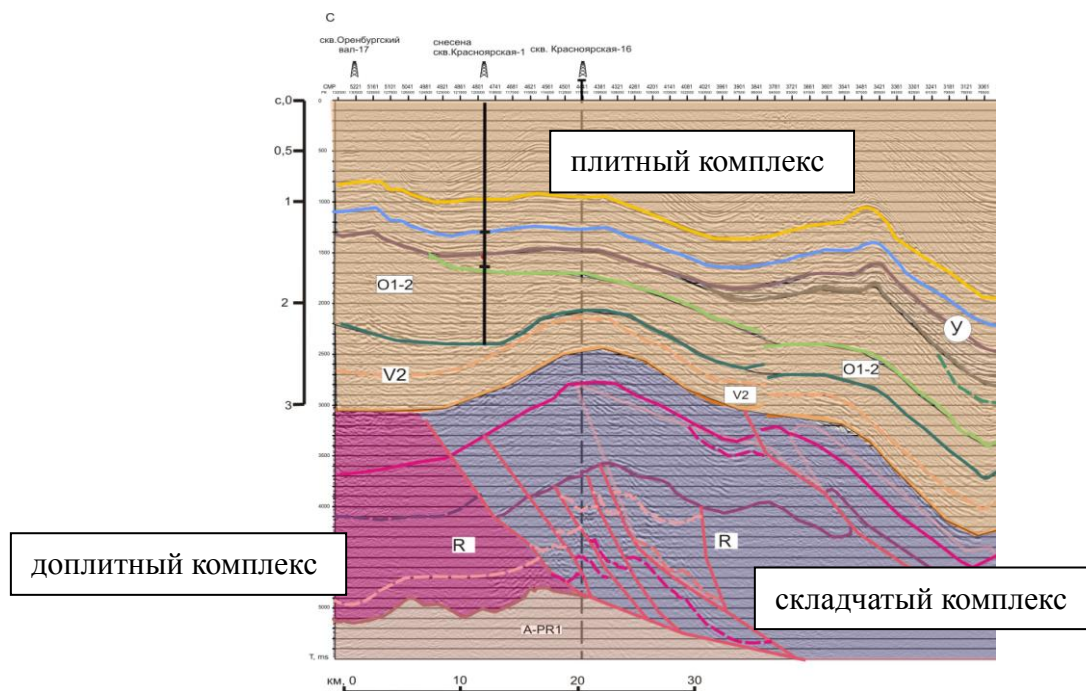


Рис. 5.7 Фрагмент сейсмического разреза по профилю №25 с выделенными геодинамическими комплексами.

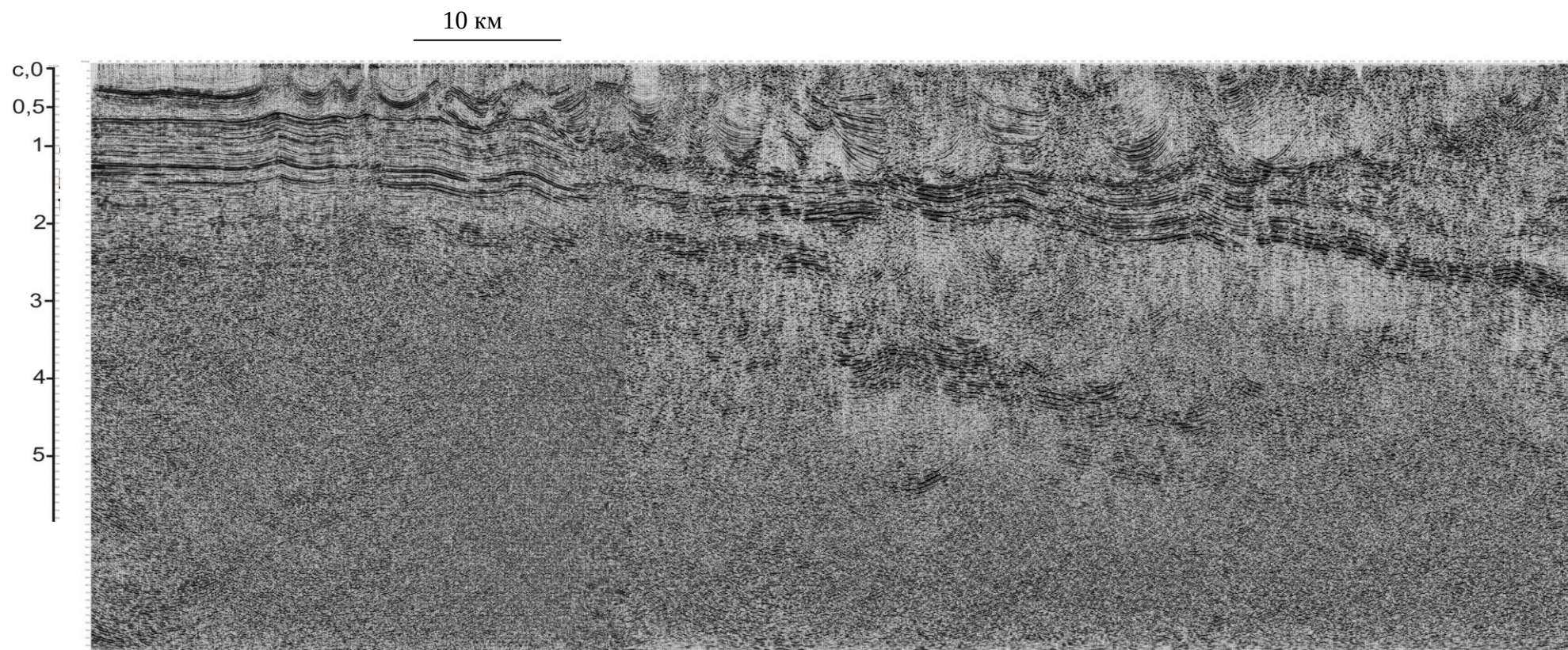


Рис.5.8 Сейсмический разрез по профилю №43

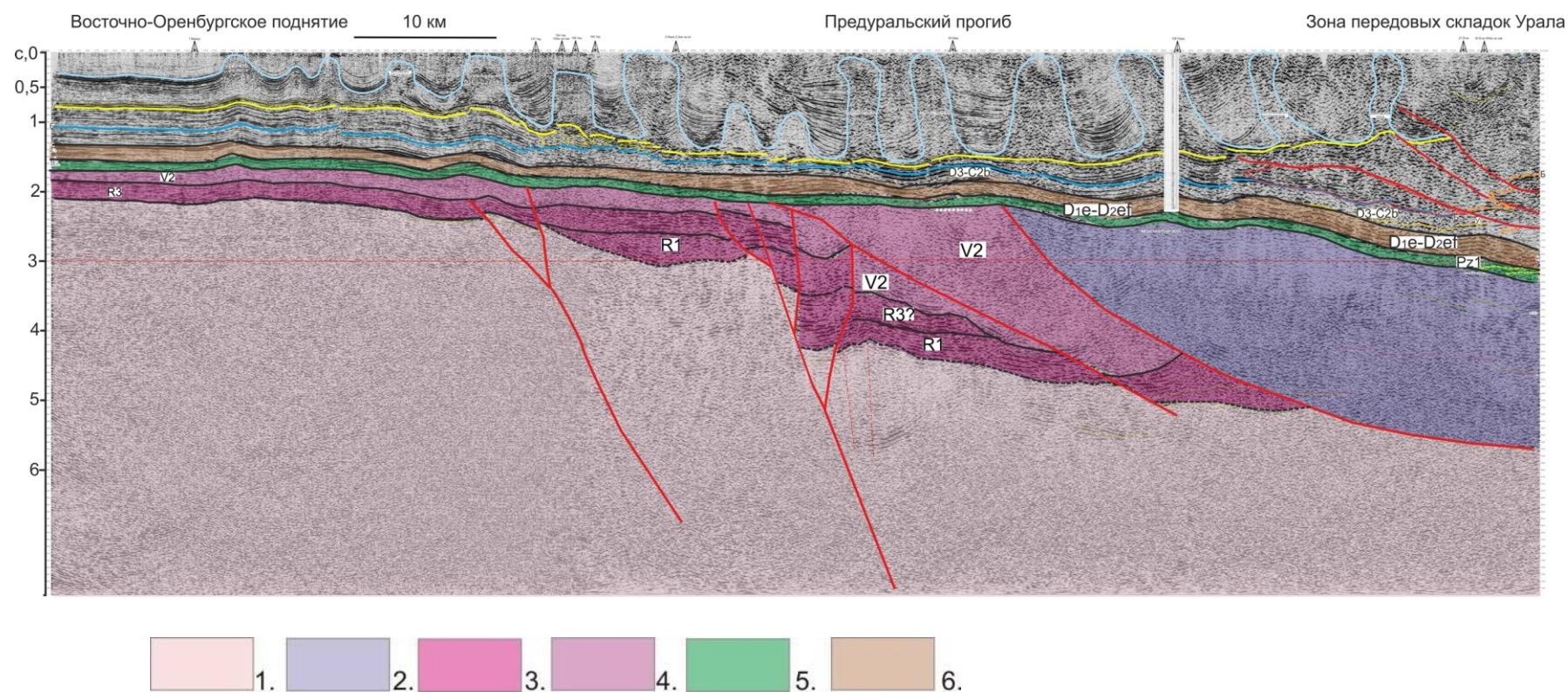


Рис.5.9 Временной сейсмический разрез по профилю №43, показывающий зону перехода от Восточно-Европейской платформы к Уралу

1 – консолидированная кора Ar-Pr₁, 2-консолидированная кора Pr₂₋₃, 3 – доплитного комплексов, 4 – ССК-1 (V₂), 5 – ССК-2-3 (O₁-D_{1p}), 6 – ССК-4 (D_{1e}-D₂).

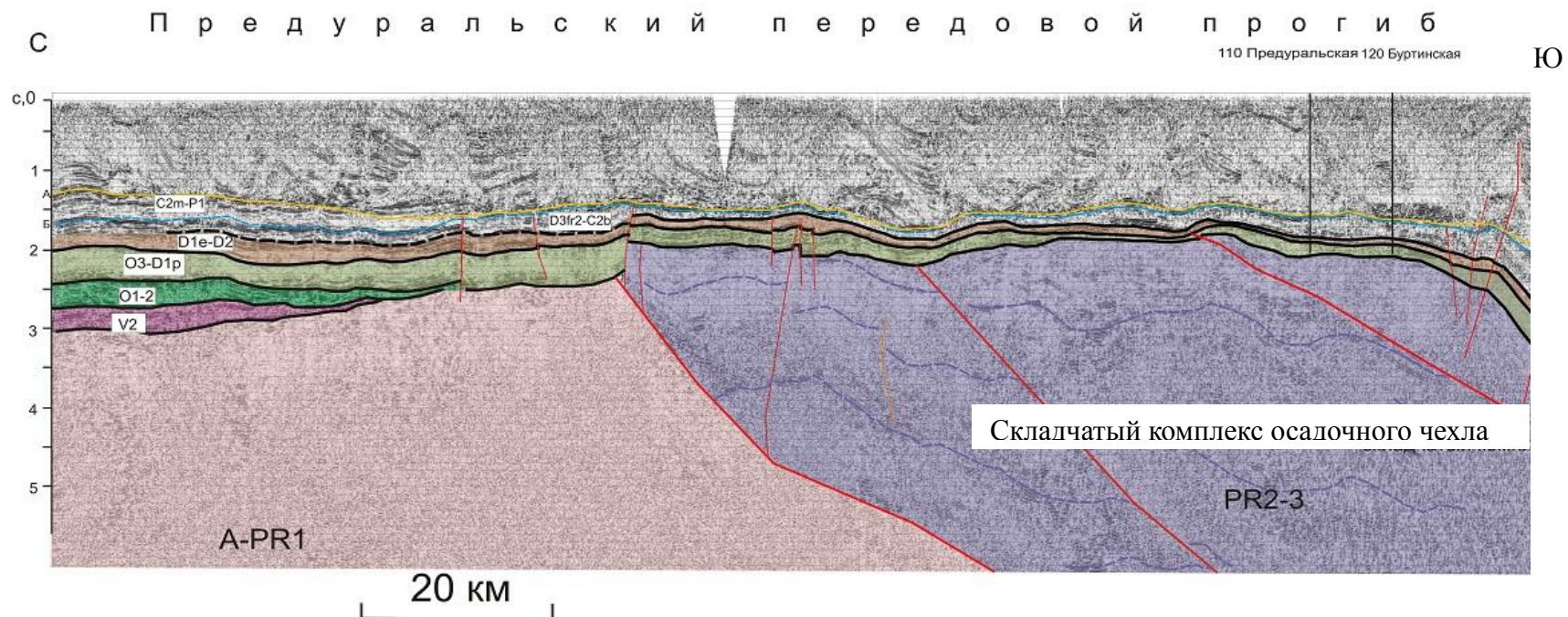


Рис.5.10 Фрагмент временного разрез по профилю №40, проходящего вдоль Предуральского прогиба от границы с Казахстаном до границы с Башкортостаном.

Итак, были проанализированы рифейские отложения на ряде профилей и по ним уточнена граница складчатого комплекса осадочного чехла, что позволило сформулировать первое защищаемое положение.

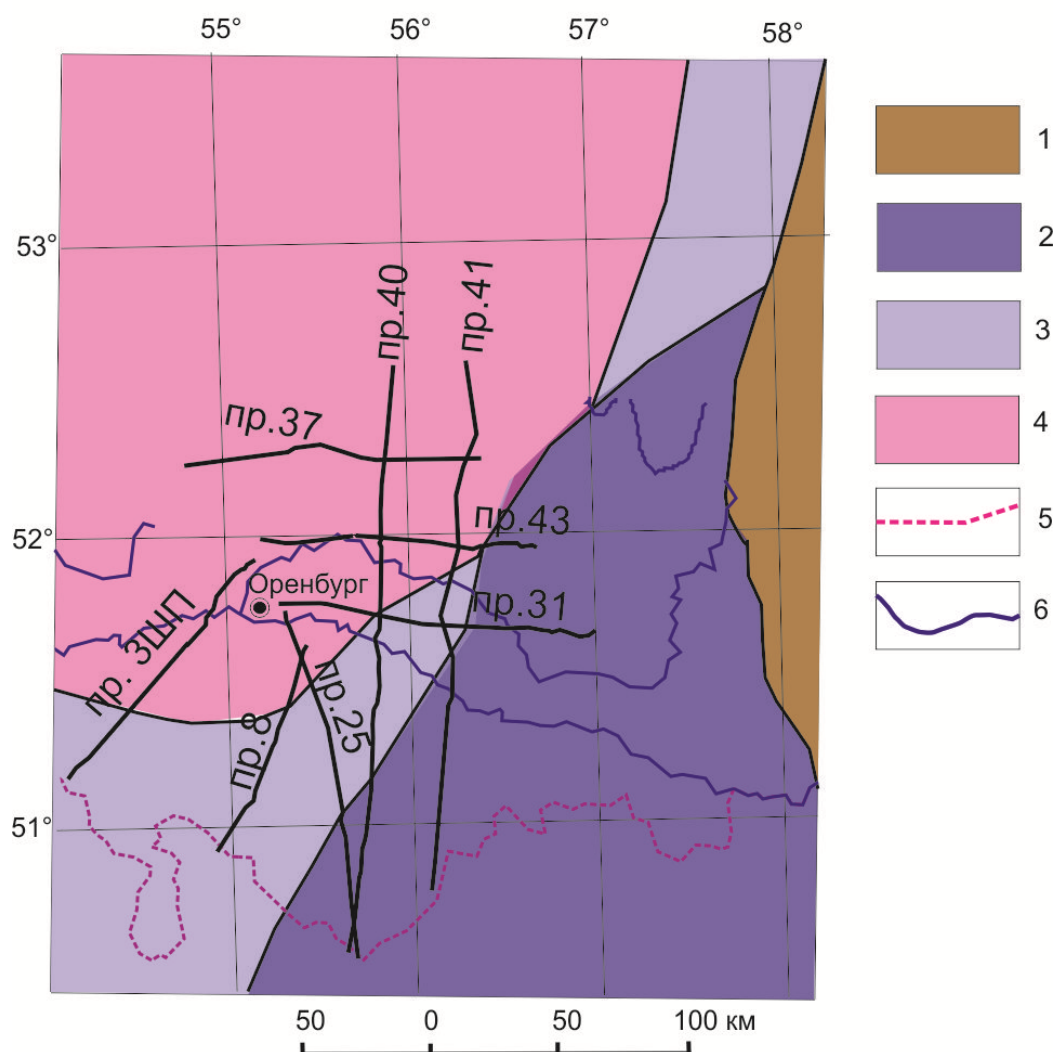


Рис.5.11 Схема рифейско-нижневендских отложений юго-востока Волго-Уральской антеклизы.

1 – Уральская складчатая система; 2 – область развития фундамента рифейского возраста (кадомиды); 3 – область со складчатым комплексом осадочного чехла R-V₁; 4 – область распространения доплитного и плитного комплексов; 5 – граница между Россией и Казахстаном; 6 – реки.

5.2.2. Плитный комплекс осадочного чехла (дофранская часть)

Плитный комплекс осадочного чехла начал формироваться в конце венда, чаще лишь в ордовике. В подсолевой части выделяются 3 структурных (сейсмогеологических) этажа, разделенных структурными несогласиями (рис.5.12, 5.4), а именно:

- верхневендско-пражский структурный этаж;
- эмско-среднедевонский структурный этаж;
- франско-нижнепермский структурный этаж.

Они маркируют этапы крупных региональных структурных перестроек:

- В середине венда начался крупный цикл осадконакопления с формированием синкаледонского комплекса плитного чехла (образование верхневендско-пражского структурного этажа) .
- После перерыва в осадконакоплении в раннем девоне началось постепенное развитие среднедевонской трансгрессии (накопление отложений эмско-среднедевонского структурного этажа).
- Накоплению франских отложений предшествовало поднятие и структурная перестройка всей Восточно-Европейской платформы, обусловленная закрытием океана Япетус.

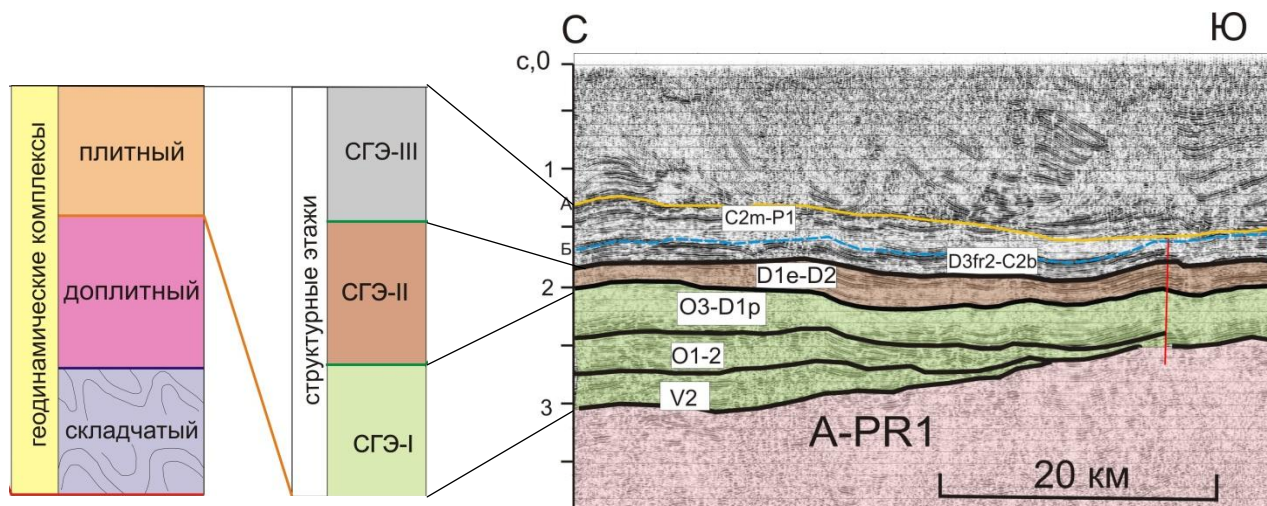


Рис. 5.12 Фрагмент сейсмического разреза с выделенными структурными этажами.

Таким образом, несогласия, связанные со структурными перестройками, хорошо фиксируются на сейсмических профилях и определяют разделение подсолевых отложений на структурные этажи. Структурные (сейсмогеологические) этажи разделяются более мелкими несогласиями на сеймостратиграфические комплексы, связанные со структурными этажами. В дофранской части разреза выделено 4 сеймостратиграфических комплекса. ССК1 – верхневендский (V₂), ССК-2 – ниже-

среднеордовикский (O_{1-2}), ССК-3 – верхнеордовикско-нижнедевонский (лохковский и пражский ярусы) (O_3-D_{1p}), ССК-4 – ниже-среднедевонский (эмский ярус – живетский ярус) ($D_{1e}-D_{2gv}$) (рис.5.13,5.14).

ССК-1 (V_2) залегает плащеобразно и трансгрессивно, слагая основание плитного комплекса осадочного чехла. Отложения этого комплекса отсутствуют на территории с рифейским возрастом фундамента. Сложен преимущественно терригенными отложениями, образовавшимися в прибрежных условиях. Отложений кембрийского возраста на территории не обнаружено.

ССК-2 (O_{1-2}) залегает трансгрессивно на верхневендских отложениях. Породы этого комплекса слагают основание осадочного чехла в районе кадомид. То есть можно говорить о том, что начиная с ордовика, на территории Восточно-Европейской платформы и причленившихся к ней кадомид формируется общий осадочный чехол. Состоит преимущественно из терригенных отложений, сменившихся вверх по разрезу карбонатными из-за подъема уровня моря.

ССК-3 (O_3-D_{1p}) объединяет верхнеордовикские, силурийские и нижнедевонские (пражские) отложения и трансгрессивно налегает на нижележащую толщу. Этот комплекс развит не повсеместно, так как частично был размыв из-за структурной перестройки в предэмское время. Характеризуется в основном карбонатными породами, образовавшимися, как и ССК-2 в шельфовых условиях.

По характеру сейсмической записи ССК-2 и ССК-3 по типу подошвенного налегания видно, что трансгрессия происходила с востока, со стороны Палеоуральского океана. К югу комплексы выклиниваются, что свидетельствует о неполном нивелировании орогена.

ССК-4 ($D_{1e}-D_2$) перекрывает нижележащие отложения с трансгрессивным налеганием, фиксируя этап крупной структурной перестройки Восточно-Европейской платформы и постепенное развитие среднедевонской трансгрессии, максимум которой приходится на среднюю часть эйфеля. На территории базальный горизонт девонских песчаников является первым непрерывно прослеживаемым горизонтом. В целом представляет собой сочетание мелководных шельфовых карбонатных и терригенных осадков.

Далее комплексы будут рассмотрены подробно.

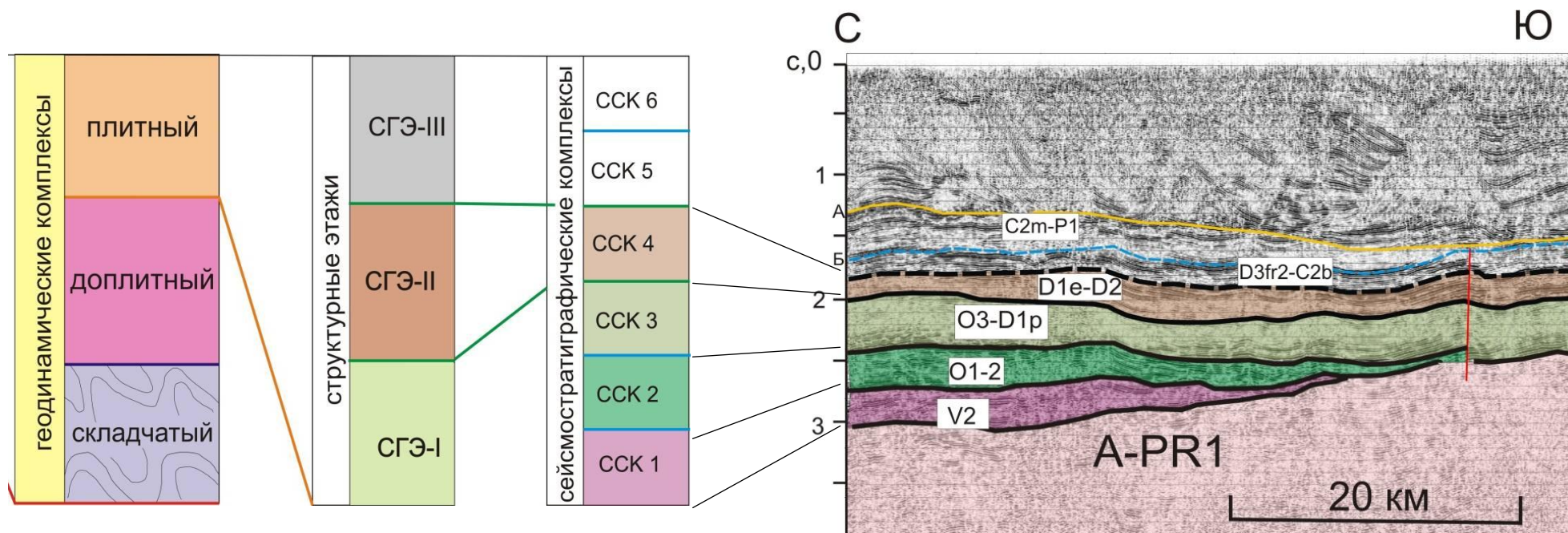


Рис. 5.14 Фрагмент сейсмического профиля с выделенными сеймостратиграфическими комплексами дофранской части разреза.

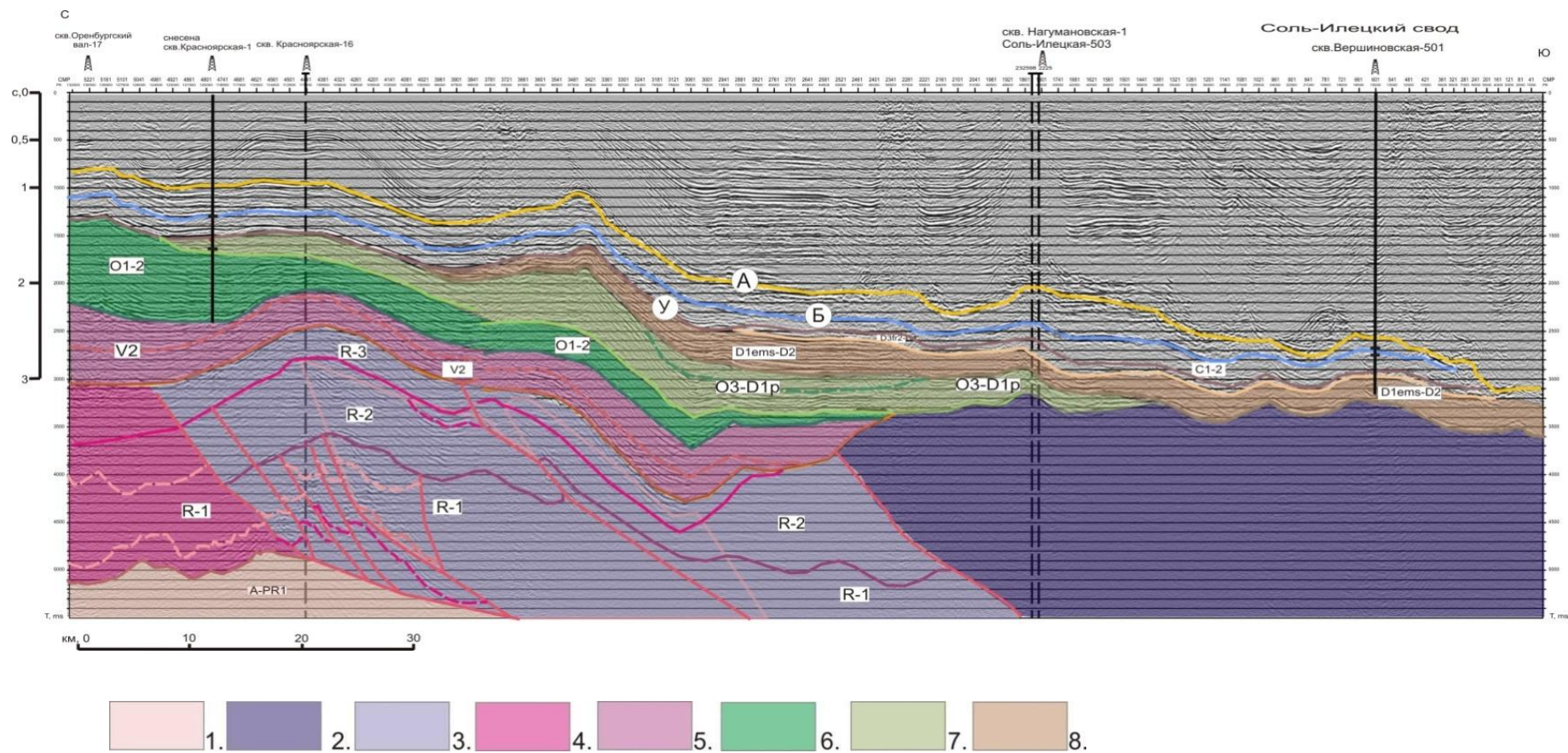


Рис. 5.15 Временной сейсмический разрез по профилю 25, пересекающему Соль-Илецкое поднятие

1 – консолидированная кора Ar-Pr₁, рифейские отложения в составе: 2 – консолидированной коры, 3 – складчатого и 4 – доплитного комплексов, 5 – ССК-1 (V₂), 6 – ССК-2 (O₁₋₂), 7 – ССК-3 (O₃-D_{1p}), 8 – ССК-4 (D_{1e}-D₂).

Верхневендский комплекс (ССК-1)

ССК-1 (V₂) залегает плащеобразно, слагая основание плитного комплекса осадочного чехла. Отложения этого комплекса отсутствуют на территории с кадомским возрастом фундамента. Сложен комплекс преимущественно терригенными отложениями, образовавшимися в прибрежных условиях.

Около 650 млн. лет назад Балтика отделилась от Родинии и стала существовать, как самостоятельный континент. Этап 570-550 млн. лет (рубеж раннего и позднего венда) характеризовался орогеническими процессами. В этот период произошла коллизия Балтики и Скифии, в результате которой Балтика существенно увеличила свои размеры, возник новый континент – Восточно-Европейский (Оренбургский тектонический..., 2013). В результате тиманского орогенеза появились поднятия на востоке. Вследствие их размыва на окраине платформы появился аллохтонный полимиктовый вулканогенный материал. Следом за этим начинается трансгрессия, и область осадконакопления распространяется далеко на запад, причем осадки, мощности которых обычно не превышают здесь 1–1,5 км (Лозин, 1994), впервые образуют платформенный чехол, в целом довольно равномерно утолщающийся в сторону Урала. На сейсмопрофилях хорошо заметно угловое несогласие между вендом и подстилающими разновозрастными горизонтами рифея, что подчеркивает существенный характер структурной перестройки на этом рубеже.

Одновременно со становлением тиманского пояса продолжалось расширение палеоокеана Япетус, в результате которого трансгрессии со времени позднего венда развиваются не со стороны восточной приуральской окраины, а со стороны Япетуса. С этого времени на Восточно-Европейском континенте начинает формироваться плитный комплекс, залегающий с размывом и трансгрессивно на всех подстилающих отложениях, включая фундамент (Пучков, 2000, 2005; Оренбургский тектонический..., 2013).

Таким образом, с верхневендского сейсмостратиграфического комплекса началось формирование плитного структурного комплекса осадочного чехла. Верхневендский комплекс развит в западной части профиля №43 и северной части профиля №40 на территории Волго-Уральской антеклизы. На профиле №43 видно, что он залегает несогласно на рифейско-нижневендских отложениях. На профиле №40 залегает на архейско-протерозойском фундаменте. В зоне распространения фундамента кадомского возраста этот комплекс не развит. В кровле этот комплекс также несогласно перекрыт отложениями ордовика. Это несогласие связано с раскрытием Палеоуральского океана и структурной перестройкой его западной окраины.

Мощность верхневендского ССК увеличивается в восточном направлении на профиле №43,31 и в южном направлении на профилях №40, 25, что связано с заполнением предгорного прогиба. Он имеет параллельнослоистое строение с четкими отражающими горизонтами.

На рассматриваемой территории вендские отложения вскрыты только поисковыми скважинами без выхода керна. О составе можно судить только по прилегающим территориям. Отложения венда в Волго-Уральской области представлены отложениями каировской и шкаповской серий. Каировская подразделяется на две толщи: нижнюю, сложенную песчаниками с редкими прослоями гравелитов, конгломератов, верхнюю с переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов (Политыкина, 2007). Шкаповская серия подразделяется на 2 толщи, и, в отличие от каировской, отложения её в целом более тонкозернистые. Нижняя толща имеет алевроново-песчаный состав, верхняя – глинисто-алевритовый. На западном склоне Урала венд представлен породами ашинской серии, которая сложена алевролитами, конгломератами, конгломерато-брекчиями, песчаниками, аргиллитами.

Отложения кембрия на территории не обнаружены, что связано с положительным рельефом кадомского горного сооружения, деструкция и рифтогенез которого начались лишь в самом конце кембрия во время заложения Палеоуральского океана. Поэтому осадконакопление на рассматриваемой территории началось только в ордовике, когда кадомское горное сооружение уже, по всей вероятности, было нивелировано.

Нижнепалеозойские комплексы (ССК-2 и ССК-3)

В конце кембрия-начале ордовика начался новый этап осадконакопления. Орогенные кадомские сооружения подверглись интенсивной деструкции. Наибольшую деструкцию и рифтогенез испытал уральский край Восточно-Европейской платформы, который в результате стал погружаться. Из наиболее восточной ветви рифтов впоследствии в ордовике возник Уральский палеоокеан (Оренбургский тектонический..., 2013).

На профиле №43 выше отложений верхнего венда залегает толща, имеющая, по-видимому, нижнепалеозойский возраст. Подошвой толщи является горизонт «О?». На 43 очень маленькая мощность нижнепалеозойских отложений, поэтому невозможно выделить отдельные комплексы. Нижнепалеозойский комплекс с несогласием типа подошвенное налегание залегает на отложения венда. Он включает в себя ордовикские и силурийские отложения, а также лохков-пражские образования нижнего девона.

На профиле №40 нижнепалеозойские отложения разделены несогласием на 2 комплекса (нижне-среднеордовикский, подошвой которого является горизонт «О1?» и верхнеордовикско-нижнедевонский с подошвенным горизонтом «О»). Нижне-среднеордовикский комплекс также, как и верхневендский развит только на территории с древним фундаментом. Он имеет клиноформное строение и выклинивается к югу. Силурийские отложения уже распространены повсеместно вдоль профиля.

На профиле №25 также выделяются оба нижнепалеозойских комплекса, выклинивающиеся к югу. По-видимому, это связано с тем, что кадомский ороген здесь не был до конца нивелирован.

По характеру сейсмической записи ССК-2 и ССК-3 по типу подошвенного налегания (рис.5.16) видно, что трансгрессия происходила с востока, со стороны Палеоуральского океана.

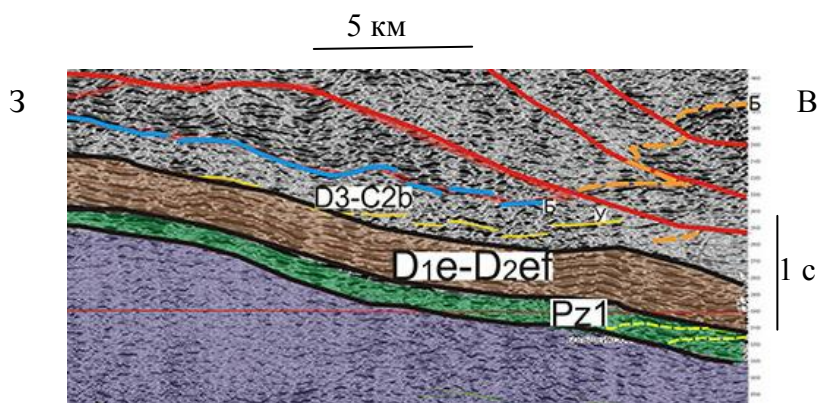


Рис. 5.16 Фрагмент сейсмического разреза, иллюстрирующий подошвенное налегание нижнепалеозойского комплекса на консолидированную кору.

Также на профилях 25 и 40 хорошо видно трансгрессивное налегание ССК-3 на подстилающие отложения. В пределах склона Волго-Уральской антеклизы он залегает на нижне-среднем ордовике, в то время как южнее непосредственно на кадомском основании.

Кроме того, ССК-4 развит не повсеместно (рис. 5.13), так как частично или полностью был размыт из-за структурной перестройки в начале эмса. В целом, отложения верхов ордовика, силура и начала девона фиксируют регрессивную стадию развития ордовикско-силурийского цикла седиментации на Восточно-Европейской платформе (Алексеев и др. 1995).

На изучаемой территории нерасчлененные нижнепалеозойские отложения были вскрыты скв. 630 Белозерская. Там они представлены неоднородным переслаиванием

песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослойками в средней части доломитов, в нижней – гравелитов. Общая мощность нижнепалеозойских отложений в данной скважине составляет 452 м. По литологическому составу сверху вниз выделяется 3 толщи: 1) толща преобладания песчаников – 105 м; 2) толща переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов – 112 м; 3) толща преобладания песчаников – 235 м.

Отложения ордовика вскрыты несколькими скважинами. Максимальная вскрытая мощность их составляет более 2000 м в разрезах скважин Оренбургского вала (1, 2 Ордовик, 1 Красный Яр), достигая 2350 м в скв. 2 Ордовик (рис.5.17). Там преобладают песчаники, глинисто-алевролитовые породы и гравелиты играют подчиненную роль, в верхней части встречаются редкие карбонатные прослои. Состав песчаников преимущественно кварцевый, встречаются полевошпат-кварцевые разности. В качестве примесей наблюдаются обломки эффузивных пород, фосфаты, глауконит, такие акцессории как циркон, гранат, эпидот, турмалин. Сортировка и окатанность обломочного материала от хорошей и средней до плохой, цемент серицит-кальцитовый базальный и контактово-поровый, прослоями кальцитовый, доломитовый и кварцевый регенерационный. В разрезе отмечены также кварцитовидные песчаники с цементом соприкосновения — породы плотные непроницаемые. Состав алевролитов в основном кварцевый, гравелитов — кварцевый и полевошпат кварцевый. Цвет песчаников от темно-серого до белого, зеленовато- и голубовато-серого. Аргиллиты характеризуются серым и темно-серым цветом, каолинит-гидрослюдистым и гидрослюдистым составом, частой вкрапленностью пирита. Фиксируются тонкослоистые породы, сложенные чередованием пород различной зернистости.

В Предуральском прогибе состав и внешний облик пород ордовикской системы близок таковым из разрезов скважин Соль-Илецкого поднятия. В скв. 110 Предуральской рассматриваемый стратон сложен пачками переслаивающихся темно-серых и зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов, реже светло-зеленовато- и голубовато-серых песчаников, и пачками, сложенными преимущественно песчаниками. За кровлю ордовика принята пачка светлых голубовато- и зеленовато-серых алевропесчаников, сходная по литологическому составу с ордовикскими породами Оренбургского вала. В скв. 640 Слудногорской керн представлен близкими по составу и внешнему облику терригенными породами в тонком переслаивании. Вскрытая мощность ордовикских пород в скважине 110 Предуральской составляет 275,8 м, в скважине 640 Слудногорской — 75,5 м.

Таким образом, общую обстановку в ордовике можно охарактеризовать как открытый эпиконтинентальный бассейн, в пределах которого имелись отдельные застойные впадины-ловушки, где скапливалась основная масса осадочного материала. В

конце аренига терригенная седиментация постепенно сменилась карбонатной из-за начавшегося подъема уровня моря, продолжавшегося и в среднем ордовике.

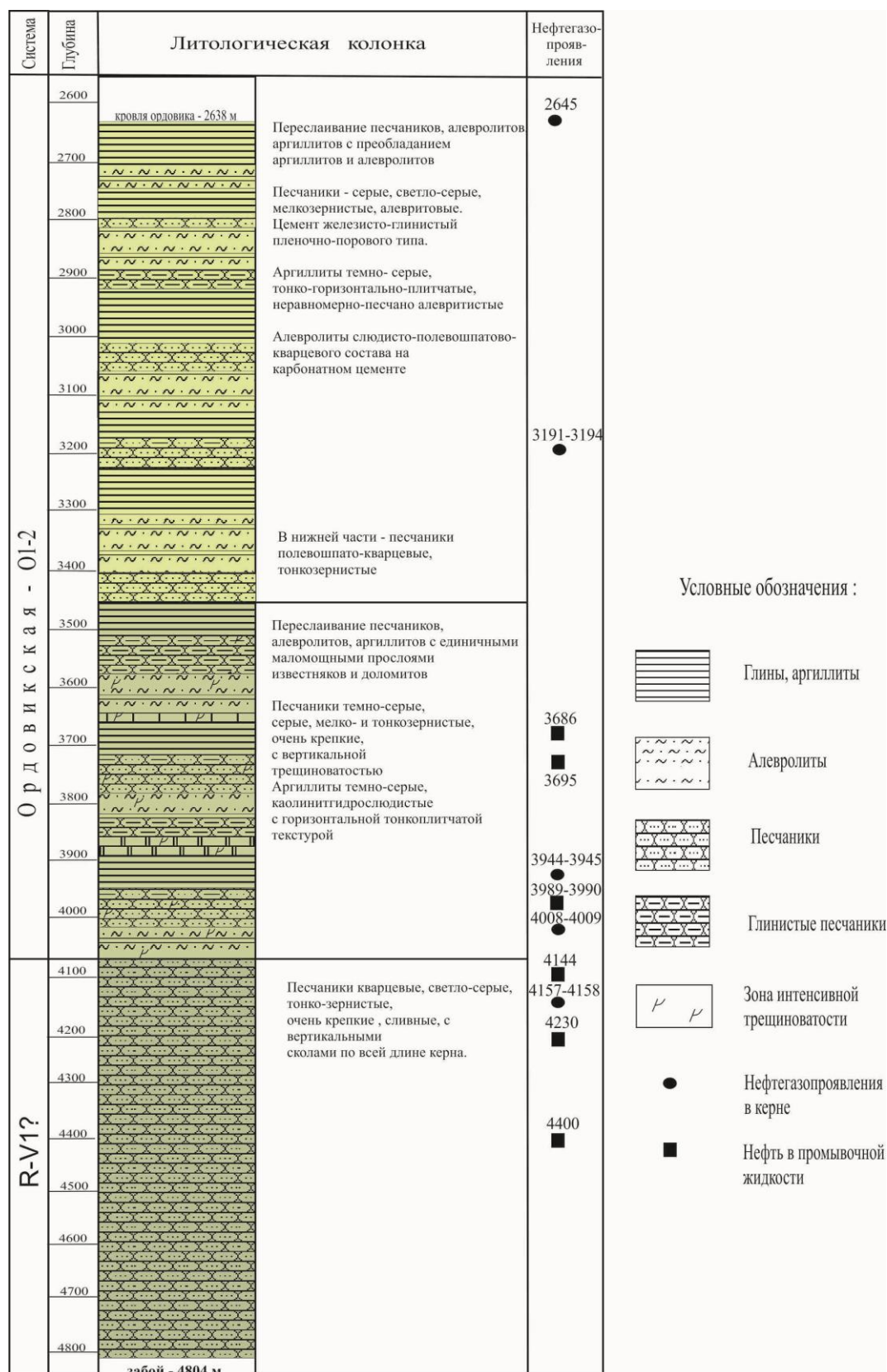


Рис. 5.17 Разрез ордовикских отложений скважины 1 Ордовикской (по данным ГИС и керна) (Якименко, 2007, Политыкина, 2007)

Силурийские отложения охарактеризованы палеонтологически (граптолиты, трилобиты, остракоды) в скважине 120 Буртинской и имеют полный стратиграфический объем (Макарова, 1991). По корреляции с этим разрезом силурийские образования выделены в разрезах скважин 121 Староключевской, 110 Предуральской и 640 Слудногорской. Вскрытая мощность силура в скважине 120 Буртинской — 209,3 м, в скв. 121 Староключевской — 115,4 м, в скв. 110 Предуральская — 84,9 м, в скв. 640 Слудногорская — 277 м.

Верхняя часть разреза в скв. 120 Буртинской представлена преимущественно карбонатными породами (доломитами) и характеризуется буровато-серыми оттенками, нижняя сложена горизонтально переслаивающимися известняками, доломитами, аргиллитами, алевролитами, реже присутствуют прослои мергелей, песчаников. Доломиты от микро- до мелкозернистой структуры, участками перекристаллизованы до крупно-грубокристаллических, неравномерно алевритистые, глинистые, иногда слабо сульфатизированные, пиритизированные и битуминозные. Известняки разнообразны по составу и структуре: сгустково-комковато-органогенные, пелитоморфно-тонкозернистые с редким органогенным детритом, биоморфно-полидетритовые (криноидные, водорослево-криноидные, остракодово-мшанково-криноидные), редко биогермные (водорослевые, криноидно-водорослевые) и псевдообломочные. Породы в разной степени перекристаллизованы, неравномерно алевритистые, глинистые и битуминозные. Мергели темно-буровато-серые, часто с обилием неправильной и линзовидной формы обломков известняков, органогенного детрита, примесью кварца. Алевролиты и песчаники имеют кварцевый состав, мелко-среднезернистую структуру и доломитовый и глинистый цемент базального типа. В интервале 4782–4804 м в алевролитах встречены обломки (размером до 5х8 мм) биогермных мшанково-криноидных известняков и крупный детрит криноидей, мшанок, брахиопод, трилобитов. Аргиллиты гидрослюдистые, неравномерно известковистые, алевритистые, нередко с детритом криноидей, остракод, трилобитов.

Силурийские отложения в скважине 121 Староключевской выделены на основании их литологического сходства с фаунистически охарактеризованным разрезом скважины 120 Буртинской. Глинисто-карбонатная толща, залегающая под вязовскими карбонатными породами, условно отнесена к верхнему отделу силура. Карбонатные отложения представлены доломитами, которые имеют коричневатый оттенок, серые до темно-серых и черные цвета, иногда характеризуются пятнистой окраской; структура пород от пелитоморфной до мелкозернистой, участками реликтовая органогенная и сгустково-комковатая. В качестве нижнесилурийского отдела рассматривается подстилающая слоистая толща алевро-аргиллитового состава, в которой присутствуют редкие

маломощные прослойки тонкозернистых доломитов.

В скважине 110 Предуральской к силурийской системе (предположительно нижнему отделу) условно отнесена пачка переслаивающихся алевролитов и аргиллитов, содержащая прослой известняков.

Силурийская толща скважины 640 Слудногорской сложена карбонатно-терригенными отложениями, в нижней ее части преобладают карбонатные породы. В разрезе широко развиты тонкослоистые породы, представленные переслаиванием темно-серых пелитоморфно-тонкозернистых, сгустково-комковато-органогенных, оолитово-детритовых и биоморфно-детритовых (преимущественно остракодовых, водорослево-остракодовых, реже криноидно-водорослевых, трилобито-криноидно-водорослевых) известняков, пелитоморфных и сгустковых, комковатых доломитов различной степени глинистости, известковых мергелей, черных гидрослюдисто-каолинитовых и зеленатовато-серых каолинитовых аргиллитов. Известняки местами слабо перекристаллизованы, аргиллиты часто содержат детрит остракод, трилобитов, иногда включают незначительную примесь алевролитистого кварца. Текстура пород параллельно- и ленточно-слоистая, подчеркивается ориентированными скоплениями глинистого и органического вещества. В нижней части разреза преобладают пелитоморфные и ленточно-сгустково-комковатые слоистые серо-, зеленовато- и буровато-серые, иногда пятнистые, доломиты, встречаются прослой пелитоморфно-тонкозернистых и биоморфно-детритовых трилобитово-криноидно-остракодовых известняков.

Предполагается, что рассматриваемый регион в течение ордовика-силура входил в состав обширного шельфового бассейна, располагавшегося вдоль юго-восточной пассивной окраины Восточно-Европейского континента.

Нижне-среднедевонский комплекс (ССК-4)

ССК-4 (D_{1e} - D_{2gv}) перерывает нижележащие отложения с трансгрессивным налеганием, фиксируя этап крупной структурной перестройки Восточно-Европейской платформы и постепенное развитие среднедевонской трансгрессии, максимум которой приходится на среднюю часть эйфеля. На территории базальный горизонт девонских песчаников является первым непрерывно прослеживаемым фанерозойским горизонтом. С его образованием начинает формироваться мощный и непрерывный комплекс осадков. В целом комплекс представляет собой сочетание мелководных шельфовых карбонатных (доломитизированные известняки) и терригенных осадков. Наблюдаются переходы в лагунные и континентальные осадки (Пучков, Козлов, 2005).

Нижне-среднедевонский сейсмостратиграфический комплекс представлен терригенно-карбонатной толщей пород возрастного диапазона от позднего эмса до живета. На временных разрезах комплекс отвечает интервалу между отражающими горизонтами D_1 и D . Нижней границе комплекса, соответствует стратиграфическое несогласие в подошве отложений эмского яруса нижнего девона. Формирование этого крупного несогласия связано с тем, что в конце силура-начале девона началось закрытие палеоокеана Япетус (Хераскова, 2010). Период закрытия проявился на Восточно-Европейском кратоне периодом поднятий, длительным перерывом в осадконакоплении, длившимся со второй половины лохкова, пражский и нижнюю половину эмского веков.

В целом представляет собой сочетание мелководных шельфовых карбонатных и терригенных осадков. Более подробно отложения этого комплекса рассмотрены в следующей главе 6 «Литолого-стратиграфическая характеристика и фациальный анализ ниже-среднедевонских отложений».

Особое внимание уделено ниже-среднедевонским отложениям (ССК-4) по нескольким причинам:

1) это первая толща, достаточно изученная бурением. Для более древних отложений не было возможности сделать фациальный анализ по причине отсутствия необходимого количества скважин.

2) На Оренбургском валу на ордовикские отложения ложатся каменноугольные (север разреза 25 (рис.5.15)), а силурийские и девонские выклиниваются. Используя только сейсмические данные, невозможно установить время размытия, с помощью фациального анализа можно выяснить существовало ли поднятие в девоне;

3) на ряде профилей были обнаружены предположительно рифовые объекты

возраста D_{1-2} , которые могут быть перспективны для поисков углеводородов (рис. 5.19).

скв. Вершиновская

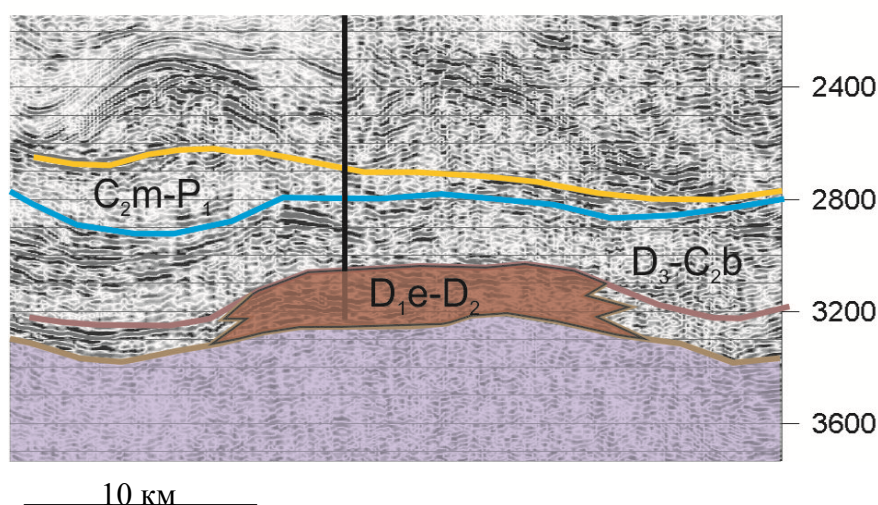


Рис. 5.19 Фрагмент сейсмического разреза с выделенным рифовым массивом.

В целом, изучение профилей в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и складчатого комплекса Урала позволило выделить следующие зоны с запада на восток:

- область поднятий кадомского возраста (в этой области отложения рифея сильно дислоцированы, смяты в складки и являются фундаментом; здесь на деформированных породах рифея с резким несогласием залегают нижнепалеозойские толщи осадочного чехла);
- область, затронутую деформациями кадомид (отложения рифея здесь смяты в складки, образуя складчатый комплекс осадочного чехла, с угловым несогласием перекрываются породами нижнего палеозоя);
- область Волго-Уральской антеклизы Восточно-Европейской платформы (отложения рифея залегают на архейско-нижнепротерозойском фундаменте субгоризонтально и субсогласно перекрываются отложениями верхнего венда).

Таким образом, были изучены сейсмические профили в районе исследования, а также в прилегающих районах. Проанализированы существующие схемы, выявлены их недостатки и предложена новая региональная сейсмостратиграфическая модель строения дофранских отложений, рассматривающая подробно нижние горизонты осадочного чехла (табл.3). Это позволяет обосновать второе защищаемое положение.

Таблица 3. Сейсмостратиграфическое расчленение разреза

<i>Плитный верхний венд-нижнепермский структурный комплекс (СК)</i> <i>осадочного чехла</i> III. Франско-нижнепермский структурный (сейсмогеологический) этаж: II. (D_{1e}-C_{2b}) Нижне-среднедевонский структурный (сейсмогеологический) этаж. ССК 4. Нижне-среднедевонский (эмский-живетский ярусы) (D_{1e}-D_{2gv}). I. (V₂-D_{1p}) Верхний венд–пражский структурный (сейсмогеологический) этаж: ССК 3. (O₃-D_{1p}) верхнеордовикско- нижнедевонский (лохковский и пражский ярусы) ССК 2. (O₁₋₂) ниже-среднеордовикский ССК 1. (V₂) верхневендский	
<i>Доплитный структурный комплекс (СК) осадочного чехла</i> (R1-V1)Рифейско-нижневендский структурный (сейсмогеологический) этаж Условно делится на сейсмостратиграфические подразделения без определения иерархического уровня R3, R2, R1. Кровля горизонт R	<i>Структурный комплекс (СК):</i> <i>Рифейско-нижневендский складчатый комплекс осадочного чехла</i> Кровля - отражающий сейсмический горизонт «Ф» (акустический фундамент)

6.3 Разрывные нарушения

На рассматриваемой территории по нарушениям и смещениям рисунка сейсмической записи осадочных комплексов выделено ряд разломов, вероятно генетически связанных с процессами формирования кадомского складчатого пояса. Среди дизъюнктивных нарушений выделено два типа: надвиги и сбросо-сдвиги (рис.5.9, 5.10, 5.15, 5.20). Надвиги приурочены к зоне сочленения кадомид и Восточно-Европейской платформы. По этой системе происходит надвигание кадомид на край платформы. Кроме того, они расчешуивают складчатый комплекс осадочного чехла. Сбросо-сдвиги приурочены к восточному краю Восточно-Европейской платформы. Для них характерны четко выраженные на профиле отрицательные цветковые структуры, представляющие собой систему сбросов с опусканиями в центральных блоках. Такие структуры характерны для зон трансенсии. На нескольких профилях можно выделить крупный сбросо-сдвиг (рис.5.9,5.20), представляющий собой Предуральский разлом. Дизъюнктивные нарушения секут отложения рифея и венда, не затрагивая нижний палеозой. Отсюда можно сделать вывод, что нарушения имеют допалеозойский возраст. Таким образом, подвижки по разломам, связанным с кадомской орогией, продолжались и в поздневендское время в течение формирования предгорного прогиба.

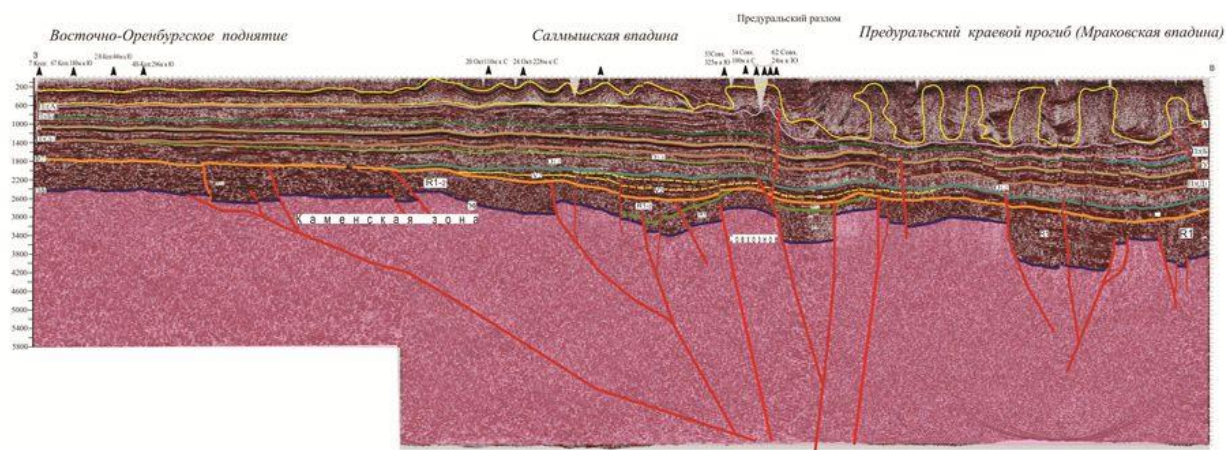


Рис.5.20 Временной сейсмический разрез №37 (Оренбургский тетонический..., 2013)

ВЫВОДЫ

1. Анализ региональных работ по сеймостратиграфии показал, что существующие сеймостратиграфические схемы слабо увязаны между собой. Кроме того, имеются разночтения в определении возраста одних и тех же горизонтов, что выявилось при попытке проследить отдельные горизонты по серии пересекающихся профилей. Это показало необходимость пересмотра материалов и создания новой схемы сеймостратиграфии.
2. Выделено 2 типа рифейских отложений разного строения в составе осадочного чехла: в виде складчатого геодинамического комплекса и в виде доплитного. Уточнена граница распространения складчатого комплекса
3. Выделены сеймостратиграфические комплексы в дофранской части разреза: ССК-1 – верхневендский (V_2), ССК-2 – нижне-среднеордовикский (O_{1-2}), ССК-3 – верхнеордовикско-нижнедевонский (O_3-D_{1p}), ССК-4 – нижне-среднедевонский (эмский, эйфельский и живетский ярусы) ($D_{1e}-D_{2gv}$).
4. Изучение профилей в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и складчатого пояса Урала позволило выделить следующие зоны с запада на восток:
 - область поднятий кадомского возраста (в этой области отложения рифея сильно дислоцированы, смяты в складки и являются фундаментом; на деформированных породах рифея с резким несогласием залегают нижнепалеозойские толщи осадочного чехла),
 - область, затронутую деформациями кадомид (отложения рифея здесь смяты в складки, образуя складчатый комплекс осадочного чехла, с угловым несогласием перекрываются породами нижнего палеозоя),
 - область Волго-Уральской антеклизы Восточно-Европейской платформы (отложения рифея залегают на архейско-протерозойском фундаменте субгоризонтально и субсогласно перекрываются отложениями верхнего венда).
5. На профилях были выделены отрицательные цветковые структуры, которые говорят о сдвиговой деформации в сочетании с растяжением. Выделяются две серии надвигов: позднерифейско-ранневендские, связанные с образованием кадомид, и позднекаменноугольно-раннепермские, связанные с образованием Урала.

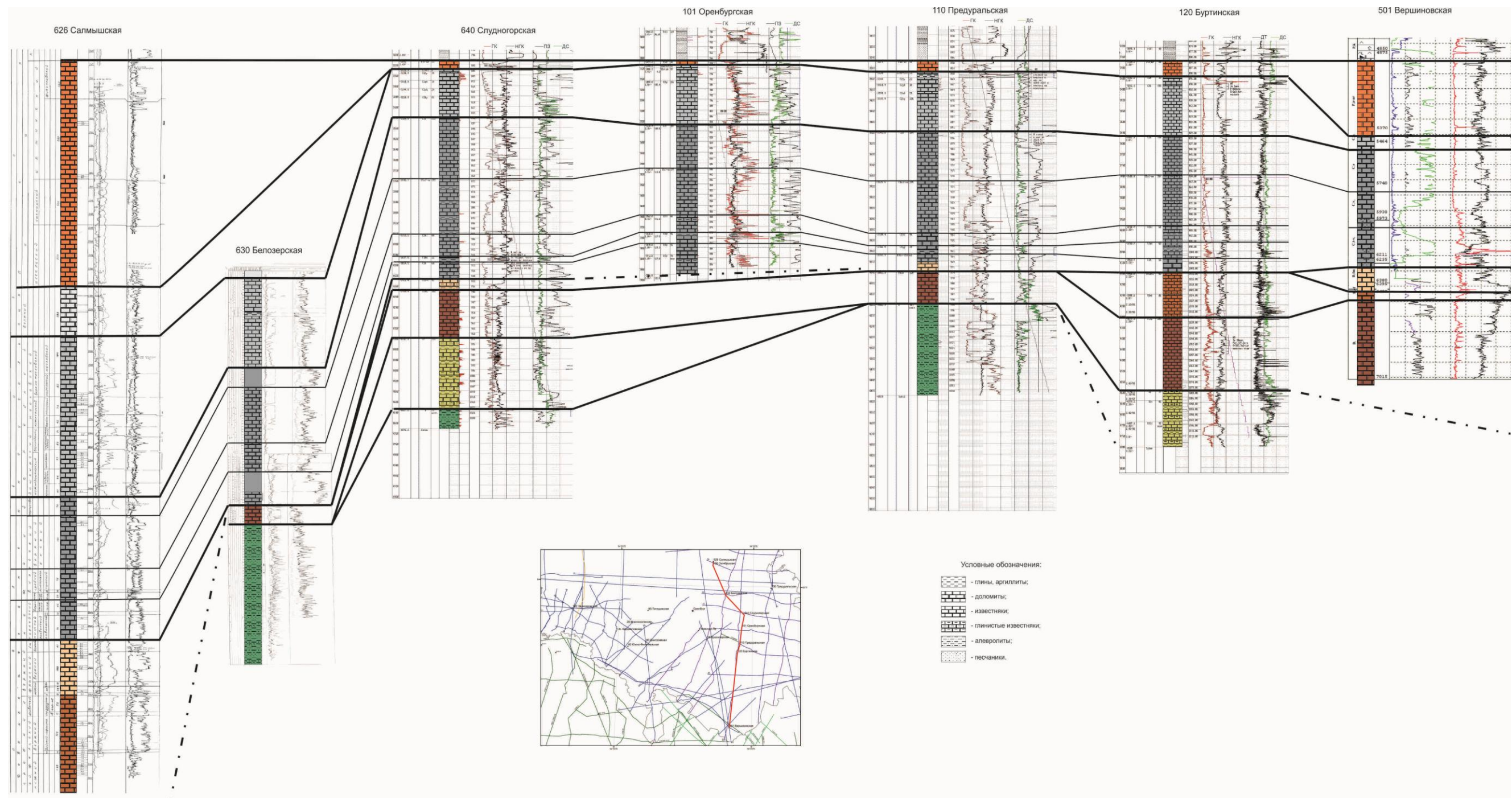


Рис.5.21 Геологический разрез по серии скважин (626 Салмышская, 630 Белозерская, 640 Слудногорская, 101 Оренбургская, 110 Предуральская, 120 Буртинская, 501 Вершиновская)

Глава 6 Литолого-стратиграфическая характеристика и фациальный анализ ниже –среднедевонских отложений

Девонские отложения широко развиты во всех зонах рассматриваемой территории и представлены всеми отделами. Они перекрывают нижележащие, трансгрессивно залегаю на породах кристаллического фундамента, рифей-вендских отложениях, а также на породах раннепалеозойского возраста в некоторых наиболее погруженных частях территории. Для ниже- и среднедевонских отложений (ССК-4) был сделан фациальный анализ (рис.6.1).

Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Колонка	Описание	М, м
Средний девон D ₂	Живетский D ₂ zv	Муллинский D ₂ ml			Терригенно-карбонатная толща. Биогермные постройки практически прекращают свой рост.	0 - 120
		Ардатовский D ₂ ar				
		Воробьевский D ₂ vb				
	Эйфельский D ₂ ef	Верхний D ₂ ef ₂	Черноярский D ₂ cr		Известняки с прослоями аргиллитов, мергелей, песчаников. Биогермные известняки.	0 - 100
			Клинцевский D ₂ kl			
			Мосоловский D ₂ ms			
		Нижний D ₂ ef ₁	Бийский D ₂ bs		Биогермные известняки, вторичные доломиты	0-70
Нижний девон D ₁	Эмский D ₁ e	Верхний D ₁ e ₂	Койвенский D ₁ kv		Карбонаты (известняки, вторичные доломиты) органогенные, прослоями глинистые и битуминозные. Биогермные известняки.	0 - 475
			Вязовский D ₁ vz			
		Нижний D ₁ e ₁	Такатинский D ₁ tk		Терригенная толща. Песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов	0 - 507
	Пражский					
	Лохковский					

Рис. 6.1 Сводная колонка ниже-среднедевонских отложений.

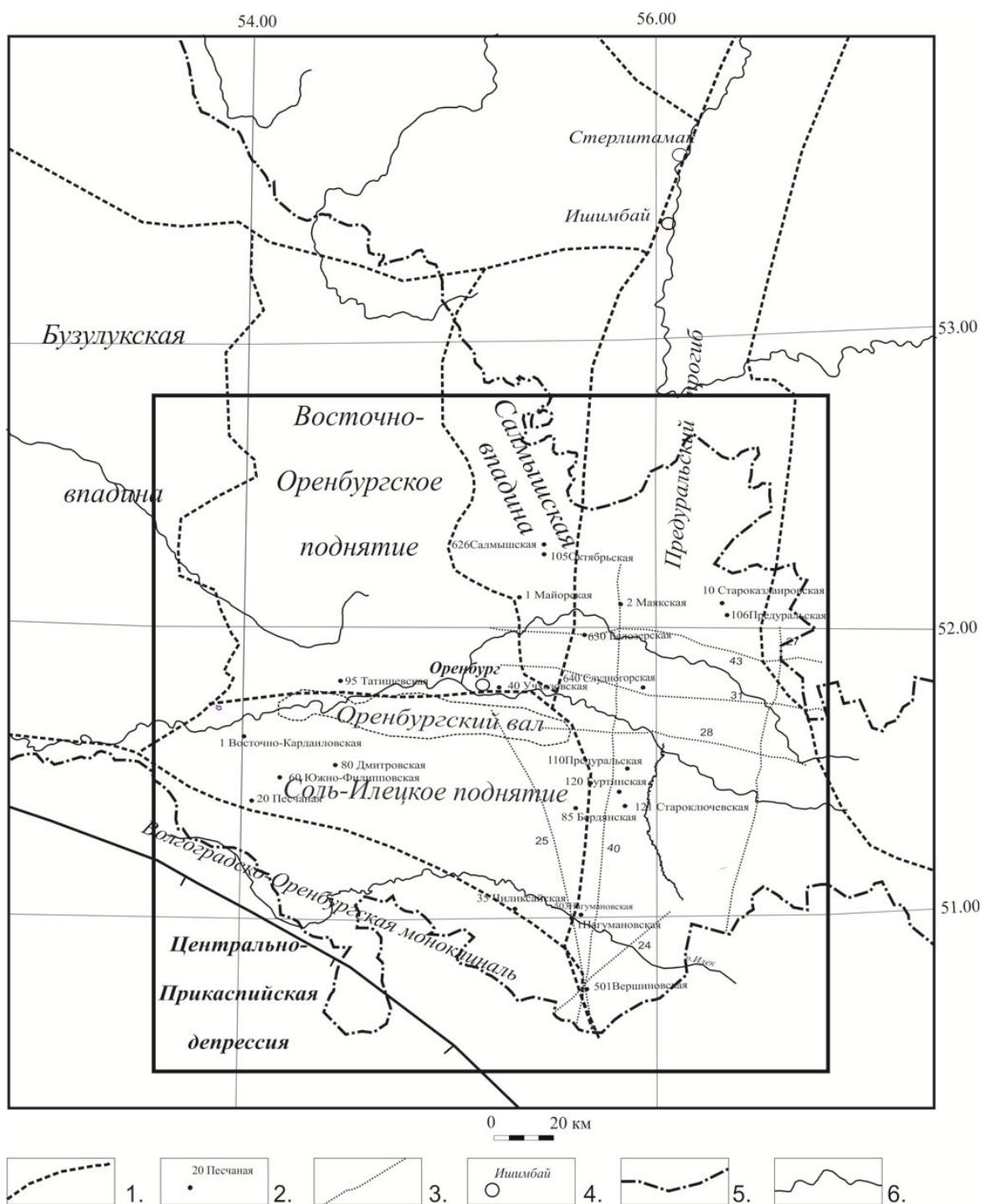


Рис.6.2 Тектоническая схема района исследований, по [Мкртчян, 1980; Оренбургский тектонический..., 2013]

1 – границы структур Волго-Уральской антеклизы; **2** – параметрические глубокие скважины и их названия; **3** – сейсмические профили и их номера; **4** – города; **5** – граница Оренбургской области; **6** – реки.

6.1 Нижний отдел девонской системы. Эмский ярус

В конце силура-начале девона началось закрытие палеоокеана Япетус. Это проявилось на всем Восточно-Европейском континенте периодом поднятий, длительным перерывом в осадконакоплении, длившемся на протяжении лохковского и пражского веков. В результате в конце раннего девона, начиная с эмса, начинает формироваться новый структурный план, сохранившийся в общих чертах до конца палеозоя. Он характеризует герцинский этап развития Восточно-Европейской платформы, в течение которого преобладали погружения, особенно в восточной ее половине, а тектонические движения отличались значительной дифференцированностью (Gee, Fossen, 2008). В результате трансгрессии со стороны Палеоуральского океана область осадконакопления распространилась на территорию платформы, и началось накопление базальной толщи косослоистых кварцевых песчаников, гравелитов с прослоями алевролитов, аргиллитов такатинской свиты (Тихомиров, 1995; Пучков, 2000). В целом, с севера, северо-запада на юг и юго-восток происходит постепенная смена фаций эмских отложений от терригенных на южном склоне Южно-Татарского свода до карбонатных на юго-востоке Соль-Илецкого поднятия (Абрамов и др., 1994). На территории Оренбургского вала отложения нижнего девона отсутствуют в результате последующего их размыва. Отсутствуют признаки фациальной изменчивости и сноса обломочного материала со стороны вала.

На рассматриваемой территории эмский ярус представлен такатинским (D_{1tk}), вязовским (D_{1vz}) и койвенским (D_{1kv}) горизонтами. Нижний такатинский горизонт сложен преимущественно терригенными породами, вязовский и койвенский — карбонатными (рис. 6.1).

Такатинский горизонт

Базальный такатинский горизонт вскрыт многими скважинами в пределах рассматриваемой области: 106 Октябрьская, 95 Татищевская, 80 Димитровская, 60 Южно-Филипповская, 1 Восточно-Кардаиловская. Отложения горизонта представляют собой фациально изменчивый комплекс преимущественно терригенных пород. Карбонатный материал присутствует практически только в виде цемента. Эти отложения трансгрессивно залегают на породах венда, ордовика и силура. Мощность отложений изменяется от 60 до 500 м и определяется в основном степенью последующего размыва.

В составе накоплений такатинского времени выделяются три фации: гравелито-песчаная фация, песчано-алевролитовая и доломитово-терригенная (рис.6.3).

Гравелито-песчаная фация распространена в северо-западной части Восточно-

Оренбургского поднятия (вскрыта скв. 95 Татищевской, 107 Западно-Оренбургской). Она представлена терригенной неравномерно ожелезненной глинисто-песчанистой толщей с прослоями гравелитов (конглогравелитов) в нижней части разреза. Например, на границе Соль-Илецкого поднятия и Восточно-Оренбургского поднятия в скв. 95 Татищевская такатинские отложения имеют двучленное строение.

1. В основании в интервале 3931-3934 м наблюдается неравномерное переслаивание песчаников и гравелитов с тонкими прослоями аргиллитов. Песчаники светло-розовые и зеленовато-серые, крупнозернистые, гравийные (до перехода в гравелит мелкогравийный). Состав аркозовый. Гравелиты светло-зеленовато-серые, мелкогравийные, песчанистые. Сортировка и окатанность обломочного материала слабая.

2. В верхней части в интервале 3887-3919 м — песчаники с прослоями аргиллитов. Песчаники светло-зеленовато-серые, бледно-сиреневые и буровато-коричневые, горизонтально- и тонкослоистые, полевошпатово-кварцевые, неравномерно алевритистые и глинистые. В некоторых прослоях содержат растительные остатки. Сортировка обломочного материала средняя, окатанность слабая.

Наличие растительных остатков говорит о крайней мелководности отложений. Глинисто-гравелито-песчаный состав отложений, слабая дифференциация вещества в прослоях, слабая окатанность обломков гравелито-песчаной фракции говорят о том, что отложения, вероятно, образовались в условиях интенсивного привноса и быстрого захоронения терригенного материала. Проанализировав мощности отложений, можно сделать вывод о существовании авандельты. Поступающий обломочный материал накапливался в виде языка на территории Восточно-Оренбургского поднятия и, вероятно, за тем частично разносился течениями по остальной части акватории. По-видимому, эта фация характеризует проксимальную часть авандельты. Уменьшение, в целом, вверх по разрезу размера зерен в породах говорит о развитии трансгрессии. Циклическое чередование более грубозернистых и более мелкозернистых пород указывает на приливно-отливную деятельность морского бассейна.

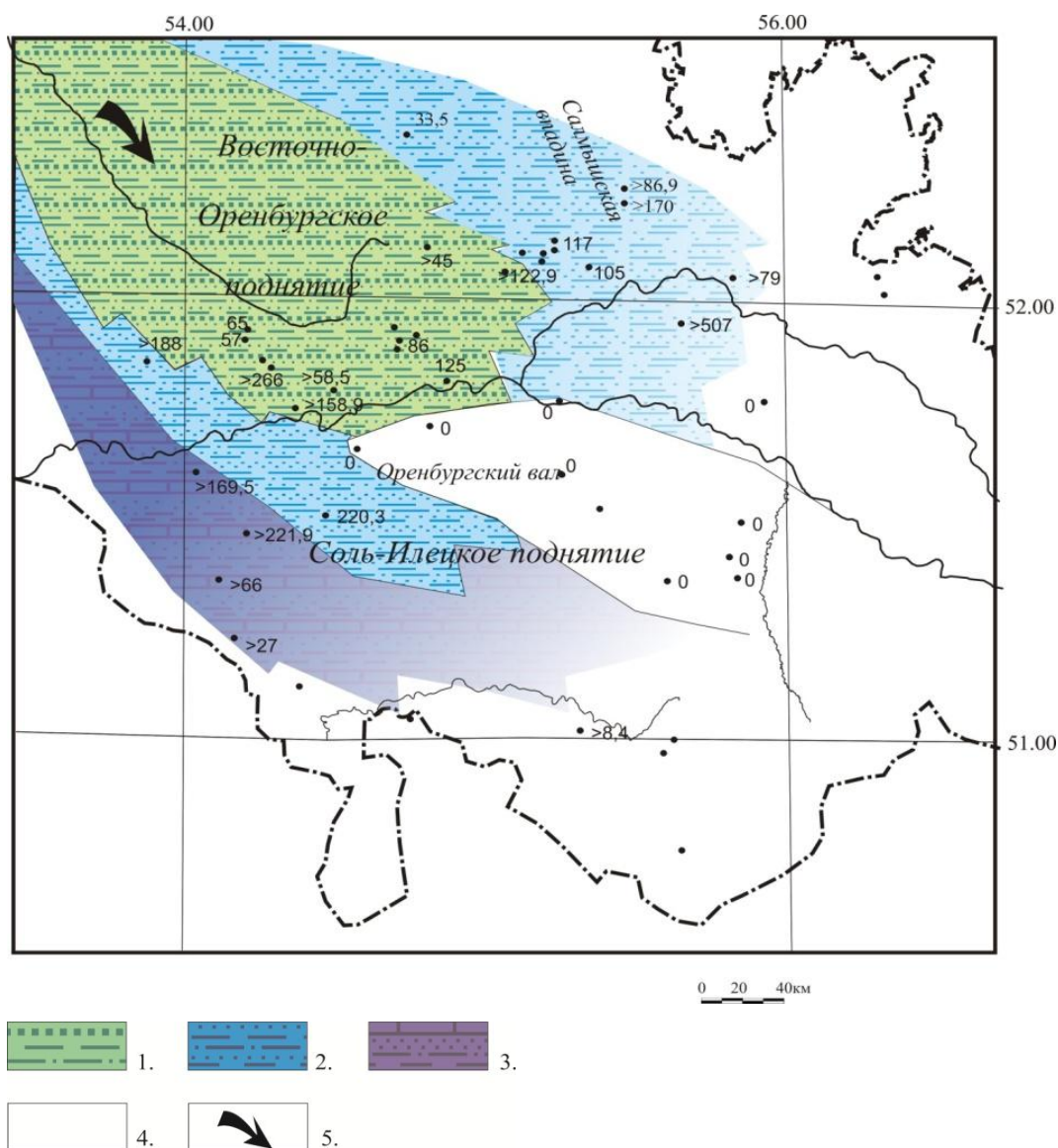


Рис. 6.3 Карта фаций для такатинского времени

1 – проксимальная зона авандельты, гравелито-песчаная фация; 2 – средняя зона авандельты, песчано-алевролитовая; 3 – дистальная зона авандельты, карбонатно-терригенная фация; 4 – отсутствие отложений такатинского времени из-за более позднего размыва; 5 – направление сноса обломочного материала.

Песчано-алевролитовая фация сменяет в юго-восточном направлении предыдущую фацию, протягиваясь дугообразной полосой, захватывая север Соль-Илецкого выступа, восточный склон Восточно-Оренбургского поднятия и сопряженную с ним часть территории Предуральского прогиба (скв. 630 Белозерская, 80 Димитровская, 106 Октябрьская, 2 Маякская, Колганская). *Песчаники* этой фации обладают вишнево-бурыми и темно-серовато-зелеными окрасками, часто пятнистыми. Пятна зеленых пород говорят о вторичном раскислении пород. Песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые, средне-мелкозернистые, разномзернистые, различной крепости, пористые, часто перемяты вместе с прослойками глин серых, зеленовато-серых. *Алевролиты* светло- и темно-зеленовато-серые кварцевые, полевошпат-кварцевые, разномзернистые, неравномерно обогащены обломочным материалом песчаной размерности. *Аргиллиты* каолинито-гидрослюдистого состава слагают подчиненные прослои мощностью до 5 см. Они имеют темно-серую окраску с зеленоватым оттенком.

Степень окатанности обломочного материала этой фации убывает с увеличением размера зерен, но в целом лучше, чем в гравийно-песчаной фации. Встречены редкие конодонты и ядра остракод. Породы содержат глауконит. Для некоторого ряда образцов характерно присутствие акцессорных минералов.

В отличие от предыдущей фации в породах исчезает грубообломочный материал, что говорит о повышении уровня моря. Окатанность зерен песчаника улучшается, в составе появляются акцессорные минералы, глауконит. Глауконит указывает на то, что фация образовалась в морских условиях. В сочетании с косою слоистостью и плохой сортировкой, можно сделать вывод о том, что породы могли образоваться в зоне дистальной части авандельты.

Карбонатно-терригенная фация сменяет песчано-алевролитовую фацию в юго-восточном направлении и развита полосой на севере Соль-Илецкого поднятия, востоке Восточно-Оренбургского поднятия и в зоне перехода к территории Предуральского прогиба (скв. 1 Восточно-Кардаиловская, 20 Песчаная, верхняя часть разреза такатинского горизонта в скв. 2 Маякская).

Фация сложена чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников, мергелей, известняков и доломитов, светло-серой зеленовато-серой, коричневатой-серой окраски. *Песчаники* преимущественно мелкозернистые, кварцевые, встречаются полевошпат-кварцевые разности. В отдельных участках они содержат скопления пирита, возможно образовавшегося при перекристаллизации сидеритовых конкреций. Окатанность и сортировка обломочного материала неравномерная, часто слабая. Цемент – базальный, порово-контактный, пленочный, глинистый, глинисто-железистый, реже доломитового

состава. *Алевролиты* преимущественно кварцевые с глинистым цементом. *Аргиллиты* слоистые, гидрослюдистые, участками известковистые, иногда, как и песчаники, содержат вкрапленники пирита. *Доломиты* слагают прослои среди терригенных пород. Доломиты микро- и мелкозернистые, местами трещиноватые. Трещины выполнены серой и зеленовато-серой глиной. Неравномерная структура, перекристаллизация, присутствие стяжений указывают на преимущественно эпигенетическую природу доломитов. В терригенных породах встречены включения пирита, единичные зерна глауконита. Породы содержат обугленные растительные остатки, а также единичные водоросли, сферические фораминиферы, створки остракод и мелкий раковинный детрит.

По составу органических остатков (как наземные растения, так и морские организмы) можно сделать вывод о том, что накопление этой фации проходило в мелководно-морской обстановке, более удаленной от береговой линии по сравнению с предыдущими фациями. Плохая окатанность, слабая сортировка, разномзернистость терригенного материала говорит о быстром накоплении и захоронении осадков. Вместе с наличием базального глинистого цемента, глинистых примесей в породах можно предположить развитие фации в более дистальной части авандельты, по сравнению с предыдущей.

Таким образом, в раннеэмскую эпоху на рассматриваемой территории преобладало терригенное осадконакопление. Вероятно, происходил снос материала с северо-запада. По-видимому, на территории существовала авандельта, в которых выделяются 3 зоны: проксимальная, средняя и дистальная.

Вязовско-койвенский горизонт

Породы верхней части эмского яруса (вязовский и койвенский горизонты) развиты на всей территории, кроме Оренбургского вала, где были размыты в начале позднего девона. Эти отложения вскрыты скважинами: 2 Маякская, 106 Предуральская, 640 Слудногорская, 120 Предуральская, 120 Буртинская. В разрезе верхов эмса преобладают карбонатные породы, содержащие в нижней части прослои терригенных разностей.

Мощность вязовско-койвенского карбонатного разреза на восточном склоне Восточно-Оренбургского поднятия меняется от 99.5 м (скв. 640 Слудногорская) до 475 м (скв. 121 Староключевская), в восточном борту Соль-Илецкого поднятия от 352 м (скв. 85 Бердянская) до более, чем 553 м (вскрытая мощность в скв. 501 Вершиновской). Эта часть разреза отличается большим фациальным разнообразием. Выделяются пять фаций, характеризующих особенности осадконакопления и палеогеографическую обстановку на изучаемой территории в течение вязовско-койвенского времени: терригенно-карбонатная,

биокластовая, водорослево-остракодовых известняков, биогермная и глинисто-карбонатная (рис. 6.4).

Терригенно-карбонатная фация протягивается дугообразной полосой, захватывая север Соль-Илецкого поднятия и восточный склон Восточно-Оренбургского поднятия (территория Предуральяского прогиба) (2 Маякская, нижняя часть разреза скв. 107 Западно-Оренбургская). В ее составе преобладают известняки и доломиты, содержащие подчиненные прослои мергелей, аргиллитов, алевролитов и песчаников. *Известняки* темно-серые до черных, часто глинистые (до перехода в мергель) и битуминозные, перекристаллизованные, тонкозернистые и остракодовые биоморфно-детритовые. *Доломиты* (доломитизированные известняки) коричнево-серые, часто пятнистые, иногда глинистые, слоистой и однородной текстуры, пелитоморфно-микрозернистые, иногда сгустково-комковатые, ячеистые, местами с реликтами органогенной, органогенно-обломочной структуры. *Песчаники* зеленовато-серые, полевошпат-кварцевые, разнозернистые. Цементирующий материал имеет различный состав. Встречены разности с кварцевым регенерационным цементом, доломитовым пойкилитовым, реликтовым глинистым. *Алевролиты* зеленовато-серые, кварцевые. В отличие от песчаников имеют гидрослюдисто-каолиновый состав цемента. *Мергели* темно-серые до черных из-за примеси органического вещества, местами линзовидно-слоистые, пиритизированные.

Повышенная битуминозность пород, преобладание глинистых разностей карбонатных пород свидетельствуют о застойных обстановках и плохой циркуляции водных масс. Небольшое участие терригенного материала свидетельствует о более глубоководной обстановке по сравнению с такатинским временем.

Биокластовая фация характерна для центральной части изучаемой территории (для юга Восточно-Оренбургского поднятия и севера Соль-Илецкого поднятия). Мощность фации колеблется в пределах 20-50 м. В ее составе преобладают разнообразные обломочные известняки: органогенно-детритовые, органогенно-обломочные, органогенно-комковато-сгустковые, комковато-сгустково-детритовые. В подчиненном количестве встречаются биогермные разности. Известняки в разной степени доломитизированы, вплоть до перехода в доломиты. В породах содержатся ископаемые остатки гастропод, строматопороидей, кораллов, брахиопод, остракод, криноидей, водорослей и фораминифер.

Особенности отложений этой фации свидетельствуют о том, что она накапливалась в мелководной зоне повышенной биологической продуктивности. Обилие фауны говорит об осадконакоплении в фотической зоне (глубина до 30 м) с активным волновым воздействием, что привело к появлению обильного биокластового материала. По всей

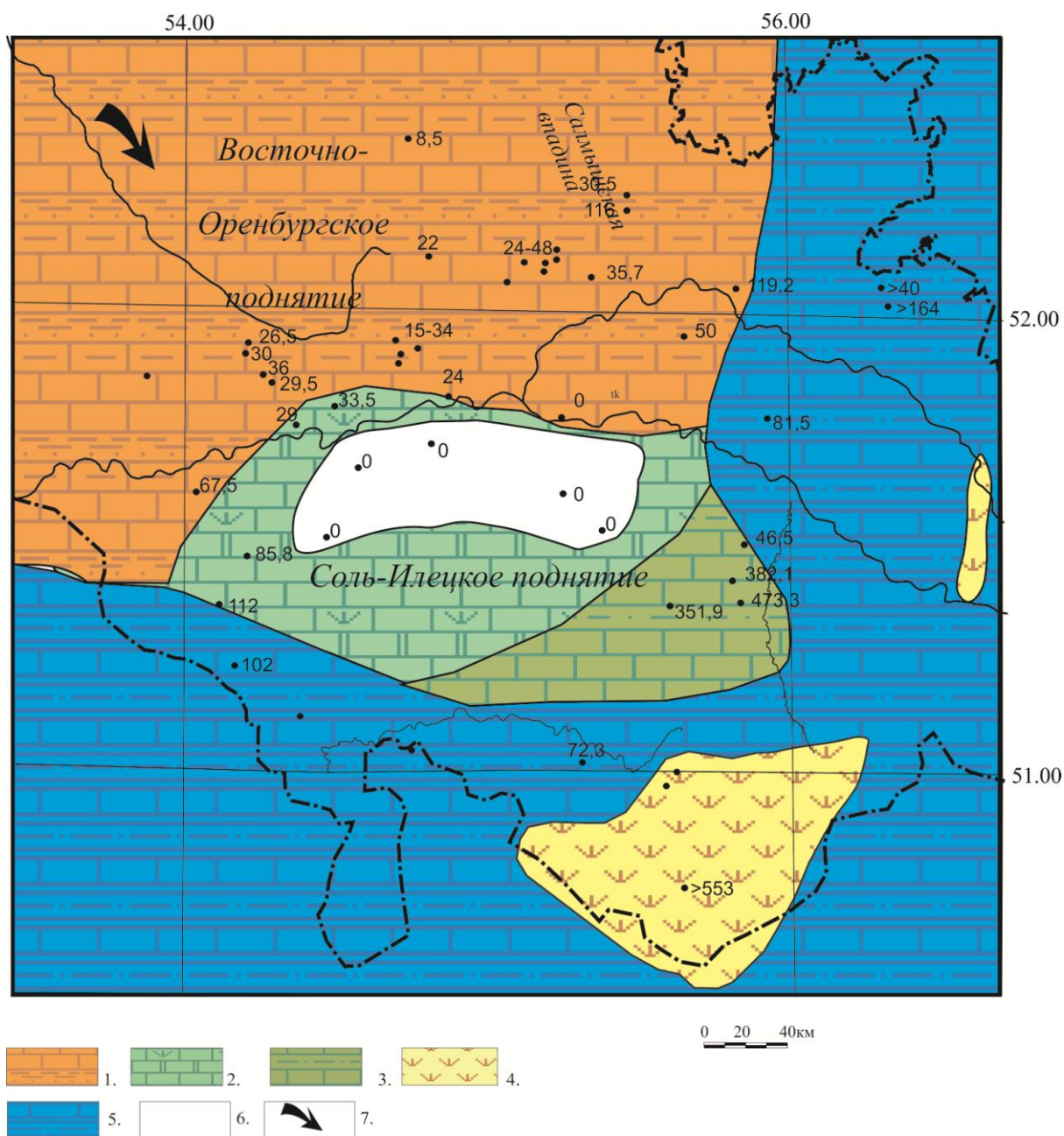


Рис. 6.4 Карта фаций для вязовско-койвенского времени

1 – зона прибрежного мелководья, терригенно-карбонатная фация; 2 – внутрибассейновое поднятие, биокластовая фация; 3 – зона мелководья, удаленная от берега, фация водорослево-остракодовых известняков; 4 – зона карбонатных рифогенных построек и их склонов, биогермная фация; 5 – относительно глубоководная зона, глинисто-карбонатная фация; 6 – отсутствие отложений вязовско-койвенского времени; 7 – направление сноса обломочного материала.

вероятности, это была внутрибассейновая отмель с отдельными биогермами, защищенная от привноса терригенного материала.

Фация водорослево-остракодовых известняков с примесью глин характеризует разрез Нагумановской ступени южного склона Соль-Илецкого поднятия и западную часть территории Предуральского прогиба (120 Буртинская, 85 Бердянская, 110 Предуральская). Мощность отложений фации меняется от 120 до более 350 м. Карбонаты (известняки, часто вторичные доломиты), слагающие эту фацию отличаются светло-коричневато-серой, реже темно-серой окраской из-за присутствия органического вещества. Структура пород преимущественно пелитоморфно-тонкозернистая, текстура массивная, пятнисто-полосчатая. Породы в разной степени содержат глинистую примесь. Кроме водорослей и остракод, в породах встречены брахиоподы, криноидеи, мшанки, фораминиферы. Такое сообщество организмов характерно для удаленных от берегов участков мелководья с глубинами до 20-30 м (Невесская, 1998).

Вероятно, эта фация, в противоположность биокластовой, характеризует зону бассейна со спокойным гидродинамическим режимом и часто совместным отложением шламового карбонатного и тонкого глинистого материала. Можно предполагать застойные явления и несколько повышенную соленость вод, что привело к диагенетической доломитизации известняков.

Глинисто-карбонатная фация развита на территории Бельской впадины, на юге Соль-Илецкого поднятия и в зоне перехода к Прикаспийской синеклизе. (скв. 640 Слудногорская, 106 Предуральская, 10 Староключевская, 35 Чиликсайская). Мощность отложений достигает 150-200 м. Типичный разрез этой фации вскрыт в скв. 640 Слудногорская. Разрез здесь представлен битуминозными известняками темно-серыми, серыми с буроватым оттенком, микрослоистыми, пелитоморфно- и тонкозернистыми и биоморфно-мелкодетритовыми, содержащими прослойки органогенно-неясногустково-карбонатных, преимущественно серпулово-остракодовых разностей. Породы обладают параллельно- и волнисто-слоистой текстурой. В отдельных прослоях они обогащены глинистым материалом (до перехода в мергель) и битумами. Породы часто неравномерно перекристаллизованы из-за доломитизации (участками переходят в тонкозернистые доломиты). В виде тонких слоев отмечаются битуминозные мергели и гидрослюдистые аргиллиты, горючие «сланцы». Характерны тонкие по-разному ориентированные прожилки, выполненные доломитом или кальцитом. Присутствует примесь тонкозернистого пирита, особенно обильная в аргиллитах.

Повышенная битуминозность, тонкослоистые текстуры указывают на относительно глубоководную обстановку накопления отложений этой фации. Состав органических

остатков подтверждает этот вывод. Бентос беден, в породах встречены остракоды, брахиоподы, реликты кораллов, единичные водоросли. Такой биоценоз мог жить на битуминозных известково-глинисто-кремнистых грунтах на глубинах до 120-150 м (Невеская, 1998). Наличие углеродистого материала свидетельствует о том, что фация накапливалась в условиях западины с плохой циркуляцией вод.

Биогермная фация приурочена к юго-западной части Соль-Илецкого поднятия, а также слагает небольшие постройки на территории Предуральского прогиба. На сейсмических профилях в южной части Соль-Илецкого поднятия на границе с Предуральским прогибом и Прикаспийской впадиной на сейсмических разрезах в районе скв. 501 Вершиновская на уровне эмско-франских отложений фиксируется поднятие, сходное по волновой картине с крупной карбонатной постройкой. Это постройка была названа Акбулакской (Оренбургский тектонический..., 2013). Отложения биогермной фации в разрезе скв. 501 Вершиновская выделены в интервале 6451-7005 м. Они представлены карбонатной толщей, сложенной в основном вторичными доломитами. В нижней части разреза скважины преобладают доломиты с реликтами биогермной и строматолитовой структур, в верхней - доломиты с реликтами органогенно-обломочных и органогенно-детритовых структур. В доломитах различимы фрагменты строматопороидей, обломки члеников криноидей, кораллов, реже - брахиопод и гастропод. Местами доломиты выщелочены и имеют кавернозное строение, каверны заполнены светло-серым и белым карбонатом или темно-серым битуминозно-углисто-глинистым материалом (Карнаухов, Политыкина, 2005). Таким образом, во второй половине эмса на юго-западе Соль-Илецкого поднятия существовали условия морского бассейна с нормальной соленостью вод. Осадконакопление проходило в зоне мелководного шельфа с глубинами от 0-10 до 20-30 м в пределах органогенной постройки (биогерма) и ее склона. Последний фиксируется обилием органогенно-обломочных разностей карбонатных пород, образовавшихся в результате разрушающего волнового воздействия на биогерм.

Подобный карбонатный массив меньшего размера расположен на территории Бельской впадины Предуральского прогиба. Он выделяется на профилях №27, 28, 31, но, к сожалению, скважинами не вскрывается. Этот массив был назван Саракташским (рис. 6.5) (Оренбургский тектонический..., 2013).

Подводя итог сказанному, следует подчеркнуть следующее. Анализ состава и строения отложений свидетельствует о том, что в эмский век на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы существовал мелководный шельфовый бассейн, углубляющийся в сторону Уральского бассейна и Прикаспийской впадины. Он характеризовался трансгрессивным типом развития. Обстановки седиментации определялись количеством

поступающего терригенного материала. В начале трансгрессии на территории преобладало терригенное осадконакопление за счет привноса терригенного материала с севера со стороны каледонского орогена. Затем, по мере развития трансгрессии, количество обломочного материала сокращалось, особенно на юге. В результате, в такатинское время на северо-западе Восточно-Оренбургского поднятия происходило накопление терригенных отложений в обстановке подводной части авандельты (рис.6.6). В вязовско-койвенское время глубина бассейна увеличивалась, уменьшалось количество терригенного материала. В Бельской впадине и на юге Соль-Илецкого свода существовала относительно глубоководная обстановка осадконакопления с накоплением темноцветных карбонатно-глинистых отложений. Судя по всему, в начале трансгрессии на границе Соль-Илецкого свода, Бельской впадины и Прикаспийской депрессии образовались карбонатные массивы — Акбулакский и Саракташский, которые увеличивались в размерах по мере развития трансгрессии и погружения территории.

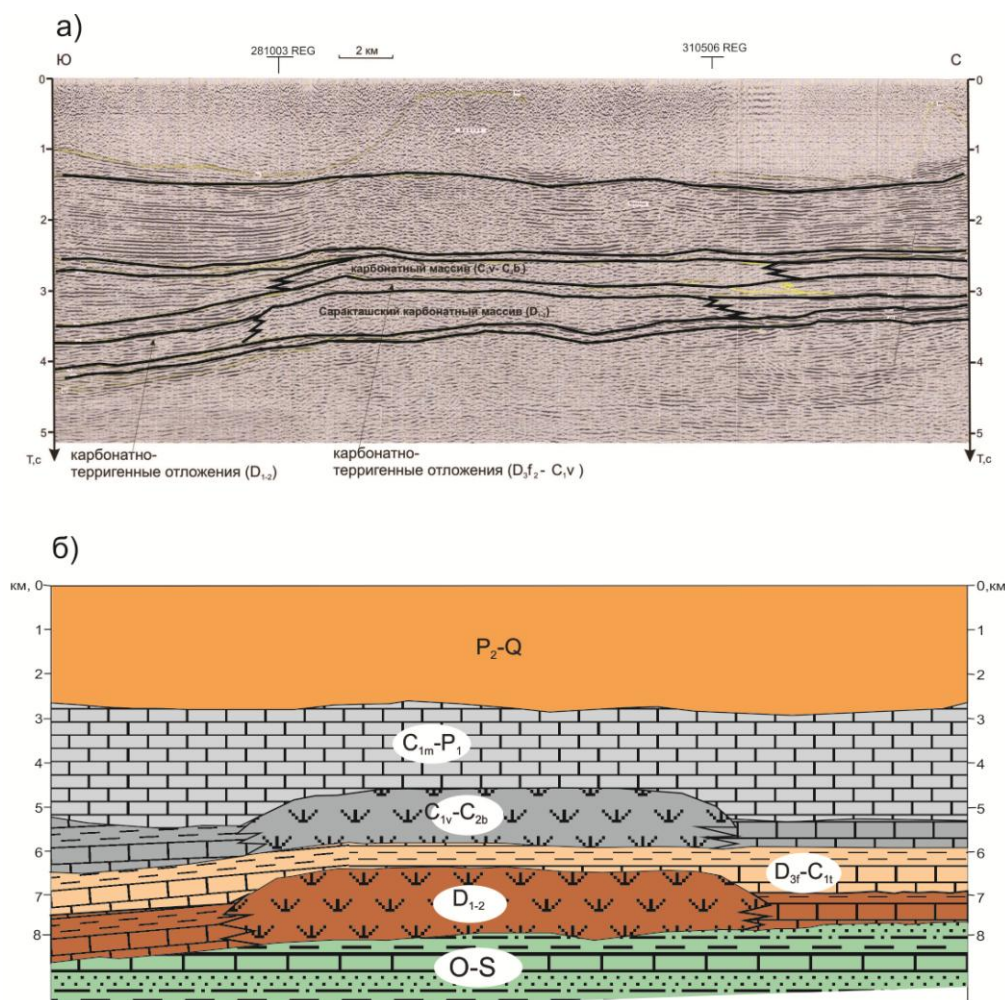


Рис. 6.5 Временной (а) (Оренбургский тектонический..., 13) и глубинный (б) разрез по профилю №27 через Саракташский карбонатный массив

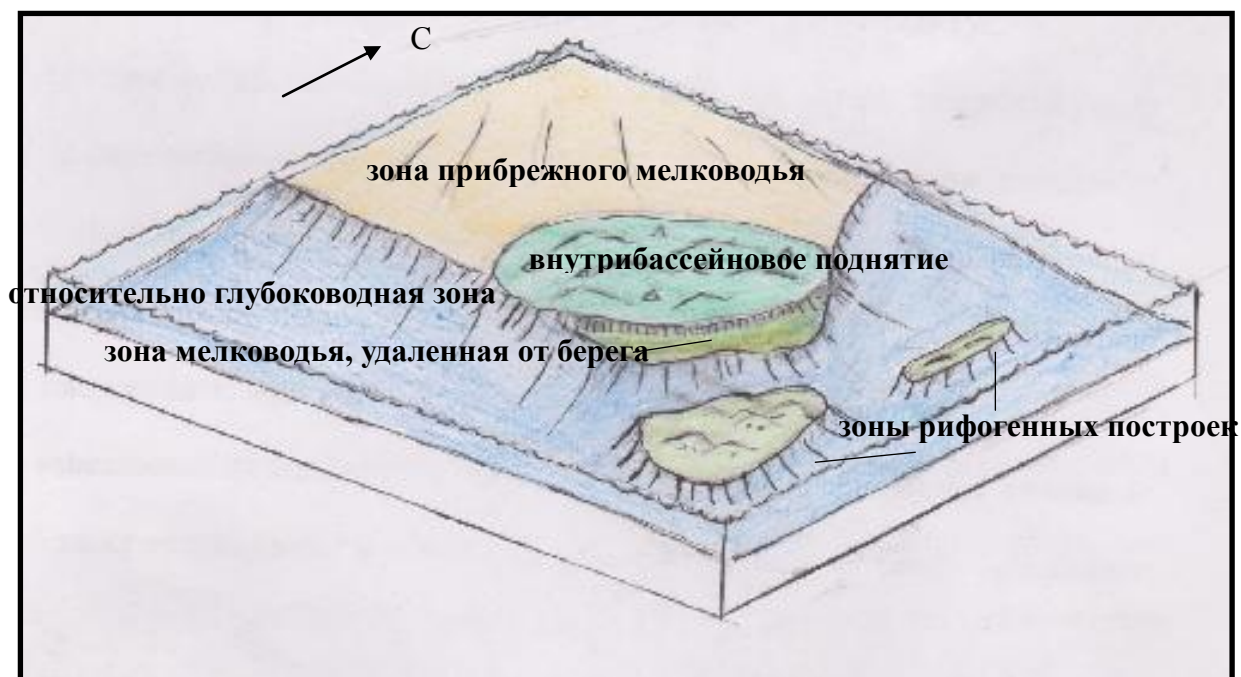


Рис. 6.6 Схема расположения фациальных зон в вязовско-койвенское время.

6.2 Средний отдел девонской системы. Эйфельский ярус

В среднедевонском (D_2) разрезе исследуемой площади выделяются эйфельский (D_{2ef}) и живетский ($D_2 \text{ } \check{z}v$) ярусы.

В начале эйфельского века морской бассейн с нормальной соленостью распространился со стороны Урала на вытянутую в меридиональном направлении восточную окраину Русской платформы. В мосоловской время этот бассейн достиг максимума (Тихомиров, 1995). В целом, **эйфельский ярус** на изучаемой территории представлен преимущественно карбонатными отложениями, развитыми практически на всей территории. Однако область их последующего размыва расширяется и охватывает уже не только Оренбургский вал, как ранее, но и южную часть Восточно-Оренбургского поднятия, а также часть площади Предуральского прогиба.

Отложения эйфельского яруса согласно залегают на эмском и вскрыты многими скважинами (60 Южно-Филипповская, 95 Татищевская, 106 Предуральская, 107 Западно-Оренбургская, 106 Октябрьская, 20 Песчаная, 501 Вершиновская, 1 Нагумановская, 1 Майорская, 626 Салмышская и др.). Выделено пять фаций: известняковая, органогенно-детритовых карбонатов, радиоляриево-кониконхиевых известняков, биогермная и

глинисто-карбонатная (рис. 6.7).

Известняковая фация развита в центральной части Восточно-Оренбургского поднятия (1 Майорская, Колганская, 626 Салмышская) (Геологическое строение..., 2007). Для нее характерно чередование известняков: криноидных, криноидно-брахиоподовых, строматопоровых, кораллово-строматопоровых, криноидно-строматопоровых, органогенно-полидетритовых, редко пелитоморфно-микрозернистых. Известняки слабо битуминозные. Встречены прослои вторичных доломитов. Доломиты реликтово-органогенные, криноидно-строматопоровые, мелкокристаллические. Мощность фации изменяется в пределах 100-150 м.

По-видимому, эта фация характеризует мелководную отмель в зоне с высокой биологической продуктивностью. Отсутствие терригенного материала говорит о том, что отмель была внутрибассейновой, она располагалась достаточно далеко от берега и была защищена от привноса терригенного материала с континента.

Фация органогенно-детритовых карбонатов распространена в северной части Соль-Илецкого поднятия и территории Мраковской депрессии Бельской впадины (106 Предуральская, 60 Южно-Филипповская, 95 Татищевская, 10 Староказлаировская). Мощность изменяется в пределах 40-70 м. В нижней части фация сложена преимущественно доломитами, имеющими эпигенетическую природу. Доломиты с микро-среднезернистой структурой, местами с реликтовой органогенной структурой строматопорово-кораллово-криноидных известняков, в различной степени битуминозные и сульфатизированные. Доломиты содержат подчиненные слои светлых криноидных доломитизированных известняков.

Вверх по разрезу фация органогенно-детритовых карбонатов сменяется фацией радиоляриево-кониконхиевых известняков, которая сложена темно-серыми известняками, микро-тонкозернистыми, преимущественно радиоляриево-кониконхиевыми, прослоями органогенно-мелкодетритовыми (водорослевые), доломитизированными, слабо окремнелыми, неравномерно битуминозными. Встречаются прослои доломитов. Встречены также обломки раковин брахиопод, криноидей, трилобитов, кораллов, строматопор.

По-видимому, поначалу здесь существовала мелководная отмель с высокой биологической продуктивностью. Однако потом вследствие развития трансгрессии и углубления бассейна закончилось биогермное осадконакопление и началось отложение относительно-глубоководных радиоляриево-кониконхиевых разностей.

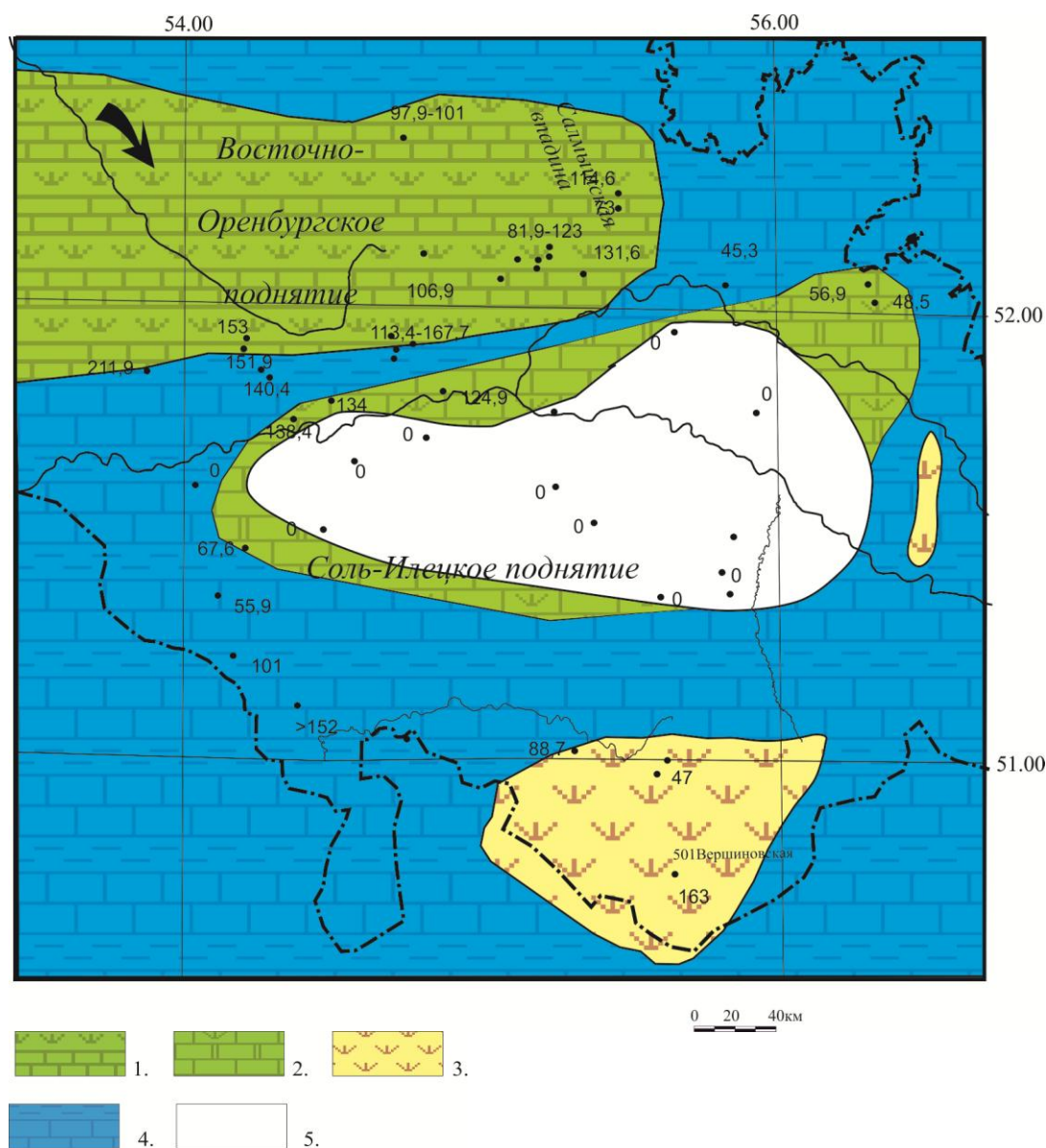


Рис. 6.7 Карта фаций для эйфельского века

1 – зона мелководной отмели, фация обломочных известняков; **2** – зона мелководной отмели, фация органогенно-детритовых доломитизированных известняков, вверх по разрезу сменяется относительно глубоководной фацией радиоляриево-кониконхиевых известняков; **3** – зона карбонатных построек и их склонов, фация биогермных известняков и доломитов; **4** – относительно глубоководная зона, глинисто-карбонатная фация; **5** – отсутствие отложений эйфельского века; **6** – направление сноса обломочного материала.

Биогермная фация, как и в эмском веке формируется на месте Акбулакского и Саракташского массивов. В скв. 501 Вершининская эта фация представлена известняками темно- и коричневато-серыми, массивного сложения. Известняки органогенные, строматопорово-коралловые и кораллово-строматопоровые, органогенно-полидетритовые, преимущественно кораллово-амфипоровые и обломочные, неравномерно глинистые и битуминозные. Они в разной степени перекристаллизованы и неравномерно доломитизированы. Известняки обломочные состоят из крупных обломков амфипор, кораллов и строматопор. Мощность отложений эйфельского яруса здесь составляет 92,5 м.

В разрезе скв. 1 Нагумановская, пробурившей северную часть Акбулакского массива, биогермная фация представлена известняками от бежевых до темно-коричневато-серых, биогермными (кораллово-строматопоровые), микрозернисто-пелитоморфными. В верхней части разреза появляются прослои органогенно-детритовых и сгустковых разностей.

Реликтовыми органогенными структурами коралловых, строматопоровых и кораллово-строматопоровых известняков характеризуются и вторичные доломиты в скв. 35 Чиликсайской. Возможно, благоприятные условия для жизнедеятельности организмов привели к тому, что Акбулакский массив стал развиваться не только вертикально, но и горизонтально, и распространился на Чиликсайскую площадь.

Литолого-фациальный анализ эйфельских отложений указывает на их формирование в пределах органогенной постройки и ее склона.

Глинисто-карбонатная фация развита на большей части Соль-Илецкого поднятия и территории Предуральского прогиба (скв. Каинсайские, 20 Песчаная, 1 Восточно-Кардаилловская). Мощность фации увеличивается по направлению к югу и достигает 152 м. Фация представлена преимущественно битуминозными известняками. Известняки обладают темной окраской, имеют пелитоморфно-, микро- и тонкозернистую, детритово-шламовую, органогенно-мелкодетритовую структуру. Характерны массивная и горизонтально-слоистая текстуры. Состав известняков полидетритовый, стилиолиновый. Встречены слои глинистых разностей. Прослоями известняки доломитизированы и неравномерно окремнены.

Пелитоморфные структуры, повышенная битуминозность, наличие глинистого материала, состав фауны свидетельствуют о том, что отложения формировались в относительно глубоководных условиях.

Таким образом, в эйфельское время в центре и на севере территории, вероятно, существовали 2 зоны мелководья (рис.6.8), где происходило отложение карбонатов с образованием небольших отдельных органогенных построек. Соль-Илецкое поднятие по

сравнению с ранним девонем испытало погружение. Здесь создались условия для накопления более глубоководных глинисто-карбонатных отложений, обогащенных органическим веществом. Погружение юго-восточной части территории обеспечило дальнейший рост Акбулакской и Саракташской платформ. Отсутствие эйфельских отложений на территории Оренбургского вала, по всей вероятности, объясняется их более поздним размывом, так как нет признаков фациальной изменчивости и сноса обломочного материала со стороны вала.

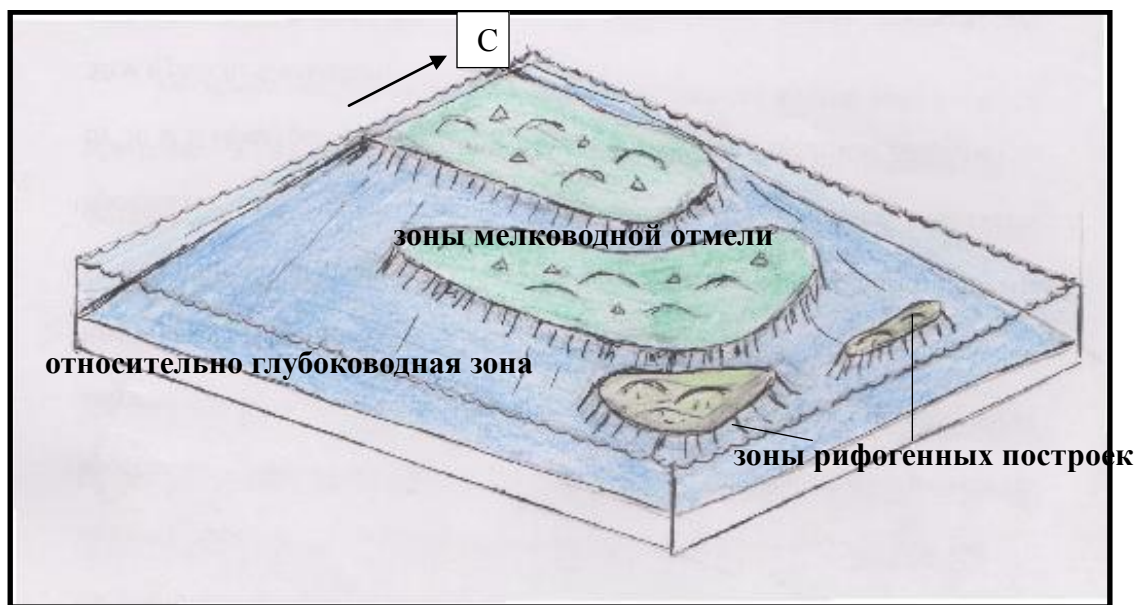


Рис. 6.8 Схема расположения фациальных зон в эйфельский век

6.3 Средний отдел девонской системы. Живетский ярус

Образованию отложений *живетского яруса* (старооскольский надгоризонт) предшествовал наиболее крупный в среднем девоне перерыв в осадконакоплении (Тихомиров, 1995). Регрессия моря произошла вследствие эпохи тельбесской фазы орогенических движений, затронувших и Прикаспий (Астраханский..., 2008). В живетский век начался новый этап трансгрессии моря на Восточно-Европейскую платформу, что привело к образованию терригенно-карбонатной толщи. В пределах описываемой территории породы живетского яруса отсутствуют в сводовой части Соль-Илецкого поднятия и на востоке Оренбургского вала. Область их более позднего размыва становится еще более обширной, по сравнению с эйфельским веком, распространяясь на запад и захватывая Кардаилловскую площадь.

На юго-западном и южном склоне Соль-Илецкого поднятия (скв. 60 Южно-

Филипповская, 20 Песчаная, 35 Чиликсайская, 1 Нагумановская), в зоне перехода к Центрально-Прикаспийской депрессии (скв. 1 и 2 Каинсайские, 1 Буранная) и в Предуральском прогибе (скв. 2 Маякская, 106 Предуральская, 10 Староказлаировская) живетские отложения отличаются изменчивостью, поэтому пока не расчленены на горизонты. В Бельской впадине данный стратон выделен условно по геологическим предпосылкам и положению. На Восточно-Оренбургском поднятии живетский ярус достаточно хорошо охарактеризован фаунистически (или палинологически) и в разрезах всех скважин расчленен на горизонты (воробьевский, ардатовский и муллинский) (Оренбургский тектонический..., 2013).

Отложения живетского яруса представлены следующими фациями: терригенной, терригенно-карбонатной, известняковой, биогермной, глинисто-карбонатной и аргиллито-карбонатной (рис. 6.9).

Породы Восточно-Оренбургского поднятия, за исключением его восточного склона, обладают сильной фациальной изменчивостью снизу вверх по разрезу. Здесь выделяются три фации: терригенная, известняковая и глинисто-карбонатная.

Терригенная фация состоит из песчаников, алевролитов и аргиллитов. *Песчаники* светло-серые, тонкослоистые, мелкозернистые, кварцевые. Содержат нитевидные прослои глин. Окатанность кластического материала слабая. Породы содержат обугленные остатки растений. Цемент – кварцевый регенерационный и глинистый пленочно-порового типа. *Алевролиты* серые, мелко-среднезернистые, кварцевые, сильно глинистые, участками сидеритизированные. *Аргиллиты* темно-серые, тонкоплитчатые, каолинитово-гидрослюдистые, содержат примеси мелкоалевритистого материала кварцевого состава. На изучаемой территории мощность фации колеблется в районе 40-60 м. Породы, по-видимому, образовались в мелководно-морских отложениях, о чем свидетельствует большое количество терригенного материала, остатки растений.

Вверх по разрезу терригенная фация сменяется глинисто-карбонатной. Для нее характерны черные кониконхиевые известняки, битуминозные мергели, аргиллиты. Их генезис более глубоководный, чем у подстилающих терригенных отложений.

Известняковая фация слагает реперные пласты мощностью 5-10 м. Известняки пелитоморфно-микрозернистые, микрослоистой и массивной текстуры, органогенно-детритовые, неравномерно обогащены глинистым и битуминозным материалом. Вероятно, эта фация маркирует кратковременные повышения уровня моря.

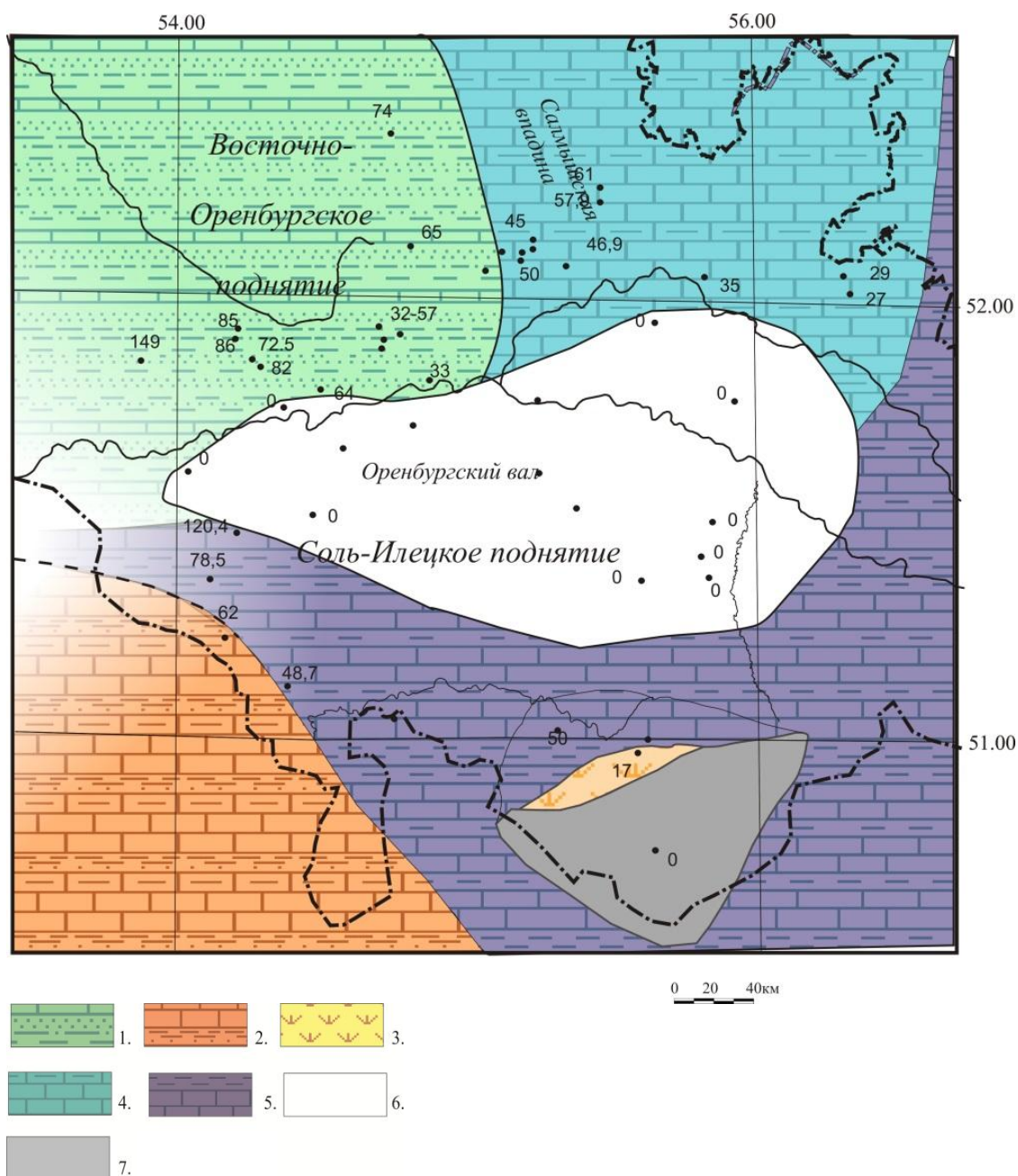


Рис. 6.9 Карта фаций для живетского века

1 – мелководно-морская прибрежная зона, терригенная и глинисто-карбонатная фации; 2 – зона подводного конуса выноса, терригенно-карбонатная фация; 3 – зона карбонатных построек и их склонов, биогермная фация; зона глубоководного шельфа: 4 – глинисто-карбонатная фация; 5 – аргиллито-карбонатная фация; 6 – отсутствие отложений живетского века; 7 – подводное конэрозивное поднятие.

Терригенно-карбонатная фация характеризует область Центрально-Прикаспийской депрессии (скв. 2 Каинсайская). Разрез сложен переслаивающимися битуминозными глинистыми известняками, кварцевыми песчаниками, алевропесчаниками и аргиллитами мощностью около 50 м. Вероятно, накопление фации происходило в обстановке прогибания. Региональные исследования выявили развитие подводного конуса выноса клиноформного строения. Именно в это время началось формирование Прикаспийского бассейна в виде погружающейся топодепрессии. Бассейн начал приобретать черты своеобразного окраинного бассейна или впадины на шельфе и континентальном склоне Присакмаро-Вознесенского окраинного бассейна (Оренбургский тектонический..., 2013; Яцкевич, 1989).

Биогермная фация распространена на значительно меньшей территории. В Скв. 501 Вершиновская, вскрывающей Акбулакский массив, породы живетского возраста отсутствуют. Возможно, в это время большая часть массива располагалась в зоне течений и не отложения осадков, так как признаки более позднего размыва также отсутствуют. Лишь на северной части массива скв.1 Нагумановская вскрыла толщу известняков органогенных, строматопорового, водорослево-строматопорового и водорослево-кораллово-строматопорового состава, пелитоморфных и органогенно-комковатых, мощностью 17 м. То есть в живете продолжился рост рифогенной постройки только в северной части Акбулакского массива.

По профилям, проходящим через Саракташский массив видно, что он прекратил в живете свой рост из-за интенсивного погружения ниже фотической зоны. Поэтому отложения живета здесь представлены карбонатной фацией.

Глинисто-карбонатная фация развита на восточном склоне Восточно-Оренбургского поднятия, на территории Предуральского прогиба и на востоке Соль-Илецкого поднятия (скв. 106 Предуральская, 10 Староказлаировская, 35 Чиликсайская). В муллинское время живетского века распространяется на все Восточно-Оренбургское поднятие. Фация сложена преимущественно битуминозными и глинистыми известняками буровато-серого, серого, темно-серого, черного цвета. Известняки пелитоморфно-микрозернистые с прослоями кониконхиевых, радиоляриевых, спикулевых разностей, встречаются разности с реликтовой органогенной структурой стилиолиновых известняков. Иногда встречаются прослои вторичных доломитов тонко-мелкозернистых, неравномерно битуминозных. Также обнаружены глинистые пропластки, отчетливо выделяющиеся на кривых ГИС. Мощность изменяется от 30 м в Предуральском прогибе и на Восточно-Оренбургском поднятии до 50 м в районе Соль-Илецкого выступа.

Повышенная битуминозность, кремнистость, состав органических остатков

свидетельствуют о том, что эти породы относятся к глубоководным фациям шельфа. Они образовались за счет пелагических организмов и тонкого детрита, принесенного с соседних мелководных участков шельфа. Глубины образования могут достигать 200-300 м.

Аргиллито-карбонатная фация характеризует юго-запад Соль-Илецкого поднятия в зоне перехода к Прикаспийской впадине. В отличие от глинисто-карбонатной фации, состоящей преимущественно из глинистых известняков, для нее характерно тонкое переслаивание темно-серых пиритизированных аргиллитов и тонкозернистых, битуминозных, глинистых, неравномерно окремненных известняков и доломитов. Породы содержат подчиненные прослои буровато-серых мелкоорганодетритовых известняков, горючих сланцев, мергелей. В карбонатах наблюдаются стилолитовые швы. Слоистость пород горизонтальная. Мощность отложений в Прикаспийской впадине - 48-62 м, на Соль-Илецком поднятии - 80-120 м.

Такие отложения могли образоваться в обстановке углубленного шельфа. Об этом говорит темная окраска пород, пелитоморфные структуры, тонкая горизонтальная слоистость, наличие глинистого материала, окремненность пород. Аккумуляция зависела от количества приносимого глинистого и кремнистого материала и от «дождя» разлагающегося планктона, поскольку глубина была слишком велика и вода недостаточно освещена для бентосного образования карбонатов. Поступление материала с суши было незначительно. В результате образовался бассейн, испытывающий дефицит осадков и отличающийся довольно большой глубоководностью. Осадки образовались ниже уровня окисления и базиса действия волн. Глубина воды составляет, возможно, первые сотни метров. Осадки отлагались в условиях недостатка кислорода, что в сочетании с постоянным выпадением разлагающегося планктона привело к усилению тенденции образования застойной восстановительной среды (Уилсон, 1980).

Таким образом, рассматриваемый бассейн в течение живетского времени испытывал постепенное погружение, частично из-за развития трансгрессии и подъема уровня моря. Он отличался от эйфельского обильным привнесом терригенного материала. На Восточно-Оренбургском поднятии существовали мелководные условия осадконакопления, в юго-западном направлении сменяющиеся более глубоководными. Нужно отметить, что в живетский век, по-видимому, образовалась Прикаспийская впадина. Также в это время практически прекратился рост Саракташского и Акбулакского массивов. Только лишь на северном склоне Акбулакской платформы (скв. 1 Нагумановская) сохраняется накопление карбонатных биогенных фаций.

В целом, бассейн среднего и нижнего девона характеризуется следующими чертами:

1. В такатинское время (рис. 6.3) на территории существовала авандельта, имевшая три зоны: проксимальную, среднюю и дистальную. Снос терригенного материала происходил с северо-запада. С помощью фациального анализа можно сделать вывод о существовании Восточно-Оренбургского и Соль-Илецкого поднятий. Оренбургский вал, вероятно, - более поздняя структура и размыв отложений на его территории произошел позже, так как отсутствуют признаки фациальной изменчивости и сноса обломочного материала со стороны вала.
2. Вязовско-койвенское время (рис. 6.4) характеризуется постепенным смещением терригенного осадконакопления карбонатным из-за сокращения привноса терригенного материала и подъема уровня моря. В это время начали формироваться биогермные массивы. Структурный план территории просматривается детальнее по сравнению с такатинским временем: фиксируются Волгоградско-Оренбургская моноклираль, Салмышская впадина, Восточно-Оренбургское и Соль-Илецкое поднятие.
3. В эйфельский век (рис. 6.7) существовали 2 зоны мелководья с высокой биологической продуктивностью, защищенные от привноса терригенного материала, окруженные относительным глубоководьем. В рельефе было выражено Восточно-Оренбургское поднятие, обрамленное с востока Салмышской впадиной, а с юга – Волгоградско-Оренбургской моноклиалью. Биогермные массивы продолжили свой рост по мере погружения территории.
4. В живетский век (рис. 6.9) после перерыва в осадконакоплении из-за каледонской орогении начался новый этап трансгрессии с юго-востока на северо-запад со стороны бассейнов Урала. Органогенные постройки практически прекратили свой рост. Началось формирование Центрально-Прикаспийской депрессии. Кроме нее, в структуре бассейна были выражены Волгоградско-Оренбургская моноклираль, Восточно-Оренбургское поднятие, Салмышская впадина.

6.4 Перспективы нефтегазоносности внутрибассейновых карбонатных массивов

Как известно, погребенные рифы могут служить коллекторами-ловушками углеводородов. Коллективом исследователей под руководством с Ю.А. Воложа были выделены две такие постройки, названные Акбулакской (южной) (рис.6.10) и Саракташской (восточной) (Оренбургский тектонический..., 2013). Фациальный анализ подтвердил наличие биогермных массивов.

Карбонатные постройки начали свое формирование, по-видимому, в эмский век раннего девона. В это время в результате трансгрессии со стороны Палеоуральского океана образовались благоприятные условия для формирования биогермных построек. В течение эмского века раннего девона и эйфельского века среднего девона происходило развитие трансгрессии и погружение территории, что обеспечивало дальнейший рост массивов. По-видимому, темп повышения уровня моря был примерно равен темпу роста рифовых структур, что обеспечивало вертикальное развитие органогенных построек (Градзинский, Костецкая, 1980). Кроме того, в бийское время, благоприятные условия для жизнедеятельности организмов привели к тому, что Акбулакский массив стал развиваться не только вертикально, но и горизонтально, и распространился на Чиликсайскую площадь. К живетскому времени среднего девона прекратился рост Саракташской постройки, а Акбулакская продолжила расти лишь в северной части, полностью прекратилось развитие, по-видимому, к концу живетского времени. Возможно, темп эвстатических погружений увеличился, и это привело к прекращению роста рифовых массивов.

Биогермные массивы перекрыты турнейскими депрессионными темными глинистыми и кремнистыми известняками, которые можно рассматривать в качестве покрышки. Это подтверждается результатом испытания этого интервала в скв. 501 Вершиновской, вскрывшей Акбулакский массив, - притоков флюидов не получено (Карнаухов, Политыкина, 2005). Кроме того, гидрогеологические исследования по южной части Оренбургской области подтверждают изолированность ниже-среднедевонских отложений от вышележащих подсолевых отложений (рис.6.11). Воды пород девона здесь имеют пониженную минерализацию и пониженный коэффициент метаморфизации (отношение натрия к хлору) по сравнению с водами карбона (Геологическое строение..., 1997).

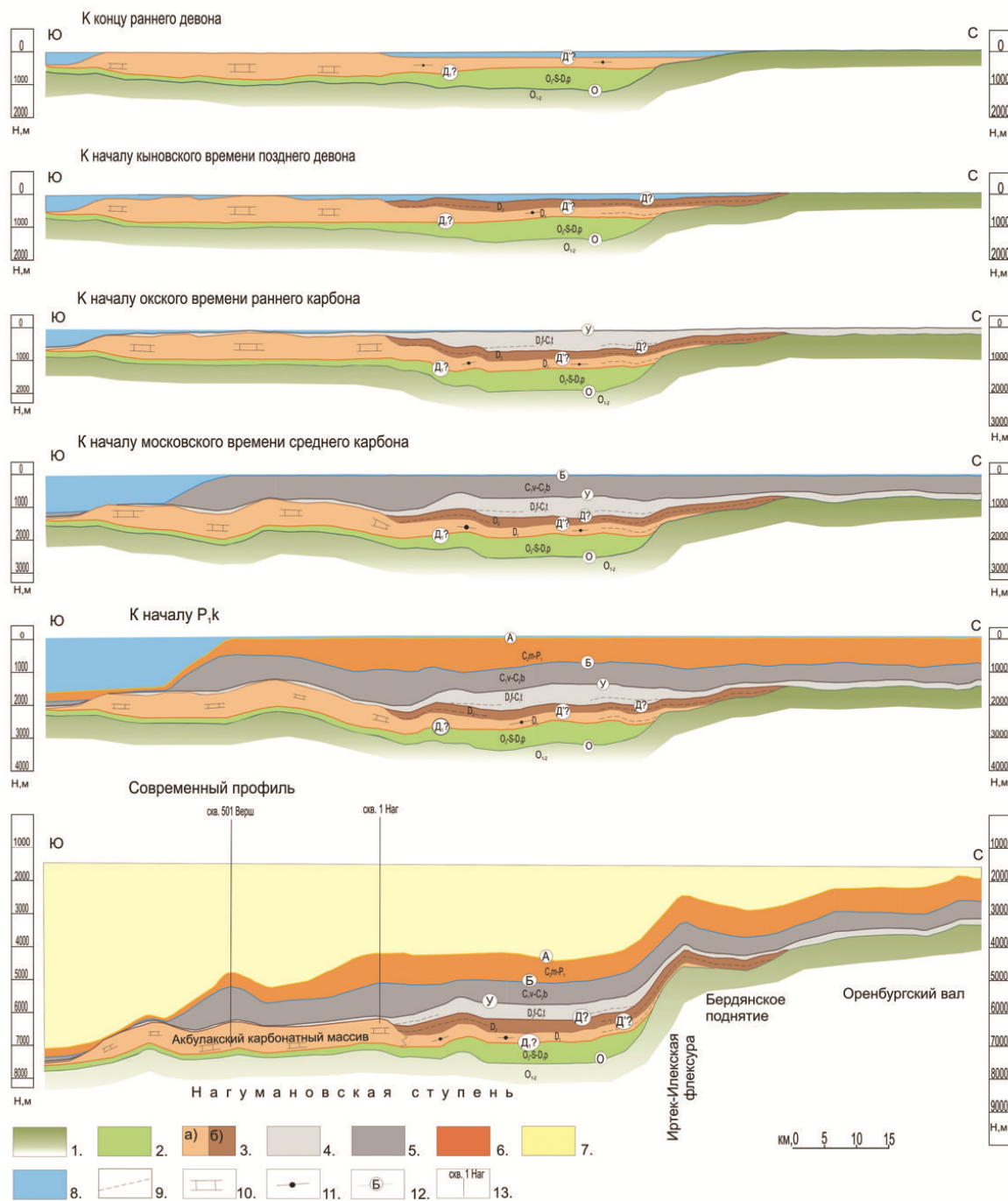


Рис.6.10 Палеотектонические реконструкции по профилю 25

1-7 – сейсмостратиграфические комплексы: 1 – терригенный комплекс O_{1-2} ; 2 – терригенно-карбонатный комплекс O_3-D1p ; 3 – девонские комплексы: а) преимущественно карбонатный ($D1-2$), б) карбонатно-терригенный ($D2$); 4 – терригенно-карбонатный комплекс $D3f-C1t$; 5 – терригенно-карбонатный комплекс $C1v-C2b$; 6 – терригенно-карбонатный комплекс $C2m-P1$; 7 – соленосная толща кунгурского возраста; 8 – морской бассейн; 9 – линии выклинивания; 10 – карбонатные отложения; 11 – глинисто-карбонатные отложения, относительно глубоководные; 12 – отражающие горизонты и их индексы; 13 – глубокие скважины.

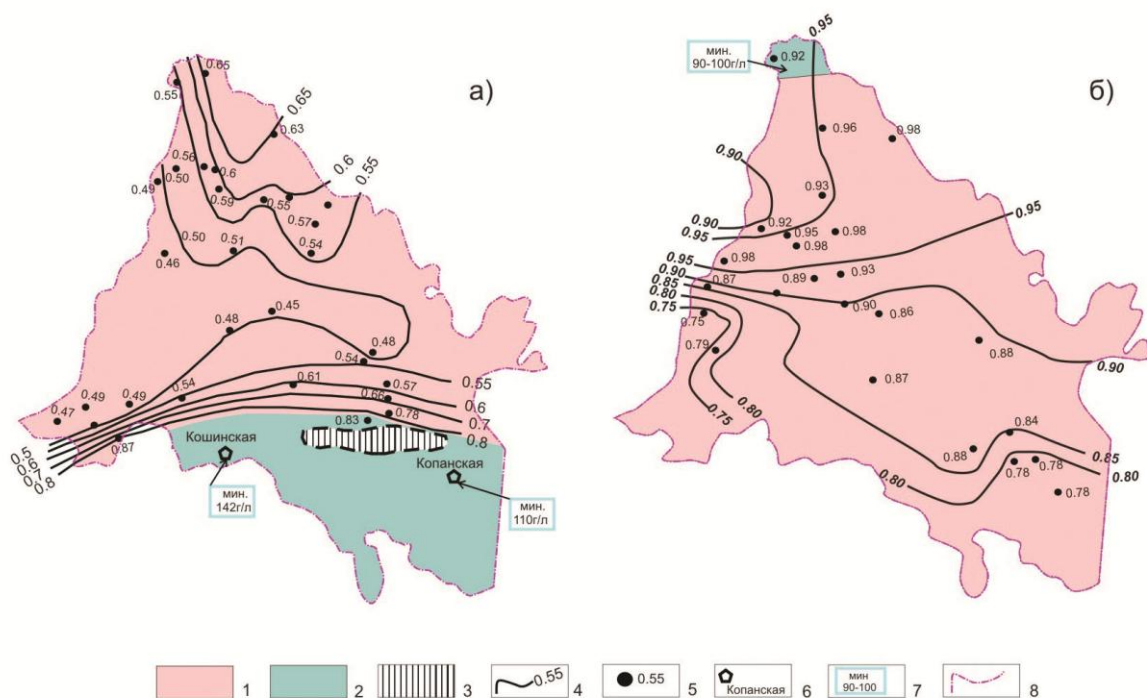


Рис. 6.11 Схематические гидрохимические карты нижнедевонско-франского (а) и визейско-башкирского (б) водоносных горизонтов (Геологическое строение..., 1997)

1 – зона распространения рассолов с минерализацией 230-2800 г/л, 2 – зона распространения опресненных вод (<90-140 г/л), 3 – район отсутствия девонских отложений, 4 – изолинии коэффициента метаморфизации ($\text{Na}+\text{K}/\text{Cl}$), 5 – место отбора проб, справа – величина отношения Na/Cl , 6 – пункты отбора опресненных вод, 7 – те же пункты с минерализацией, г/л, - граница Оренбургской области

Большая часть распространения эйфельско-нижнефранского комплекса в пределах юго-восточной части Волго-Уральской антеклизы, как показывают геотермические исследования, благоприятна для размещения нефтяных залежей (Логинова, 2013). Более того, результаты битуминологических исследований показывают, что в связи с большой глубиной залегания (6200-6400 м) и связанным с этим высоким давлением и температурой, породы достигли высокой степени метаморфизма ($\text{МК}_2 - \text{МК}_3$), вступили в главную фазу нефтеобразования (Карнаухов, Политыкина, 2005). Также условия образования крупных месторождений Казахстана, таких как Карачаганак, Кашаган, являются аналогичными Акбулакского и Саракташского массивов.

Однако, для подтверждения нефтегазоносности ниже- и среднедевонских отложений необходимо проделать большую работу по изучению Акбулакского и Саракташского массивов.

Нужно отметить, что разрезы пород биогермной фации девонского возраста были выявлены исследователями и в других частях зоны сочленения Волго-Уральской

антеклизы и Уральской складчатой системы. Так, разрез рифогенных известняков нижне-среднедевонского возраста мощностью свыше 1400 м вскрыт в зоне передовых складок Урала скв. 63 Акбердинской (Щекотова, 1987). Также раннедевонские рифы выделены и изучены в обнажениях на Среднем Урале на юго-западной окраине Башкирского антиклинория (Пучков, 2000). Здесь мощность рифовой фации составляет по разным оценкам от 500 до 1500 м. В.Н. Пучков (2000) отмечает, что В.П. Шуйским в 1970х гг. было показано, что эти рифы были барьерными и развивались на перегибе внешнего шельфа близ границы с батинальной зоной. М.А. Политыкиной и А.М. Тюриным (2001) было высказано мнение о наличии полосы нижнедевонских барьерных рифов. Наши исследования не противоречат этим выводам. Таким образом, можно предположить наличие полосы бигермов нижнего-среднего девона, протягивающейся от юго-западного окончания Башкирского антиклинория через зону передовых складок Урала (Акбердинский риф), Предуральский прогиб (Саракташский риф) до южного окончания Соль-Илецкого выступа (Акбулакский риф) (рис.6.12).

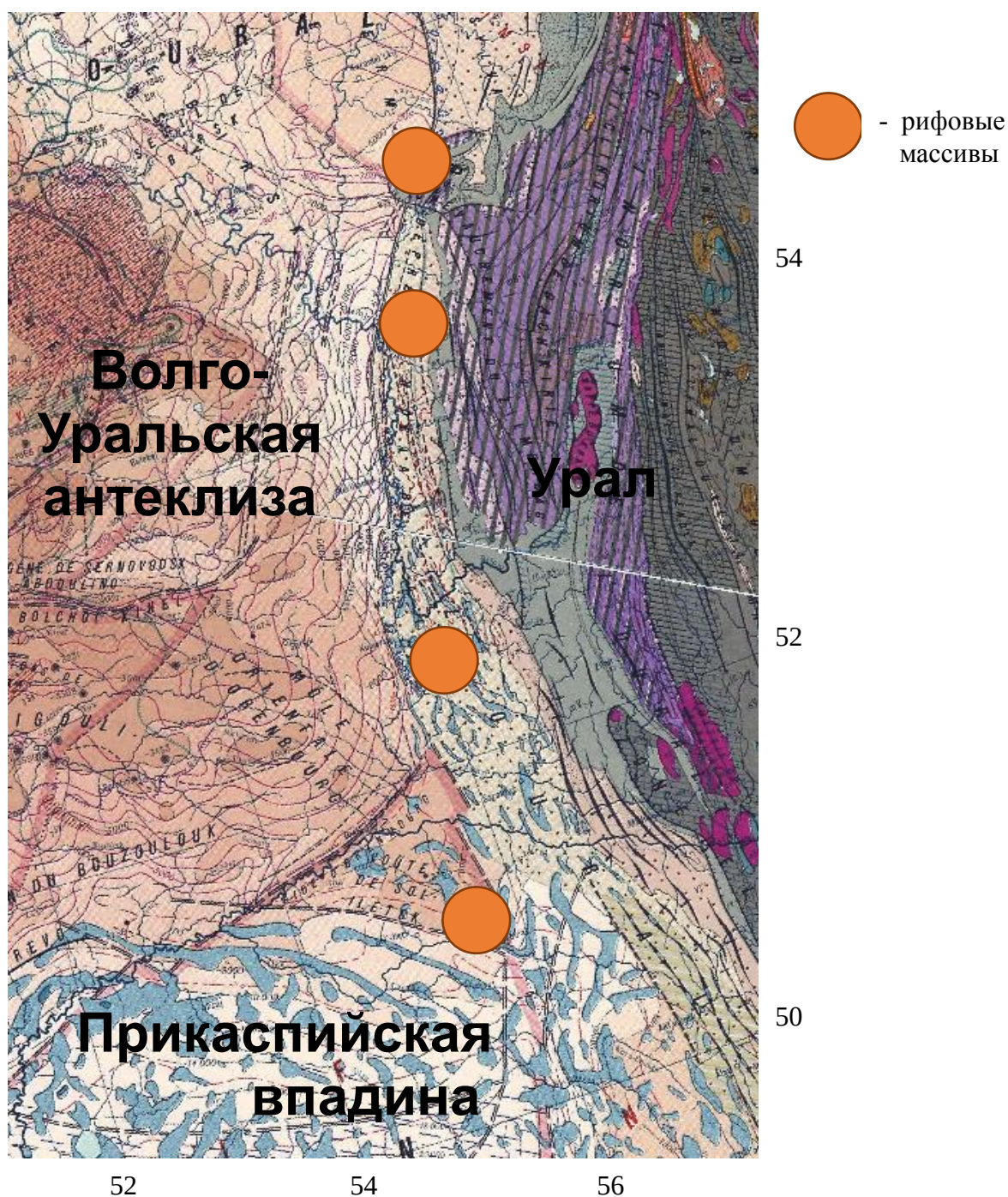


Рис. 6.12 Предположительная цепочка девонских рифов на тектонической карте

ВЫВОДЫ

1. В такатинское время эмского века начинается медленная трансгрессия на рассматриваемую территорию с накоплением терригенного материала, поступавшего с северо-запада. Вязовско-койвенское время эмского века характеризуется замещением терригенного осадконакопления карбонатным из-за сокращения привноса терригенного материала и подъема уровня моря. В это время начали формироваться биогермные массивы. В эйфельский век существовали 2 зоны мелководья с высокой биологической продуктивностью, защищенные от привноса терригенного материала, окруженные относительным глубоководьем. Биогермные массивы продолжили свой рост по мере погружения территории. В живетский век после перерыва в осадконакоплении начался новый этап трансгрессии с юго-востока на северо-запад.
2. Размыв отложений на территории Оренбургского вала произошел в последующее время, так как отсутствуют признаки фациальной изменчивости и сноса обломочного материала со стороны вала. Также нужно отметить, что вверх по разрезу область размыва становится все более обширной.
3. С помощью фациального анализа был сделан вывод о существовании в такатинское время Восточно-Оренбургского и Соль-Илецкого поднятий. В вязовско-койвенское время эмского века структурный план территории устанавливается детальнее по сравнению с такатинским временем: фиксируются Волгоградско-Оренбургская моноклираль, Салмышская впадина, Восточно-Оренбургское и Соль-Илецкое поднятия. В эйфельский век в рельефе было выражено Восточно-Оренбургское поднятие, обрамленное с востока Салмышской впадиной, а с юга – Волгоградско-Оренбургской моноклиалью. В живетский век началось формирование Центрально-Прикаспийской депрессии. Кроме нее, в структуре бассейна были выражены Волгоградско-Оренбургская моноклираль, Восточно-Оренбургское поднятие, Салмышская впадина.
4. Выделены две рифогенные постройки девонского возраста, потенциально

перспективные для поисков нефти и газа, названные Акбулакской и Саракташской. Они перекрыты турнейскими депрессионными темными глинистыми и кремнистыми известняками, рассматриваемыми в качестве покрышки, что подтверждается результатом испытания этого интервала (Карнаухов, Политыкина, 2005).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическая интерпретация региональных сейсмических разрезов, прослеживание отдельных сейсмических горизонтов по серии пересекающихся сейсмических профилей и анализ данных бурения позволили раскрыть особенности строения и состава рифей-среднедевонских отложений в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой системы на территории юго-восточного склона Волго-Уральской антеклизы.

1. Проведено сейсмостратиграфическое расчленение разреза. На разрезах интерпретированны складчатый, доплитный и плитный геодинамические комплексы. В дофранской части плитного структурного комплекса выделены следующие сейсмостратиграфические комплексы: ССК-1 – верхневендский (V_2), ССК-2 – ниже-среднеордовикский (O1-2), ССК-3 – верхнеордовикско – нижедевонский (лохковский и пражский ярусы) (O3-D1p), ССК-4 – ниже-среднедевонский (эмский, эйфельский и живетский ярусы) (D1e-D2gv).

2. На сейсмических разрезах выделены три типа рифейских отложений: 1) рифейские отложения в составе фундамента, образовавшегося в результате кадомской складчатости; 2) рифейские отложения, затронутые деформациями кадомид (складчатый комплекс осадочного чехла); 3) рифейские отложения в составе доплитного комплекса осадочного чехла.

3. Уточнена площадь распространения складчатого геодинамического комплекса по ряду профилей.

4. Составлены геологический и сейсмостратиграфический разрезы скважин по меридиональной линии, а также композитный профиль, по которым было прослежено распространение подсолевых комплексов осадочного чехла.

5. На профилях выделены отрицательные цветковые структуры, свидетельствующие о сдвиговой деформации в сочетании с растяжением, что говорит о существовании крупного сбросо-сдвига.

6. С помощью фациального анализа выявлены основные черты эволюции бассейна в ранне-среднедевонскую эпоху. В такатинское время эмского века существовала авандельта, имевшая три зоны: проксимальную, среднюю и дистальную, причем снос терригенного материала происходил с северо-запада. Вязовско-койвенское время эмского века характеризуется постепенным смещением терригенного осадконакопления карбонатным из-за сокращения привноса терригенного материала и подъема уровня моря. В это время начали формироваться биогермные массивы. В эйфельский век существовали 2 зоны мелководья с высокой биологической продуктивностью, защищенные от привноса

терригенного материала, окруженные относительным глубоководьем. Биогермные массивы продолжили свой рост по мере погружения территории. В живецкий век после перерыва в осадконакоплении начался новый этап трансгрессии с юго-востока на северо-запад со стороны бассейнов Урала. Органогенные постройки практически прекратили свой рост.

7. Выделены рифогенные массивы, потенциально перспективные для поисков углеводородов.

Список литературы:

1. Абрамов В.А., Подгорная Е.В., Макарова С.П., Щапова Н.П., Новицкий Ю.В., Левина В.И. Характер стратиграфических соотношений в девонских отложениях и основные этапы формирования юго-западной части Бузулукской впадины // Недра Поволжья и Прикаспия. 1994. №6. С.17-22
2. Аксенов Е.М. Стратиграфия и основные этапы развития верхнепротерозойских палеобассейнов Волго-Уральской провинции / Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч.1. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 1999. С. 3-12
3. Ардашева Т.С., Беляева Т.В., Валеев Г.З. Региональные геофизические исследования Башкортостана //Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Первые Тимергазинские чтения. Уфа: Тау, 2004. С. 148-161.
4. Ардашева Т.С., Беляева Т.В., Валеев Г.З. Структурно-тектоническое строение рифей-вендских отложений вдоль регионального профиля №3 на территории Башкортостана. //Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Первые Тимергазинские чтения. Уфа: Тау, 2004. С. 162-169.
5. Аристов В.А., Д.В. Борисенок Д.В., Руженцев С.В. Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала / Очерки по региональной тектонике, т. 1 // Труды Геологического института. Москва, Наука, 2005. С. 36-55.
6. Астраханский карбонатный массив: Строение и нефтегазоносность. / Под редакцией Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 2008. 221 с.
7. Белоконь Т.В., Сиротенко О.И., Балашова М.М., Горбачев В.И. Нефтегазоносность древних толщ востока Русской платформы./ Геология нефти и газа, 1996, №7
8. Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
9. Буш В.А. Глубинное строение фундамента Скифской плиты // Геотектоника, 2014, №6, с.39-54
10. Волож Ю.А., Хераскова Т.Н., Антипов М.П., Селезенева Н.Н. Предуральский прогиб: прогноз скоплений углеводородов в додевонских отложениях. ВНИИГАЗ, 2010.
11. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М., 199. 524 с.

12. Геологическая карта РФ, масштаб 1:1000000, лист N-40(41)-Уфа, объяснительная записка, Спб, 2002, 355 с.
13. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области./ Под редакцией А.С. Пантелеева, Н.Ф. Козлова. Оренбург: Оренбургское книжное издательство, 1997. 272 с.
14. Гончаров М.А., Фролова Н.С., Рожин П.Н., Селезенева Н.Н. Проблема выявления абсолютной кинематики противоположных крыльев разрывных нарушений // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2007. № 4. С. 12–19.
15. Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология. М.: Недра, 1980. 640 с.
16. Ишерская М.В., Романов В.А. О верхнем рифее Предуральяского прогиба. //Геологический сборник №5. Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. С.45-48.
17. Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральяского прогиба. М. Наука. 1984. 195 с.
18. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Романов В.А., Мустафин Ш.А. Предварительная геологическая интерпретация Михайловского сейсмопрофиля //Геология. Известия отделения наук о Земле АН РБаш. 2005 г. № 10.
19. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности Урала. М., Наука, 1988, 239 с
20. Карнаухов С.М., Политыкина М.А. Побережский С.М., Дроздов В.В., Сюмбаева Р.А. Результаты бурения сверхглубокой параметрической скважины 501 Вершиновской (Оренбургская область). // Стратегия развития минерально-сырьевого комплекса Приволжского и Южного федеральных округов на 2006 и последующие годы. Саратов, 2005. С. 95-97
21. Кей Л.С., Крофорд Д.С., Бартли Д.К., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. С- и Sr-изотопная хеостратиграфия как инструмент для уточнения возраста рифейских отложений Камско-Бельского авлакогена Восточно-Европейской платформы //Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007. Т. 15. № 1. С. 15-34.
22. Козлов В.И. Стратиграфия додевонских осадочных толщ западного Башкортостана. С.45-73
23. Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатиятулин Н.С. и др. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Миасс, 1995, 218 с.

24. Козлов В.И., Пучков В.Н., Масагутов Р.Х., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д., Горожанин В.М. Рифей-вендские отложения Камско-Бельского авлакогена, вскрытые скважиной 1 Восточно-Аскинская. СПб, Недра, 2007, 136 с
25. Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Строение стратонов рифея Волго-Уральской области.//Геологический сборник №7. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008.С. 179-191
26. Короновский Н.В., Якушева А.Ф. Основы геологии. М.: Высш.шк., 1991, 416 с.
27. Леонов Ю.Г, Чамов Н.П. Классификация осадочных бассейнов //Осадочные бассейны: методика изучения и эволюция. М.: Научный мир, 2004. с.21-23
28. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. Труды Геологического института. Вып. 593. М.: ГЕОС, 2010. 64 с.
29. Логинова М.П. Гидрогеологическая и геотермическая характеристика нефтегазоводоносных комплексов юго-восточной части Волго-Уральской антеклизы. Саратов: Изд-во Сарат. Ун-та, 2013. 104 с.
30. Лозин Е.В. Глубинное строение и нефтегазоносность Волго-Уральской области и смежных территорий.// Литосфера. №3. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. С.46-68
31. Маслов А.В. Источники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных.// Доклады Академии наук, 2003, том 389, №2. С.219-222
32. Маслов А.В. Среднерифейский бассейн осадконакопления области сочленения Русской платформы и Южного Урала: литологические и фациальные особенности отложений, палеогеография и основные черты эволюции.// Стратиграфия. Геологическая корреляция. М.: Наука, 2000. Том.8. №1. С.17-34
33. Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы.// Литосфера. №2. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. С. 54-95
34. Маслов В.А., Артющкова О.В., Якупов Р.Р., Мавринская Т.М. Проблемные вопросы стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Южного Урала // Геологический сборник №7 Уфа: ИГ УНЦ, 2008. С.193-204.
35. Меламуд Е.Л. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Оренбургско-Актюбинского Приуралья. М: Наука, 1981. 90 с.

36. Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 190 с.
37. Мкртчян О.М. Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. М.: Наука, 1980. 134 с.
38. Невеская Л.А. Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Палеозой. М.: Наука, 1998. 503 с.
39. Нефтегазоносность шельфовой окраины севера Прикаспийской впадины. / Под ред. Б.М. Куандыкова, А. Шомфай, Ли Гиан. Алматы, 2011. 280 с.
40. Никитин Ю.И., Остапенко С.В., Валеев Г.З., Днистрянский В.И., Черваков В.М. Влияние тектоники додевона на нефтегазоносность юга Волго-Уральской провинции. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. №8. С. 23-28.
41. Обстановки осадконакопления и фации./ Ред .Х. Рединг. Т. 2. М.: МИР, 1990 380 с.
42. Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность / Под редакцией Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М: Научный мир, 2013. 264 с.
43. Оффман П.Е., Буш Э.А. Связи между глубинной и поверхностной тектоникой Урала и Приуралья и их значение для поисков нефти и газа.// Изв. АН СССР, сер.геол., № I, -1977, с. 93-103
44. Политыкина М.А., Тюрин А.М. О перспективах нефтегазоносности юга Предуральского прогиба и сопредельного участка Прикаспийской синеклизы. //Геология Казахстана, 2001. №5-6. С. 35-39.
45. Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов/ М.И. Варенцов, С.И. Дорошко, И.К. Королук и др. М.: Недра, 1973. 232 с
46. Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
47. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Уфимский НЦ РАН, 2010. 279 стр.
48. Пучков В.Н. Особенности строения и развития Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.// Геол. сборник №4. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН. Уфа. ООО «ДизайнПолиграфСервис», 2004. С. 3-9

49. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146с.
50. Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса //Геология и геофизика, 2003. Т. 44. №1-2. С. 28-39.
51. Пучков В.Н., Козлов В.И. Особенности тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области.// Георесурсы. №1(16) Казань: Изд-во Казанского университета, 2005 С. 24-26
52. Рифей-вендские отложения Камско-Бельского авлакогена, вскрытые скважиной 1 Восточно-Аскинская. Научн. Редактор В.Н. Пучков. С-Пб: Недра, 2007. 136 с.
53. Светлакова А.Н., Лунев В.Г., Соколов А.Г. Строение Предуральского прогиба по данным сейсмического профиля «Медногорский» // Геол. сборник №4. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ООО «ДизайнПолиграфСервис», 2004. С. 19-24
54. Светлакова А.Н., Разуваев В.И., Горожанина Е.Н., Пучков В.Н., Днистрянский В.И. и др. Новые данные о строении южной части Предуральского прогиба по результатам сейсмических работ. //Доклады АН, 2008. Т. 423. №4. С. 502-506.
55. Сейсмическая стратиграфия / Под ред. Ч. Пейтона. М.: Мир, 1983, 224 с.
56. Селезенева Н. Строение нижнедевонских отложений в зоне сочленения Волго-Уральской антеклизы, Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины.// Материалы II Всероссийской молодежной научно-практической конференции. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. С.23-24
57. Селезенева Н.Н. Зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала: проблема стратиграфии додевонских отложений.// Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ палеозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. С.244-246.
58. Селезенева Н.Н. История развития подсолевых отложений Бельской впадины Предуральского прогиба.// Тезисы. 4-ая международная научная конференция молодых ученых и студентов «Новые подходы и достижения в науках о Земле». Баку, 2011. С.325-327
59. Селезенева Н.Н. Особенности строения дофранского комплекса осадочного чехла южной части Предуральского прогиба.// Современные вопросы геологии. 4-е Яншинские чтения. Материалы молодежной конференции. М.:Геос,2011. С. 166-171

60. Селезенева Н.Н. Особенности строения нижнепалеозойских отложений Бельской впадины Предуральского прогиба. // Электронный сборник тезисов Пятой Сибирской конференции молодых учёных по наукам о Земле. 2010. http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik_2010/05_regional/498.pdf
61. Селезенева Н.Н. Строение рифейско-нижнепалеозойских отложений Камско-Бельского перикратонного прогиба вдоль сейсмического профиля 43./ Бюл. моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.2013. Т.88. Вып 1. С.20-26
62. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. М: Недра. 1989.
63. Сергеева Н.Д. Приютовская свита верхнего рифея Камско-Бельского авлакогена: строение, состав и минералогические особенности //Геологический сборник №6. Материалы VII межрегиональной геологической конференции. Уфа: УНЦ РАН, 2007. С.122-130.
64. Скрипий А.А., Юнусов Н.К. Структуры растяжения и сжатия в зоне сочленения Южного Урала и Восточно-Европейской платформы. //Геотектоника, 1989. №6. С. 62-71.
65. Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. М.: Недра, 1995. 445 с.
66. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980
67. Хан И.С., Черепанов А.Г., Олихова А.И. О перспективах нефтегазоносности восточного борта Предуральского прогиба и передовых складок Южного Урала и рекомендации по постановке на них рекогносцировочных сейсморазведочных работ МОГТ ШП в комплексе с гравиметрией. //Геологический сборник №8 Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. С. 227-236.
68. Херасков Н.П. Особенности строения и история развития доуралид Южного Урала / Тектоника и формации. Избранные труды. М.: Наука. 1967. С. 67-91
69. Хераскова Т.Н., Антипов М.П., Волож Ю.А. А.А. Богданов и проблемы тектоники Восточно-Европейской платформы //Бюлл. МОИП, 2007 №1. С.12-23.
70. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Сапожников Р.Б. Корреляция позднедокембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // Геотектоника, 2015. № 1. С. 31–59
71. Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана //Геотектоника, 2010. № 1. С.3-23

72. Хераскова, А.Н. Диденко, В.А. Буш, С.Г.Самыгин, Ю.А.Волож Основные этапы распада Родинии и эволюция структурных ансамблей в позднем докембри, раннем и среднем палеозое. //Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. II. Мат-лы XLI Тектонического совещания М.: ГЕОС, 2008. С. 401-406.
73. Чибрикова Е.В., Олли В.А Новые находки органических остатков в допалеозойских (?) отложениях Урала. //Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат-лы VII Межрегиональной конференции. Уфа: ИГ УНЦ, 2006. С.132-134.
74. Чибрикова Е.В., Олли В.А. Еще раз о допалеозойских отложениях на Южном Урале и в Приуралье //Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана. Мат-лы VI Межрегиональной конференции. Уфа: ИГ УНЦ, 2006. С.54-56.
75. Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ, статья 1 // Академик Шатский. Избранные труды. – М.: Наука, 1964. – Т. 2. – С. 369–425. – (Перепечатка статьи из Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1. 1946)
76. Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка. М.: Мир, 1987. 448 с.
77. Шлезингер А.Е. Региональная сеймостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 144 с.
78. Шлезингер А.Е. Тектогенез и седиментогенез по данным сеймостратиграфии и ее возможности в интерпретации осадочных (осадочно-вулканогенных) бассейнов // Бюл. Моск. О-ва испытателей природы. Отд. Геологии. 2011. Т. 86. Вып. 6. С.3-25
79. Щекотова И.А. Карбонатные формации Южного Приуралья: Тектоника и нефтегазоносность. М.: Наука, 1990. 112 с.
80. Щекотова И.А. Особенности строения Призилаирской полосы передовых складок Южного Урала и перспективы ее нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 1987. №12. С.40-45
81. Яцкевич С.В. Стратиграфия и региональная корреляция подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины. М.: Недра, 1989. 166 с
82. Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T. N., Kozlov V. I., Puchkov V. N., et al. The East European Craton (Baltica) before and during the Assembly of Rodinia Precambrian. Research, Vol. 160, No. 1-2, 2008, pp. 23-45.

83. Bogolepova O. K., Gee D. G. Early Palaeozoic unconformity across the Timanides // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. London: The Geological Society, 2004.pp.145-157
84. Gee D.G., Fossen H., Henriksen N., Higgins A.K. F From the Early Paleozoic Platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland.// Episodes, Vol. 31, № 1. 2008. P. 44-51
85. Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., VoloshYu.A. The Vendian-Early Paleozoic History of the Continental Margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian Ocean, and Central Asian Foldbelt // Russian Journal of Earth Sciences, 2003, vol. 5, № 3. P. 165-184 (URL: <http://rjes.wdcb.ru/v05/tje03123.htm>).
86. Kuznetsov N.B, Soboleva A.A., Udoratina O.V., Hertseva M.V., Andreichev V.L. Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton //International Association for Gondwana Research. 2006.
87. Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K. and Vernikovsky, V. The Geodynamic Map of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research, 2008 . V. 160, №1-2. P/ 179-210/ Appendix 1 (online).
88. Selezeneva N. Conjunction zone of the East-European platform and Urals: problems of the pre-Devonian stratigraphy.// Abstracts. 1 st students' geological conference in Poland. Polish Geological Society. Krakow, 2010. P.42-48
89. Selezeneva N. History of sub-salt deposits in Bielskaya depression of Pre-Ural foredeep.// Abstracts. The 4th international scientific conference of young scientists and students «Earth sciences: new approaches and achievements». Baku, 2011. P.143-144
90. Selezeneva N. New geological data on the sedimentary cover in the Pre-Ural foredeep. // Abstracts. 2nd students' geological conference. University of Latvia. Ratnieki, 2011. P. 57
91. DeCelles P. G., Giles K. A. Foreland basin / Basin Research (1996) 8,105–123
92. Gee D. G., Pease V. The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica: introduction // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. London: The Geological Society, 2004. pp.1-3
93. Willner A.P., Sindern S., Metzger R., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V., Kronz A. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic

sandstones in the SW Urals (Russia) early time marks at the eastern margin of Baltica // Precambrian Research. 2001. V.110 (1-4). P.215-239

Фондовые материалы.

1. К. Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ МОГТ по профилям 6, 8, 22 в комплексе с электроразведкой ДНМЭ и ЭГТ по профилям 6 и 139996-99. Региональная С/П №25/1995-2000 гг. 2003
2. Ардашева и др. Сейсморазведочные работы МОГТ-2Д по объекту «Региональный профиль №7 через Башкирский свод, Благовещенскую впадину, Южно-Татарский свод и Салмышскую впадину.» Отчет партии 6/01-Р за 2001-2002 гг. в 3 книгах и 3 папках. Уфа, 2002, 143 с.
3. Булгаков Р.Б. Региональные сейсморазведочные работы методом ОГТ Мелеуз-Асташ-Зилаир-Подольск. Отчет партии 106/86 за 1986-1987 гг в 1 книге и 1 папке. Уфа, 1988
4. Ишерская М.В. Стратиграфия и корреляция разрезов доверхнеэйфельских образований палеозоя Предуральского прогиба. Уфа, 1978
5. Кондрашова Н. В. Отчет о результатах проведения региональных сейсморазведочных работ по профилю 43 (Восточный склон Восточно-Оренбургского поднятия (Майорское) – Предуральский прогиб). Региональная сейсморазведочная партия 5/2004-2005. Оренбург. 2005. 111 с.
6. Кондрашова Н.В. Проведение региональных сейсморазведочных и гравиметрических работ в Пределах Предуральского прогиба (Оренбургская обл.). Оренбург. 2007
7. Лобзинов Р.А. Обобщить материалы бурения параметрических скважин 101-Оренбургской, 105, 106, 107, 110, 111 – Предуральской и 60-Карасаевской площадей. 1987
8. Макарова С.П. и др. Стратиграфия и литология палеозойских отложений юга Оренбургской области и северного борта Прикаспийской впадины. Оренбург, 1985. Росгеолфонд. 420032
9. Патяева Л.А. Отчет о результатах региональных сейсмических работ МОГТ ШП по профилям 9, 48, 49, 51. Отчет партии № 5/2007-08. Оренбург, 2008

10. Политыкина М.А. Отчет по теме: изучение перспектив нефтегазоносности додевонских отложений на территории Оренбургской области. Оренбург, 2007
11. Политыкина М.А., Дроздов В.В. и др. Геологический отчет по результатам бурения параметрической скважины 501 Вершиновская. Оренбург, 2007. Росгеолфонд. 489307
12. Белоконь Т.В. Обобщение материалов по геологическому строению и нефтегазоносности рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь, 2000
13. Белоконь Т.В. Обобщить материалы глубокого параметрического и сверхглубокого бурения в осадочных бассейнах России за период 1994-2000 гг. Ярославль-Пермь, 2001
14. Коротков Б.С. Отчет о научно-исследовательской работе «Научное обобщение результатов геологоразведочных работ за период 1993-2004гг., геолого-экономическое ранжирование выявленных и подготовленных поисковых объектов по степени инвестиционной привлекательности и разработка предложений по совершенствованию методики ГРП с использованием новых наукоемких технологий». пос. Развилка, Московская область, 2006
15. Пучков В.Н. Отчет по проекту «Комплексная четырехмерная модель Волго-Уральского нефтегазоносного осадочного бассейна по программе № 1 «Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа и развитие нефтегазового комплекса России». Уфа, 2003