

С. С. Коноваленко



**ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЯ**  
**ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ**  
(Оренбургская область)  
**ОТ РИФЕЯ ДО ТУРНЕ**  
Часть I



«НАУКА»

МИНИСТЕРСТВО  
ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

КОМИТЕТ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ  
ПО ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

МИНИСТЕРСТВО  
ТОПЛИВА И ЭНЕРГЕТИКИ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ВОЛЖСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И РАЗРАБОТКИ  
ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

**С. С. Коноваленко**

---

# **ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЯ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ**

(Оренбургская область)

## **ОТ РИФЕЯ ДО ТУРНЕ**

### **В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ НЕФТИ И ГАЗА**

Часть I

Ответственный редактор  
доктор географических наук  
С. К. ГОРЕЛОВ



МОСКВА «НАУКА» 1999

Рецензенты:

доктор географических наук *С.М. Александров*,  
кандидат геолого-минералогических наук *И.А. Денцкевич*

**Коноваленко С.С.** Палеогеоморфология юго-востока Русской плиты (Оренбургская область) от рифея до турне в связи с поисками нефти и газа. В 2 частях. – М.: Наука, 1999. – Ч. I. 171 с.

ISBN 5-02-002329-9

ISBN 5-02-002461-9 (часть I)

Монография состоит из двух частей. В части I приведена методика палеогеоморфологических исследований в нефтепоисковых целях для районов высокой и средней разведанности, рассмотрена история развития рельефов от рифея до турне и преобразования рифейско-вендского пенепплена южной части Волжско-Камской антеклизы; выделены ярусы экзогенных рельефов в осадочном чехле плиты в Оренбургской области и перспективные территории и площади на поиски залежей нефти в ловушках, образованных погребенными рельефами. Во II части даны палеогеоморфологические и прогнозные карты масштаба и 1:1 000 000 и региональные разрезы.

Для геологов, географов, геоморфологов, разведчиков недр.

ТП-98-II-220

ISBN 5-02-002329-9

ISBN 5-02-002461-9 (часть I)

© С.С. Коноваленко, 1999

© Издательство "Наука",

Российская академия наук, 1999

© В.Ю. Яковлев, художественное оформление, 1999

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателей монография представляет собой большую исследовательскую работу по изучению древних рельефов фундамента и осадочного чехла платформы, истории их формирования и преобразования от рифейско-вендского пенепплена до турнейского века включительно. Подобные изыскания, направленные на выявление форм погребенного рельефа, благоприятных для образования аструктурных ловушек нефти и газа, впервые проведены для юго-восточной окраины Русской плиты, включая Оренбургскую и частично Самарскую области.

Анализом типов ловушек и залежей, открытых на этой территории по более чем 600 объектам, установлено, что только 28% из них имеют структурный пликвативно-дизъюнктивный генезис. Остальные обусловлены многообразными формами древнего рельефа, образующими разные сочетания литологических, стратиграфических и комбинированных ловушек. Цель данной публикации – научное и практическое обоснование поиска подавляющей группы нефтегазовых объектов.

В основу исследований положен огромный фактический материал по всем пробуренным на додевонские отложения скважинам и с привлечением сейсмических, литолого-стратиграфических, палеогеографических разработок, тщательно проанализированный с позиций поисковой палеогеоморфологии.

В монографии дана общая оценка ведущих геотектонических концепций для познания их роли в рельефо- и структурообразовании в процессе формирования ловушек, связанных с погребенными рельефами, а также для выбора наиболее приемлемого комплекса для поиска ловушек.

Несомненную ценность в работе представляет раздел, где подробно изложена методика палеогеоморфологических исследований – от выбора каркасной сети профилей, способов корреляции и построения разрезов до создания специальных видов палеогеоморфологических и прогнозно-палеогеоморфологических карт. Последние содержат не только качественную характеристику многообразных форм древнего рельефа, но и их количественную оценку, так как изображение дается в палеогоризонтальных.

Актуальность проведенным исследованиям придает их тесная связь с практикой нефтегазопроисковых работ. На базе палеогеоморфологических построений с привлечением материалов по пластам-коллекторам и покрышкам выделены многообразные типы ловушек и залежей, закономерно группирующихся в определенные нефтегазоперспективные зоны и ассоциации применительно к основным этапам их формирования. Помимо тра-

диционных направлений нефтепоисковых работ в девонском и нижнекаменноугольном комплексах в настоящей монографии обозначены и новые подходы, связанные с изучением кор выветривания, рифейско-вендских и ордовикских отложений и области складчатого Урала.

В настоящей книге последовательно по этапам геолого-геоморфологического развития территории рассмотрены основные закономерности зарождения и преобразования древнего рельефа и его роль в формировании зон нефтегазонакопления. Убедительно показано, что наряду с традиционными тектоническими структурами существует более многочисленный и многообразный класс ловушек, образованный древними экзогенными процессами: эрозией, денудацией, абразией, аккумуляцией и седиментацией, карстом и суффозией, биогенными и другими процессами, что значительно расширяет перспективы открытия залежей нефти и газа в районах даже с высокой степенью разведанности.

Результаты палеогеоморфологических исследований несомненно будут способствовать более обоснованной практике нефтегазопроисковых работ. Представленные в работе палеогеоморфологические и прогнозные карты ориентируют на выявление аструктурных ловушек нефти и газа, связанных с погребенными формами рельефа разных участков территории в их последовательном развитии от додевонской истории до турнейского века включительно.

Работа представляет собой фундаментальный труд в области палеогеоморфологических исследований, ее оригинальная методология и многие теоретические выводы имеют общегеологическое значение (не только для нефти и газа), поэтому она принесет несомненную пользу широкому кругу научных и практических работников, занятых поиском месторождений полезных ископаемых, а также студентам геологических специальностей.

Председатель Комитета природных ресурсов  
по Оренбургской области *М.В. Кирсанов*

Заведующий отделом ОренбургНИПИнефть  
кандидат геолого-минералогических наук *И.А. Денцкевич*

## ВВЕДЕНИЕ

Проблема палеогеоморфологических исследований нефтегазоносных территорий, как известно, неоднократно обсуждалась в печати ни на совещаниях [61, 64, 66, 67]. В итоге создана методика, применение которой при изучении ряда нефтегазоносных областей бывшего СССР дало положительные результаты [49]. Необходимость таких исследований очевидна. И они ведутся, однако совершенно недостаточно, особенно при сопоставлении их с громадными масштабами геофизических и других видов геолого-разведочных работ на нефть и газ. Внедрение палеогеоморфологии в нефтегазопроисковую практику происходит крайне медленно, в частности при изучении больших глубин. Причины этого кроются не в недостаточной разработанности палеогеоморфологии как новой ветви науки и ее методов (которые в основном те же, что и в геоморфологии), а в неясности путей их применения к глубокозалегающим продуктивным толщам, слабо или неравномерно освещенным глубоким бурением даже в наиболее освоенных районах. Это положение подчеркивалось, в частности, на специальных палеогеоморфологических совещаниях в Оренбурге (1973 г.), Фергане (1986 г.), Чернигове (1995 г.).

Как прогнозировать погребенный рельеф (палеорельеф), тем более производить его реконструкции на неразбуренных площадях, опережая бурение? В этом отношении до сих пор сохраняются большие методологические трудности. Дело в том, что погребенные формы рельефа очень редко находят прямое или близкое к нему отражение в рельефе современной земной поверхности. Это существенно ограничивает использование методов полевой геоморфологической съемки при выявлении подобных форм, особенно в глубокозалегающих нефтегазоносных горизонтах. Это одна из причин. Вторая причина состоит в недооценке палеогеоморфологических исследований нефтегазоносных территорий, когда в качестве единственного метода признается сейсморазведка. Отдавая ей должное, необходимо все же подчеркнуть, что в большинстве случаев аструктурные ловушки не могут быть выявлены без предварительного палеогеоморфологического обоснования процессов их формирования.

Есть и третья причина, кажущаяся на первый взгляд незначительной, носящей чисто терминологический характер. Это очень широкая трактовка в нефтяной геологии, особенно в поисково-разведочной практике, термина "структура", которым нередко обозначают не только тектонические деформации, но и практически все неровности погребенного эрозионного и биогенного рельефа (поднятия).

Все это ведет к снижению роли погребенного рельефа в формировании ловушек нефти и газа, т.е. к недооценке основных закономерностей развития и размещения месторождений нефти и газа.

На территории Российской Федерации большинство нефтегазоносных провинций находится в стадии высокой или средней разведанности. Это создает в целом благоприятные перспективы для развития палеогеоморфологических исследований применительно к продуктивным отложениям на базе материалов уже пробуренных или бурящихся поисково-разведочных и эксплуатационных скважин, а также с привлечением данных поисковых геолого-геофизических работ.

Это, конечно, не означает, что полученные результаты будут всегда "запоздалыми", так как ставится общая задача более разностороннего подхода к поискам месторождений нефти и газа, включая вполне возможную переориентацию перспективных направлений (профилей) расположения глубоких скважин.

С.П. Максимов, М.В. Проничева и Я.С. Эвентов [46], характеризуя методические направления в изучении палеорельефа, отмечают, что в США и Канаде при специальных исследованиях палеогеоморфологические реконструкции первоначально проводятся на "ключевых" участках, а затем распространяются на слабоизученные площади. Такие исследования имеют узкую практическую направленность – выявление ловушек экзогенного генезиса (куэстовые ландшафты и холмы).

Аналогичный общий подход, как известно, издавна применяется при поисках месторождений твердых ископаемых и дает надежные практические результаты при поисках россыпей благородных металлов [8, 36, 37, 40, 65, 73 и др.].

Этот опыт вполне может быть использован при проведении нефтегазопроисковых работ. "Ключевыми" участками в данном случае будут площади детальной разведки и разработки нефтяных месторождений, на которых должны устанавливаться фактические данные по погребенному рельефу различного генезиса, ловушкам, изменению степени контрастности рельефа в латеральном направлении и другие параметры, имеющие значения для оценки морфогенезиса, палеорельефа и нефтегазоносности.

Полученные характеристики, с учетом закономерностей их изменения, интерполируются между соседними разведочными площадями и экстраполируются на другие перспективные площади. При наличии большого числа разведочных площадей с глубиной бурения до фундамента плиты удастся составить региональный геолого-геоморфологический разрез большой протяженности на всю мощность осадочного чехла, а при наличии пересекающихся региональных разрезов – наиболее полно воссоздать общую картину формирования погребенного рельефа и процессов нефтегазонакопления в ловушках и на этой основе составить специальные палеогеоморфологические карты.

Палеогеоморфологический анализ, направленный на поиски нефти и газа, должен учитывать специфику искомого объекта.

Такая методика палеогеоморфологических исследований для районов высокой и средней разведанности, основанная на построении многих региональных геолого-геоморфологических разрезов в целях получения необходимых исходных данных на разведанных месторождениях, была предложена С.С. Коноваленко в 1976 г. [41] и применена при производстве палеогеоморфологических исследований в нефтепоисковых целях в Самарской и Оренбургской областях, о ней докладывалось на ряде совещаний. В насто-

ящей монографии эта методика рассматривается специально (см. гл. 2), причем в полном объеме публикуется впервые.

Упомянутые палеогеоморфологические исследования проводились начиная с 70-х годов, в начале в инициативном порядке (в Самарской области), а в 1990–1997 гг. по планам бывшего Министерства нефтяной промышленности, производственного объединения "Оренбургнефть", Оренбурггеолкома (в Оренбургской области).

Исходными материалами для указанных исследований послужили данные глубокого поисково-разведочного и параметрического бурения, проводимого производственными объединениями "Куйбышевнефть", "Оренбургнефть", "Оренбурггеология", и нескольких скважин в Уральской области. Выполнение палеогеоморфологических рекомендаций в крупных масштабах (1: 200 000 и др.) и на ограниченной территории для отдаленного геологического времени было бы невозможно без осуществления ряда подготовительных работ (полевые исследования, оценка новейшего тектонического этапа, теоретическая проработка целесообразности применения ряда геотектонических концепций к изучению погребенного рельефа и др.). Поэтому в монографии большое внимание уделено общим вопросам методологии и методики проведенных работ, использованы литературные источники по палеогеоморфологическим исследованиям в нефтегазопроисковых целях в других регионах, а также региональные геологические материалы.

В производстве палеогеоморфологических изысканий на территории Оренбургской области (в 1990–1994 гг.) приняла участие группа оренбургских геологов под руководством В.К. Баранова в составе Е.П. Борисовой, А.Г. Галимова, Н.А. Искусновой. Этой группой произведено стратиграфическое расчленение (или уточнение) отложений, выполнена корреляция толщ, составлены погоризонтные карты изопакит, более 10 региональных геологических разрезов, а также несколько разрезов по конкретным месторождениям, систематизированы данные по нефтегазоносности. В.К. Барановым написаны подразделы по нефтегазоносности земель Оренбуржья (4.2, частично 4.3), а также методические разработки по цикличности и этапности седиментогенеза и континентальным перерывам (3.2).

Часть геологических разрезов по месторождениям нефти выполнена в тематической партии п/о "Оренбургнефть" под руководством А.Г. Черепанова.

Палеогеоморфологические исследования проводились группой в составе С.С. Коноваленко (руководитель), Е.Л. Васильевой, Е.А. Кипаевой. Были составлены геолого-палеогеоморфологические региональные разрезы, палеогеоморфологические и прогнозные карты масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000, которые в процессе генерализации были схематизированы, однако с сохранением всех важнейших элементов палеорельефа.

Подготовка монографии к изданию с дополнениями и уточнениями велась палеогеоморфологической группой в упомянутом составе, текст, за исключением кратких подразделов (4.2; 4.3; 3.2), написан С.С. Коноваленко.

Настоящая работа подготовлена по тематическому плану и на средства Комитета природных ресурсов по Оренбургской области.

По заданию Оренбурггеолкома была произведена доработка ряда недостаточно выясненных вопросов (в частности по нефтегазоносности) и расширена методическая часть.

Большую помощь в создании монографии оказали профессор С.К. Горелов и руководители Оренбурггеолкома М.В. Кирсанов, Н.Н. Яхимович, Д.В. Плугин. Всем названным лицам, а также А.А. Александрову, В.Н. Андрееву, Б.А. Данилову, И.А. Денцкевичу, А.Л. Кареву, Н.Н. Лисовскому, А.П. Моргунову, А.Д. Наумову, П.И. Постоенко, С.В. Санарову, Н.Р. Сивкову, М.В. Соколовой, В.Ф. Хлудневу, С.А. Шиляеву, М.В. Шурунову автор признателен за содействие в проведении исследований, подготовке монографии к изданию, ценные советы и помощь в работе.

## Глава 1

# ПРИНЦИПЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ И ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНАЯ ПРАКТИКА

### 1.1. ОБЩАЯ ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

По вопросам образования и эволюции погребенных рельефов имеется довольно обширная литература в виде многочисленных журнальных статей, специальных сборников и нескольких монографий. В частности, непосредственное отношение к постановке рассматриваемой проблемы имеют монографии Ю.Ф. Чемякова и В.И. Галицкого [84], М.В. Проницовой и Г.Н. Саввиновой [67], "Палеогеоморфологический атлас СССР" (1982 г.), в которых рассмотрены главные цели, задачи и объекты палеогеоморфологии, общие закономерности, образование и эволюция погребенных форм рельефа, методы его изучения, реставрации, влияние палеорельефа на процессы нефтегазоаккумуляции и формирования обширной группы других полезных ископаемых. Однако в большинстве работ не дано систематического описания развития палеорельефа для всего периода его образования в фанерозое, что могло бы послужить ориентиром для последующих более детальных исследований, в частности, в нефтегазоносных районах.

Определенную значительную роль в этом отношении выполняет изданный в 1982 г. под редакцией А.В. Сидоренко и С.К. Горелова "Палеогеоморфологический атлас СССР". Карты атласа составлены для разных районов, в различных масштабах, в основном мелких – от 1:2 500 000 до 1:10 000 000. Однако они достаточно хорошо дополнены объяснительной запиской к атласу – "Эпохи региональных континентальных перерывов" (редакторы С.К. Горелов и Б.Н. Леонов) [93].

Поскольку в нашей работе большое внимание, естественно, уделено роли тектонического фактора в образовании погребенного рельефа (одно из главных условий палеогеоморфологического анализа как такового), остановимся, хотя бы вкратце, на оценке общих представлений, существующих в отношении рельефа современной земной поверхности, тем более что во взглядах ведущих геоморфологов наметился определенный прогресс в сторону рельефообразующей роли тектонического фактора.

Приведем некоторые примеры. В "Легенде для геоморфологической карты крупного масштаба", разработанной З.А. Сваричевской [69], по генезису форм рельеф разделен на три типа – скульптурно-тектонический, скульптурный и аккумулятивный. Выделено 9 генетических отделов и 10 основных формирующих агентов, однако почти все они относятся лишь к скульптурному или аккумулятивному рельефу (речная, озерная, морская, ледниковая, водно-ледниковая, вулканическая, денудационная, карстовая, эоловая и биогенная деятельность), в то время как со скульптурно-тектоническим рельефом связана лишь денудационная деятельность. В перечне ге-

нетических отделов из 9 наименований только в одном случае назван тектонически-денудационный рельеф.

И.П. Герасимов [17] выделил геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры, причем геотектуры и морфоструктуры понимаются как выраженные в рельефе геоструктуры разных порядков – от континентальных массивов и океанических впадин до горных хребтов, межгорных впадин, возвышенностей, низменностей, плато и т.д. К морфоскульптуре отнесены преимущественно мелкие формы рельефа, которые своим происхождением обязаны экзогенным процессам. Иначе говоря, оценивая генезис рельефа Земли, тектоническому фактору рельефообразования И.П. Герасимов придает уже гораздо большее значение.

В работе Ю.А. Мещерякова [51] мы находим дальнейшее развитие этой идеи. Морфоструктуры он рассматривает как результат взаимодействия эндогенных процессов с экзогенными. Причем морфоструктуры не обязательно связываются с современным рельефом или новейшим этапом развития земной коры. Возможно выделение погребенных морфоструктур древних геологических эпох методами палеогеоморфологического анализа.

В “Методическом руководстве по геоморфологическим исследованиям” [50] рельеф подразделяется на эндогенный, эндогенно-предопределенный и экзогенный. Формы, в генезисе которых эндогенные факторы играют решающую роль, разделяются на тектонические, тектонически-предопределенные, денудационно-тектонические и вулканические.

В заключение подчеркнем, что И.П. Герасимов [19] разработал новый, в значительной степени тектонический подход к изучению процессов экзогенного рельефообразования. Получившее широкое распространение представление об эндогенном контроле экзогенных процессов в историческом плане он дополнил динамическим толкованием общего экзогенеза Земли. В частности, отмечая количественную соизмеримость интенсивности современных денудационно-аккумулятивных процессов, направленных на уменьшение гравитационных градиентов земной поверхности, с современными тектоническими движениями, направленными на восстановление этих градиентом, И.П. Герасимов выдвинул представление о существовании подвижного динамического равновесия при формировании скульптурного рельефа, в котором тектонический фактор играет важную роль [44].

Таким образом, в целом можно констатировать факт неуклонно нарастающей позитивной оценки роли тектонического фактора древних геологических эпох. Подобный вывод по понятной причине имел принципиальное значение для проводимых нами исследований. В этой связи следует упомянуть наметившуюся тенденцию к пересмотру некоторых основных положений структурной геоморфологии с позиций теории мобилизма, которую в последние годы активно развивал И.П. Герасимов [19].

Практикам геологу-поисковику и геоморфологу-поисковику в своей деятельности редко приходится сталкиваться с глобальными проблемами. Они работают в небольшом районе, как правило, в пределах одной литосферной плиты, реже на стыке двух плит. Их интерес заключается в де-

тальном познании строения и истории развития своего весьма ограниченного района. К сожалению, теория мобилизма сегодня еще не может удовлетворить такие “прозаические” запросы, и поисковики вынуждены самостоятельно искать то полезное для себя, что содержится в основных геологических и геоморфологических концепциях, будь они новыми мобилистскими или старыми – на основе вертикальных движений и геосинклинальной теории.

Далее рассматриваются три концепции, которые, по нашему мнению, более или менее удовлетворительно объясняют большинство тех или иных наблюдаемых нами в геологическом процессе, и в частности при изучении погребенного рельефа, фактов, влияющих на процессы формирования и размещения месторождений и залежей углеводородов.

## 1.2. РЕЛЬЕФО- И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ В СВЕТЕ ВЕДУЩИХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ

### КОНЦЕПЦИЯ ЭПЕЙРОГЕНИЧЕСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Предложенная С.С. Шульцем [88] концепция эпейрогенической складчатости наиболее полно представлена в его капитальном труде “Тектоника земной коры” [89].

Отдельные положения этой концепции, например представление о конседиментационном развитии структур, введенное еще в 1937 г. [86], используются и в нефтяной геологии, главным образом при тектоническом анализе нефтегазоносных провинций и бассейнов. Однако непосредственно в геолого-разведочном процессе на нефть и газ, т.е. на стадиях геолого-поисковых и поисково-разведочных работ, концепция практически не находит применения, несмотря на ее большие возможности.

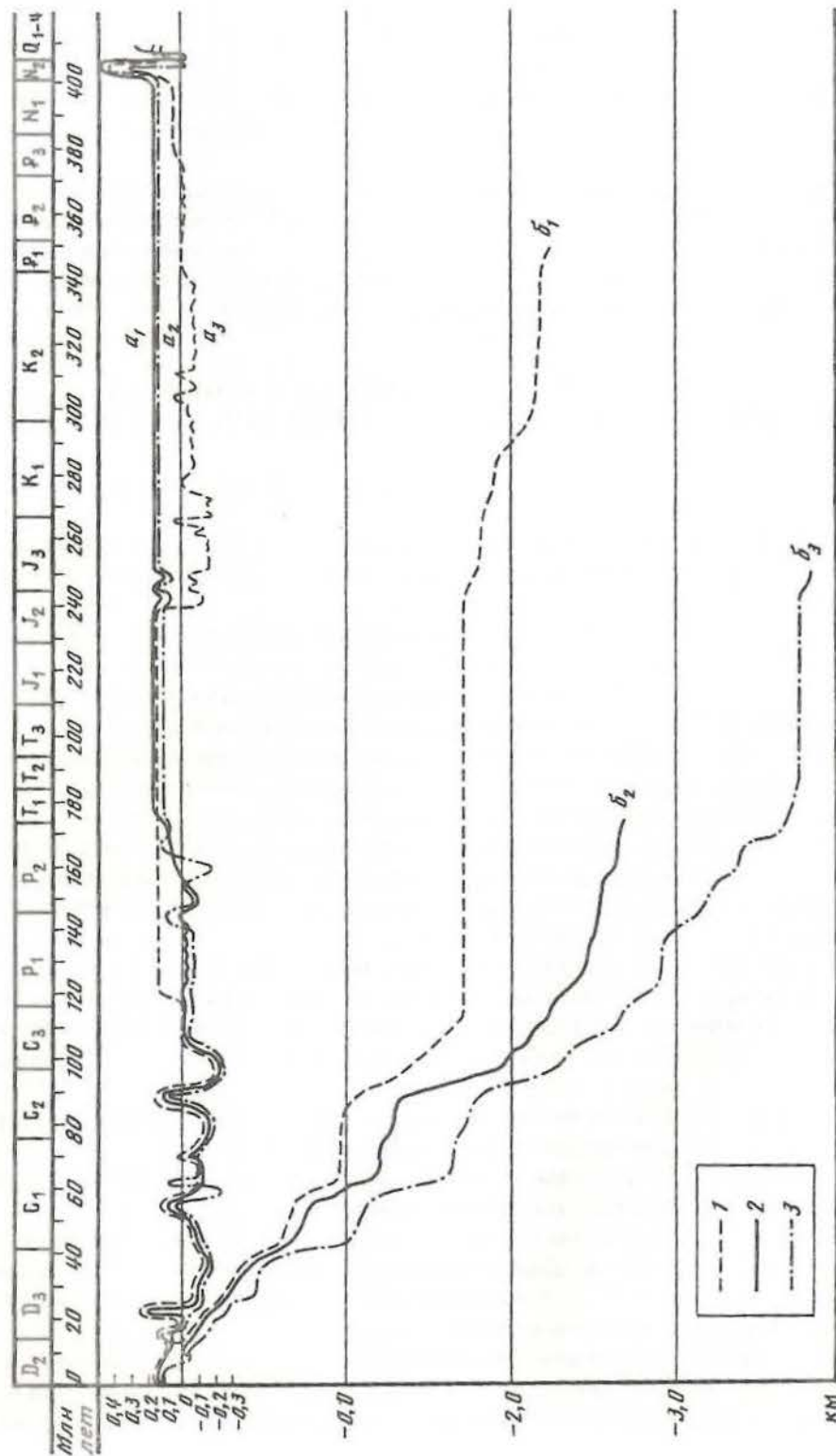
Причина этого, по-видимому, кроется в различных подходах к решению задач в нефтепоисковой практике, ориентированной в настоящее время почти исключительно на структурную геологию и в данной концепции основанной на динамической тектонике.

Некоторую отрицательную роль, вероятно, сыграла и принятая С.С. Шульцем терминология. Термин “складчатость” вызывает ассоциации со складчатыми областями, а об эпейрогенических движениях укоренилось представление как о движениях, не ведущих к складкообразованию.

Однако С.С. Шульц не следует таким трактовкам термина “эпейрогенез”, а восстанавливает его первоначальное значение по Г.К. Джилберту [96], предложившему и понятие, и данный термин для движений, образовавших изгибы изучавшихся им озерных террас.

Изгиб слоев (геологических тел) – вот главный результат эпейрогенических движений по Г.К. Джилберту и С.С. Шульцу. А это уже близко к понятию складчатости, и, таким образом, сочетание терминов “эпейрогенез” и “складчатость” правомерно.

Развивая представления Г.К. Джилберта, С.С. Шульц понимает эпейрогенез как процесс изгиба слоев и поверхностей выравнивания, при котором одни участки поднимаются, а другие опускаются. Поднятия и опускания



развиваются длительно, унаследованно, т.е. однонаправленно, сохраняя свое местоположение. И поскольку рассматриваемые движения не обладают колебательным характером (однонаправлены в течение длительного времени) и не смещаются в пространстве подобно волнам (сохраняют свое местоположение), то они фиксируются в виде структурных форм – антиклинальных и синклиналиных складок\* разного масштаба.

Размеры структурных форм, возникающих при эпейрогенической складчатости, по С.С. Шульцу, могут быть самые разные. Это антеклизы и синеклизы, антиклинории и синклинории, валы, брахиантиклинали, купола и прочие формы длительного формирования. Сюда же он относит связанные с формированием складчатой структуры разрывы и разломы, как сопровождающие складкообразование, придерживаясь мнения: сначала изгиб, а затем (иногда) и разрыв.

Таким образом, по С.С. Шульцу, эпейрогенез и эпейрогеническая складчатость – это единый процесс возникновения разномасштабных изгибов слоев и поверхностей, накладывающихся друг на друга и сопровождающихся разрывами и разломами, протекающий повсеместно и постоянно, но с разной интенсивностью.

Поскольку эпейрогенические складки формируются медленно и длительно, то процесс этот идет одновременно с седиментацией и размывом, а следовательно, наряду со структурными формами создаются и основные формы земной поверхности. В разных геологических и географических условиях эпейрогеническая складчатость имеет разное геоморфологическое выражение. Выделяются наряду с конседиментационной также конэрозивная и конденудационная складчатости. Все три типа складчатости могут сменять одна другую, и земная поверхность может быть или дном моря, или сушей, быть равнинной или холмистой (горной). С.С. Шульц считает, что так называемые колебательные, т.е. обратимые, движения в действительности являются наложением разных процессов – тектонического и геоморфологического и поэтому нет основания для деления движений на колебательные и складчатые. В изложенном выше представлении все движения являются складчатыми, т.е. ведущими к изгибу.

По этой же причине геоструктурные области различаются не по типу тектогенеза, а по его режиму. Под режимом эпейрогенеза понимается его общая направленность в какой-либо области, его интенсивность и дифференцированность. При этом мобильные области (геосинклинальные и орогенические), кроме большей интенсивности и дифференцированности эпейрогенеза, имеют и другое отличие от стабильных платформенных областей – вторичную складчатость, усложняющую структурные формы длительного формирования вторичными, альпинотипными складками. Она не создает основные формы рельефа, а вместе с поверхностными гравитационными

Рис. 1. Эпейрогенические кривые по опорным скважинам Ставропольской депрессии (1), Жигулевско-Пугачевского свода (2), Бузулукской впадины (3)

Последовательное положение поверхности осадконакопления относительно уровня моря: геоморфологическое ( $a_1, a_2, a_3$ ) и структурное ( $b_1, b_2, b_3$ ) выражение эпейрогенических движений

\* Под складкой понимается любой изгиб слоев.



Таблица 1. Темп прогибания фундамента плиты  
(по данным отдельных скважин), м/млн лет

Этап	Свод					
	Жигулевско-Пугачевский	Южно-Татарский	Башкирский	Пермский	Камский	Соль-Илецкий
Верхнепермский	3	7	22	10	5	16
Нижепермский	4	11	7	13	21	41
Верхнекаменноугольный	18	5	5	10	9	5
Среднекаменноугольный	27	17	23	16	17	19
Нижнекаменноугольный	18	14	—	12	14	14
Верхнедевонский	12	14	11	17	20	—

явлениями и денудационными процессами ведет к выравниванию земной поверхности.

Из приведенного краткого изложения концепции видно, что она рассматривает структуры Земли в развитии, допуская одновременно их единство с формами рельефа. Ясно, что это имеет принципиальное значение при постановке палеогеоморфологических работ на поиски месторождений нефти и газа и совершенствовании методики их поисков и разведки.

Соотношение тектонических движений, осадконакопления и формирования рельефа былой земной поверхности (в том числе дна моря) наглядно иллюстрируется эпейрогеническими кривыми, составленными нами для разных структур Самарского Поволжья (рис. 1). Примечательно, в частности, что в Ставропольской депрессии, находившейся гораздо дальше других структур (Жигулевско-Пугачевский свод и др.) под уровнем моря, осадков накопилось меньше – всего 2 км против 2,7 км на Жигулевском своде и 4 км в Бузулукской впадине за 400 млн лет.

О характере вековых движений дают представление количественные данные по структурам первого порядка Волжско-Камской антеклизы (табл. 1). В целом они показывают, что в верхнем девоне и нижнем карбоне при относительно небольших скоростях погружение было дифференцированным. В среднем карбоне темп погружения усилился повсеместно, а затем стал ослабевать. Однако в пермское время вновь и уже резко усилилась дифференция. Наиболее сильное погружение в это время испытывали крупные структуры северо-востока и юго-востока антеклизы. Отмечается связь между темпом прогибания территорий и нефтеносностью соответствующих отложений. Кроме того, устанавливается промышленная газоносность пермских отложений на территориях максимального пермского прогибания.

Как указывалось, одно из главных положений концепции С.С. Шульца состоит в том, что структурные формы, создаваемые вековыми движениями земной коры, развиваются однонаправленно на протяжении длительного времени (поднятия продолжают воздыматься, прогибы – опускаться). Это имеет существенное значение для оценки условий формирования палеорельефа. Вопрос о длительности однонаправленного развития структур

Впадина						Седловина		
Бузулукская	Мелекесская	Бымская	Висимская	Верхнепечорская	Сальмшская	Казанская	Бирская	Ракшинская
18	7	15	20	43	18	7	7	23
15								
23	15	9	9	2	—	10	8	9
28	17	17	15	13	15	16	16	16
23	18	14	7	21	18	10	19	8
27	13	18	18	2	11	6	6	15

автором концепции не раскрыт. По нашим данным, неунаследованное или частично унаследованное развитие возникало лишь во время общей смены знака тектонических движений – общего поднятия на общее погружение и наоборот. С этой точки зрения выделяются три крупных периода формирования осадочного чехла в Волго-Уральской области: 1) рифейский (в Самарском и Татарском Заволжье – рифейско-раннедевонский), характеризующийся преобладающим общим поднятием; 2) вендско-триасовый (среднедевонско-триасовый) с преобладающим общим погружением; 3) мезокайнозойский с преобладающим поднятием. В течение каждого этапа локальные и региональные структуры развивались унаследованно. При смене знака общего движения на обратный крупные структуры прекращали свое активное формирование. Но локальные структуры развивались в основном унаследованно.

Таким образом, из концепции С.С. Шульца следует вывод о высокой в целом степени унаследованного развития тектонических структур (в Волго-Уральской области его продолжительность для крупных структур порядка 200 млн лет, а для локальных – значительно больше, см. ниже).

Это несомненно имеет существенное значение для оценки основных закономерностей развития погребенного рельефа в нефтегазоносных и перспективных районах, в целом для совершенствования палеогеоморфологических методов поисков месторождений нефти и газа. Отсюда же намечается вывод о нетектонических причинах возникновения несоответствия структурных планов в палеозойских и других отложениях.

#### КОНЦЕПЦИЯ ШАРЬЯЖНО-НАДВИГОВОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В монографии “Происхождение нефтегазоносных платформенных структур” [32] и других работах тех же авторов развивается представление о шарьяжно-надвиговом строении осадочного чехла в нефтегазоносных платформенных областях. Опираясь на предложенную В.Д. Наливкиным [53, 54] классификацию платформенных структур, авторы выделяют различные типы бескорневых структур (навешенные, исчезающие в нижних

горизонтах чехла, и дисгармоничные, проявляющиеся лишь в определенных стратиграфических комплексах и исчезающие вниз и вверх по разрезу и др.). К подобным складкам они относят так называемые обращенные структуры – положительные в верхних и отрицательные в нижних горизонтах осадочного чехла, а также складки, ограниченные снизу надвигами.

По мнению авторов, в пределах платформенных нефтегазоносных областей чаще других распространены бескорневые (навешенные и обращенные) антиклинали. Авторы указанной монографии приходят к выводу, что генезис выделяемых структур связан с дифференцированными латеральными перемещениями, происходящими в пластичных горизонтах осадочного чехла в условиях их значительного бокового сжатия. Так, в тонкослоистых глинах и аргиллитах образуются мелкие линейные и дисгармоничные складки, крылья которых круто наклонены или опрокинуты, тогда как в толщах жестких массивных известняков и песчаников развиваются преимущественно куполовидные или брахиантиклинальные структуры с очень пологими крыльями.

В Волго-Уральской области авторы выделяют несколько регионально прослеживающихся глинистых и галогенных горизонтов, по которым осуществлялось латеральное тектоническое скольжение вышележащих толщ. Главнейшие из них – кыновский и семилукский\* горизонты франского яруса, задонско-елецкие слои фаменского яруса верхнего девона, верейский горизонт среднего карбона и кунгурский ярус нижней перми. Кроме того, тектоническое скольжение происходило по пачкам аргиллитов и глин бавлинской серии верхнего докембрия, старооскольского горизонта среднего девона, турнейского яруса, тульского и угленосного горизонтов визейского яруса нижнего карбона, по солям, гипсам и ангидритам артинского яруса и глинам верхней перми.

Главной особенностью распространения бескорневых структур авторы монографии считают группировку локальных складок в линейно вытянутые валы протяженностью в несколько десятков (иногда сотен) километров при ширине в первые километры. Валы, как правило, имеют асимметричное строение, более крутые крылья их наклонены под углами 3–5°, а пологие – не более 1°. Конфигурация валов в плане обычно прямолинейная или слабоизогнутая выпуклостью в сторону направления вектора горизонтального давления, что напоминает в миниатюре островную океаническую дугу, образованную крупными шарьяжными перемещениями.

Происхождение таких антиклинальных валов, по мнению авторов, может быть объяснено лишь горизонтальными движениями, происходившими внутри осадочного чехла.

Таким образом, согласно рассматриваемой концепции, представления о том, что генезис платформенной складчатости связан с вертикальными движениями блоков кристаллического фундамента, являются ошибочными. Нельзя считать соответствующим действительности и господствующее в настоящее время мнение, что континентальные платформы (кратоны) представляют собой жесткие пассивные структуры, не способные деформироваться под действием сил бокового сжатия и растяжения.

\* Тиманский и доманиковский горизонты.

Согласно этой же концепции, горно-складчатый Урал, граничащий с Русской плитой, в целом представляет собой гигантский аллохтон, имеющий сложную покровную и зональную внутреннюю структуру. Ссылаясь на имеющиеся данные гравиметрии и глубокого сейсмического зондирования, авторы считают, что архей – древнепротерозойский кристаллический фундамент платформы – прослеживается под всей складчатой областью Урала, и в том числе под его эвгеосинклинальной зоной. Возникающее при этом противоречие с современными представлениями о формировании эвгеосинклиналей на океанической (безграничной) коре авторы объясняют тем, что эвгеосинклинальная зона Урала находится в аллохтонном залегании, будучи шарьярованной совместно с миогеосинклиналью на Восточно-Европейскую платформу. Следовательно, вулканогенные образования и офиолитовые серии эвгеосинклинали тектонически подстилаются осадочными толщами субплатформенного типа, перспективными для поисков нефти и газа [33].

Шарьяжно-надвиговое строение имеют не только складчатые области Урала и Зауралья, но и Предуральский краевой прогиб и Восточно-Европейская платформа. Этим устанавливается, как и в предыдущей концепции, но с других теоретических позиций, единство тектогенеза для разных геоструктурных областей, что имеет определенное методическое и нефтегазопроисловое значение. Однако к представлению о широком развитии шарьяжей, тем более в условиях древней платформы, следует относиться с большой осторожностью.

Волжским отделением ИГиРГИ и объединением “Куйбышевнефть” проверена одна из вышеназванных “бескорневых” структур – Жигулевская дислокация. Как оказалось [42], явления надвигания одних пород на другие действительно имеют место. Однако это надвигание происходит по крутым, близким к 90°, разломам с незначительным перекрытием поднадвиговых отложений. Такой характер дислоцированности ближе стоит к вертикальным, чем к горизонтальным, движениям и, согласно предыдущей концепции, может рассматриваться как горизонтальная составляющая вертикального движения. И тем не менее к таким явлениям следует относиться со всем вниманием, так как и незначительные перекрытия продуктивных пород непродуктивными способны создавать пространство для размещения хотя бы одного (а возможно, и нескольких) месторождения углеводородного сырья. Такое явление может быть широко развито на границе платформ со складчатыми областями, в частности имеются сведения о крутых разломах по западному подножию Южного Урала с возможным надвиганием его на край платформы.

Кроме того, рассматриваемая концепция достаточно просто объясняет такой широко известный факт, как наличие крутого и пологого крыльев тектонических структур с определенной их пространственной ориентировкой.

## КОНЦЕПЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

В систематическом виде данная концепция изложена в работе Г. Буалло [11]. В ней дается характеристика шельфа, континентального склона, материкового подножия, океанических желобов, океанических впадин, срединных океанических хребтов. Выделены континентальные активные ок-

раины, характеризующиеся повышенной сейсмической активностью и интенсивным вулканизмом, обрамленные обычно глубоководными желобами и развитые главным образом по периферии Тихого океана, а также пассивные или стабильные окраины без видимого проявления тектонической активности в их пределах. Однако это преимущественно области интенсивных опусканий, к которым, в частности, относится большинство окраин Атлантического океана.

Возраст окраин современных океанов не древнее триаса. Образования более древних континентальных окраин являются элементами складчатых областей. В современных и древних континентальных окраинах мощность осадочного чехла может достигать 10–12 км. Наиболее значительные мощности осадков приурочены к пассивным окраинам.

Важное положение концепции – представление о неоднородном строении земной коры. Выделяются три типа коры – континентальная, океаническая и переходная между ними. Шельф располагается на континентальной коре, континентальный склон – на коре переходного типа.

По совокупности геологических данных шельф определяется как незначительно погруженная часть континента, и его отличие от собственно континента выражается лишь в наличии тонкого слоя воды. Континентальный склон, имея минимальные глубины порядка 200 м, погружается до 3–4 тыс. м в случае пассивных окраин и до 5–10 тыс. м на окраинах активного типа.

И шельфовая зона, и континентальный склон рассечены более или менее ярко выраженными подводными долинами и каньонами, вершины которых находятся нередко в непосредственной близости от береговой линии. Они являются или погруженными субаэральными формами рельефа, или продуктами подводной эрозии. Приводятся истории эволюции континентальных окраин с выделением ряда стадий – континентального рифта, красноморской, микроокеана (или внутреннего моря) и атлантической – и характеристика осадконакопления, в частности, всех типов рифообразования, карбонатных платформ (банок).

Параллельно с указанной работой в бывшем СССР с тех же мобилистских позиций составлена тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 под редакцией А.В. Пейве, С.Н. Иванова [77], появился ряд дополняющих ее публикаций [31, 68 и др.]. В основу карты был положен анализ эволюции земной коры Урала с использованием формаций в качестве индикаторов ее состава и строения. Выделены допалеозойские и палеозойские комплексы, а среди последних – рифтовые, океанические, переходные, предконтинентальные и континентальные.

Палеозойские комплексы, лежащие на докембрийской континентальной коре, подразделяются на шельфовые (западный, внешней структурной зоны) и континентального склона и подножия (восточный, внутренней структурной зоны).

Комплексы шельфа характеризуются платформенным обликом, в них присутствуют рифовые, биогермные и другие известняки и доломиты, кварцевые песчаники с признаками прибрежно-морского и континентального генезиса. Разрезы зоны их развития ничем принципиально не отличаются от разрезов платформенного чехла Русской плиты, непосредственным продолжением которого они являются. Возраст указанных отложений в ос-

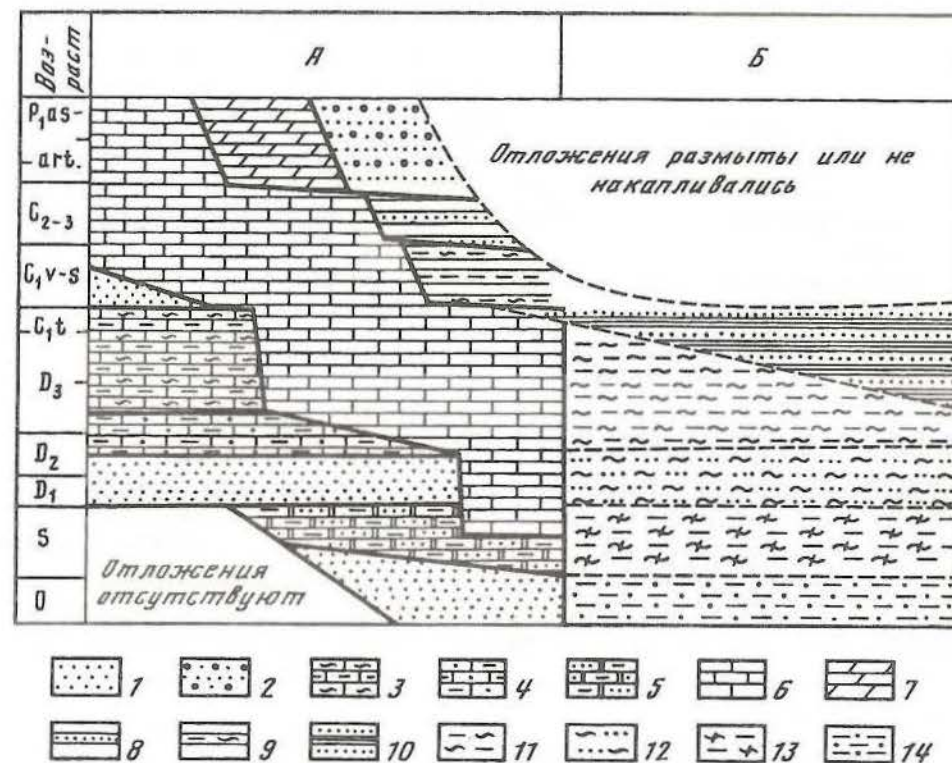


Рис. 2. Схема сопоставления формаций миогеосинклинали (Южный Урал) [77]

Формационный ряд: А – внешней зоны (красвой прогиб и крылья Башкирского антиклинория), Б – внутренней (Восточное крыло Зилаирского синклинория). Формации: 1 – фалаховая; 2 – моласса; 3 – доманиковая; 4 – терригенно-известняковая; 5 – терригенно-карбонатные; 6 – карбонатные; 7 – кремнисто-флишеидная; 8 – флишевая с олистостромами; 9 – кремнисто-флишеидная; 10 – грауваконный флиш; 11 – кремнисто-глинисто-сланцевая (пестроцветная); 12 – кремнисто-кварцевая; 13 – кремнисто-глинисто-сланцевая (черносланцевая); 14 – алевроито-сланцевая

новном ордовикско-каменноугольный, а деформации их возникли в заключительной стадии варисской складчатости (поздняя пермь–триас).

Формационные ряды внешней и внутренней зон тесно связаны, однако границы формаций испытывают сильное возрастное скольжение (рис. 2).

Палеозойские комплексы пород эвгеосинклинали зоны восточного склона Урала в целом надвинуты на западе на миогеосинклиналию. При этом внутри миогеосинклиналии сохранились крупные аллохтонные массы эвгеосинклиналиных образований, частично или полностью изолированных от сплошного поля распространения эвгеосинклиналиных серий. С юга на север выделяются Сакмарский, Кракинский, Нязепетровский аллохтоны. Как видим, здесь говорится лишь об изолированных аллохтонах, а не о сплошном шарьяжном покрове на палеозойском осадочном чехле платформ.

Иллюстрацией рассматриваемой концепции применительно к Башкирскому Приуралью и Уралу может служить составленная А.А. Макушиным схема. Из ее содержания следует, что в поперечном сечении рифейско-раннепалеозойской материковой окраины выделены шельф с перикратонным прогибом и системой краевых поднятий и континентальный склон или ок-

раинно-континентальная рифтовая система. Согласно этой схеме, рифейско-раннепалеозойский шельф простирался до Шатак-Белогорской палеоструктурной зоны и на всем его протяжении был развит терригенно-карбонатный формационный комплекс. Видны также зоны развития депрессионных фаций шельфа. В пределах континентального склона на коре всех трех типов развит вулканогенно-терригенный формационный комплекс. За главным Уральским разломом палеозойские осадки залегают на океанической коре.

Таким образом, в поперечном разрезе Южного Урала с запада на восток происходит смена формаций от платформенных через переходные к геосинклинальным.

### 1.3. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ И ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНАЯ ПРАКТИКА

Как видно, изложенные выше геотектонические концепции существенно неоднородны по своему содержанию. Две из них (первая и вторая) могут быть отнесены к крайним течениям в геотектонике, объясняющим происхождение структур и форм рельефа с позиций ведущей роли вертикальных или горизонтальных движений земной коры. Третья концепция – континентальной окраины – в какой-то мере сочетает отдельные положения первых двух.

Все указанные концепции и упоминавшиеся выше общие положения геоморфологического анализа использовались и апробировались нами в процессе осуществления нефтегазопроисловых палеогеоморфологических и других исследований, в результате чего были уточнены отдельные положения концепций применительно к изучаемому региону.

Прежде чем перейти к изложению этих уточнений, целесообразно дать хотя бы краткое описание геологического строения данного региона.

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Рассматриваемая территория располагается на крайнем юго-востоке Волжско-Камской антеклизы, охватывающей большую часть Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (рис. 3).

Осадочный чехол плиты представлен верхнепротерозойскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями общей мощностью от 1500 м на западе до 10 тыс. м на востоке.

Наиболее древние в регионе отложения рифея выполняют протерозойские впадины и авлакогены и являются доплитными. Отложения вендского комплекса характеризуются пестротой литологического состава и резкими изменениями геологического разреза. Их мощность достигает 2 тыс. м, а развиты они в центральной и восточной частях региона.

Палеозойская группа представлена отложениями ордовикской, девонской, каменноугольной и пермской систем. Полнота разреза изменяется главным образом за счет выпадения нижних (девонских) и верхних (пермских) отложений и частично за счет внутрiformационных размывов и пе-

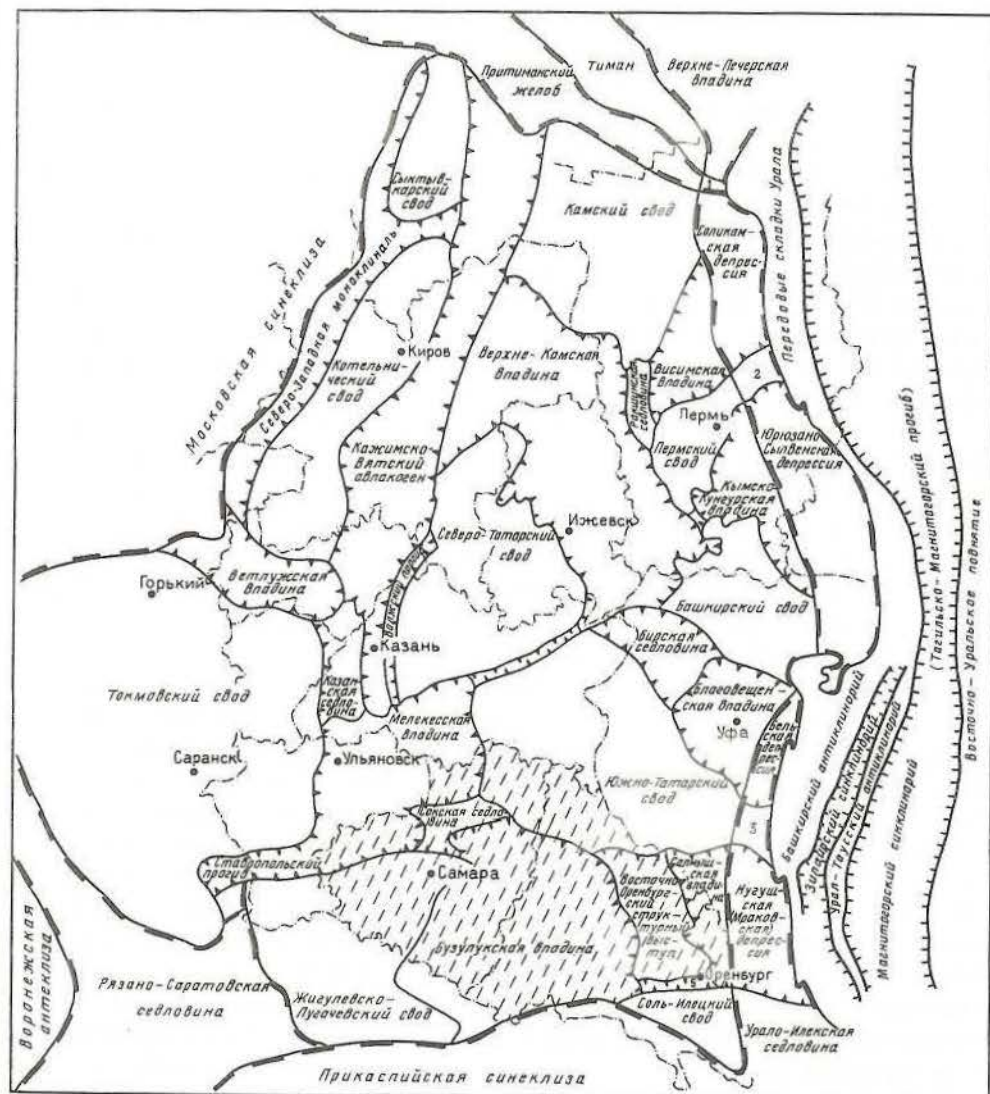


Рис. 3. Положение района исследований (заштриховано) на тектонической карте Волго-Камской антеклизы (Р.О. Хачатрян, В.И. Громека, 1979 г.)

Седловины (цифры на карте): 1 – Ксенофоновско-Колвинская; 2 – Косьвинско-Чусовская; 3 – Шихано-Ишимбаевская; 4 – Кузнецовская; 5 – Павловская

рерывов в осадконакоплении, носящих в основном локальный или зональный характер.

В разрезе палеозоя преобладают карбонатные породы (до 75–80% мощности разреза), терригенные породы регионально развиты в нижней и средней частях разреза.

Месторождения нефти и газа провинции связаны с платформенными формациями палеозоя и венда. Отложения этих формаций образуют полностью ортоплатформенный (венд-фанерозойский) осадочный чехол плиты и дополняются в Предуральском краевом прогибе орогенными формациями.

В аспекте нефтегазоносности в настоящее время ведется изучение также орогенных и геосинклинальных формаций палеозоя, рифея и архея.

Тектонические режимы явились основным фактором образования формаций пород, тектонических структур, форм погребенного рельефа, что обусловило размещение месторождений нефти и газа. Наблюдаются следующие главные особенности строения и развития крупных структур региона.

В олжско-Камская антеклиза как составная часть Русской плиты имеет трехчленное строение: архейский кристаллический фундамент, осадочные (с интрузивами) доплитные образования рифейских авлакогенов и ортоплатформенный венд-фанерозойский осадочный чехол. Каждый из трех названных комплексов пород сформировался при соответствующем тектоническом режиме – геосинклинальном, орогенном (режим горных впадин) и платформенном (см. ниже).

Прикаспийская синеклиза как крупнейшая структурная форма Русской плиты, ограничивающая исследуемый регион с юга, характеризуется длительным унаследованным погружением, особенно в мезозое и кайнозое. В связи с этим здесь накопились громадные мощности осадочного чехла, значительную часть которых образуют галогенные осадки. Мощность даже самых молодых (плиоценовых и четвертичных) отложений составляет более 1 км. Накопление каждой новой толщи сопровождалось изгибом всех подстилающих толщ.

Предуральский краевой прогиб возник в орогенную фазу развития Уральской герцинской геосинклинали как зона крупных компенсационных опусканий. Он сформировался на платформенном основании, представленном карбонатными и терригенно-карбонатными формациями. Согласно новым представлениям, фундамент платформы протягивается не только под всей территорией прогиба, но и под прилегающей миогеосинклинальной частью Урала. Прогибание компенсировано развитием мощной орогенной флишоидно-молассовой толщи, выклинивающейся в направлении внешней зоны прогиба, а выше – ангидритов и соли. Прогиб прошел через все те же стадии развития (и соответственно тектонические режимы), что и Русская плита. Однако платформенный режим в верхнепалеозойское время прерывался в связи с герцинским орогенезом Урала. В послегерцинское время на всей территории прогиба восстановился платформенный режим, сохраняющийся и ныне.

В новейший тектонический этап прогиб совершал эпейрогенические движения вместе с Русской плитой как единое целое, но при несколько большем их размахе.

В осевой зоне прогиба распространены складки платформенного и геосинклинального типа, во внутренней зоне развиты линейные протяженные складки параллельно борту прогиба и осложненные дополнительной голоморфной складчатостью и разломами. Предполагается наличие надвигов и бескорневых структур.

Герцинский складчатый Урал. С Предуральским прогибом граничит краевая зона линейной складчатости западного склона Урала, характеризующаяся развитием платформенных рифейских, вендских и палеозойских формаций, но альпинотипной складчатостью. Восточнее располагаются миогеосинклинальная и эвгеосинклинальная зоны, представленные чередованием антиклинориев и синклинориев.

Согласно существовавшим до 80-х годов представлениям, в Волго-Уральском регионе развита складчатость двух типов: платформенная (идиоморфная, прерывистая), свойственная осадочному чехлу платформ и большей части площади краевого прогиба, и геосинклинальная (голоморфная, полная или альпинотипная), развитая в складчатом Урале и приграничной с ним зоне краевого прогиба. Если с этих позиций рассматривать, например, палеозой региона, то обнаружится, во-первых, территориальная приуроченность – с запада на восток произойдет смена платформенной складчатости на геосинклинальную, а во-вторых, тесная связь с геоструктурными областями: платформенная складчатость – на платформе, геосинклинальная – в складчатом Урале (бывшей геосинклинали).

Изложенные выше геотектонические концепции дают совершенно иное толкование типам складчатости в этом сложном регионе. Прежде всего они свидетельствуют о единстве тектогенеза платформы, включающей и краевой прогиб, и орогена при сохранении индивидуальности последних.

Согласно шарьяжно-надвиговой концепции, в общем виде структура земной коры и осадочного чехла платформы может быть представлена как серия горизонтальных и пологонаклонных пластин, смятых в складки различных морфогенетических типов. Наибольшим распространением надвигов и шарьяжи пользуются в складчатых областях, краевых (предгорных) и межгорных прогибах, чем эти области и отличаются от платформ. Таким образом, следуя с запада на восток при переходе от платформы к горно-складчатой области, мы должны наблюдать увеличение количества тектонических пластин, усиление явлений шарьяжей и надвигов.

Концепция континентальной окраины признает вертикальные движения – прогибания шельфа под воздействием не только веса осадков, которые там формируются, но главным образом процессов происходящих в литосфере. Поскольку шельф отличается от континента только наличием небольшого слоя воды, он является продолжением континента со всеми его особенностями, имея и ту же складчатость, которая преобладает на платформе, и те же формации.

Концепция континентальной окраины в варианте древних окраин позволяет установить границу древнего шельфа в горно-складчатом Урале не по типу складчатости, а по формационному составу осадков, в частности, на территории Башкирского мегантиклинория и Зилаирского синклинория, где платформенные формации сменяются формациями континентального склона.

Развитая ныне в восточной части палеошельфа альпинотипная складчатость передовых складок Урала и даже западных склонов названных мегантиклинория и синклинория не свидетельствует об ее геосинклинальном происхождении. Это орогенная герцинская складчатость на платформе (палеошельфе).

По С.С. Шульцу, в палеозое изучаемого региона также, вероятно, два типа складчатости: первичная, или эпейрогеническая, развитая повсеместно от западной до восточной границы региона независимо от смены геоструктурных областей, и вторичная, дополняющая первичную в складчатом

Урале и прилегающей зоне прогиба, где первичный тектогенез создал высокоамплитудные структуры и вызвал в герцинский этап формирование многочисленных гравитационных альпинотипных складок.

Насколько верно это положение и какие перспективы приоткрываются в данном аспекте?

Длительное, одновременное с осадконакоплением и размытием развитие структур разного масштаба в осадочном чехле платформы – антеклиз и синеклиз, сводов и впадин, валов и прогибов, локальных структур – вытекает из самого понятия платформенной складчатости. То же самое можно сказать и о структурах большей части Предуральского краевого прогиба, поскольку она представляет собой ту же платформу, но с несколько большим погружением фундамента. Депрессии прогиба, как и более мелкие структуры, развивались длительно и конседиментационно, что устанавливается анализом мощностей и фаций выполняющих их осадков и построением эпейрогенических кривых. В целом они свидетельствуют о более быстром темпе прогибания фундамента на площади краевого прогиба в сравнении с краем платформы при нарастающей в прогибе дифференцированности и контрастности локальных тектонических структур.

Гораздо сложнее решается вопрос о складчатости Урала и прилегающей зоны прогиба.

Г.С. Сенченко [72] указывает, что складчатые структуры поднятых антиклинорных зон в разной степени были сформированы еще в докембрии, а в палеозое в результате главным образом герцинского тектогенеза были существенно переработаны и усложнены. Имеются данные об унаследованном развитии их и в настоящее время.

Синклинии тоже имеют длительную (с докембрия) историю унаследованного развития. Но, по Г.С. Сенченко, формирование складчатой структуры синклинорных погруженных зон почти полностью укладывается в палеозойский этап развития земной коры. Это означает, что если синклиний (трог) испытывал длительное унаследованное прогибание, то входящие в него складки формировались в осадках, его выполняющих. Эти складки с позиций данной концепции можно рассматривать как постседиментационные, вторичные, гравитационные.

Следовательно, в развитии антиклинориев просматривается большая степень унаследованности, большая сходимость в морфологии складок разных порядков, чем в развитии синклинориев, и это дает возможность легче прогнозировать морфологию складок на глубину.

В складчатой области Урала выделяется эпейрогеническая складчатость, к которой можно отнести антиклинории и синклинии и некоторые структуры меньшего ранга, главным образом в пределах антиклинориев. В синклиниях преобладает вторичная гравитационная альпинотипная складчатость.

Судя по наличию структурных форм длительного унаследованного развития в палеозое, на платформе (своды и впадины и другие структуры всех рангов), в краевом прогибе (депрессии, седловины и многие локальные структуры) и складчатом Урале (антиклинории и синклинии и некоторые складки преимущественно в антиклинориях) первичная, она же эпейрогеническая, она же платформенная, складчатость является сквозной для всех трех геоструктурных областей. Чередование в латеральном направлении

положительных и отрицательных крупных структур, с одновременным увеличением их контрастности от платформы к Уралу, – характерная общая черта складчатости рассматриваемого региона. В то же время более мелкие складки – локальные поднятия на платформе, в прогибе, в складчатом Урале – имеют разную природу. В первом случае они являются складками основания (первично-тектоническими), развивавшимися длительно и конседиментационно (конэрозионно, конденудационно), во втором – вторичными постседиментационными, гравитационными складками.

В заключение коснемся оценки причин возникновения и развития платформенных складок. По С.С. Шульцу [89], изгибы слоев осадочного чехла соответствуют изгибам поверхности фундамента. При этом он категорически отрицает утверждение некоторых геологов, что “консолированный” древней складчатостью цоколь не может изгибаться в складки, и приводит данные своих наблюдений изгибов фундамента [89. С. 111–112]. Выделяя складки изгиба, скалывания и течения, он подчеркивает, что изгиб сопровождается целым рядом мелких срывов и трещин, а иногда и крупных разрывов. Все это вместе взятое рассматривается С.С. Шульцем как складчатая структура [89. С. 96].

Механизм возникновения изгиба раскрывает другая концепция С.С. Шульца – планетарной трещиноватости. Три системы выделяемых им взаимно перпендикулярных трещин пересекают любую породу, уподобляя ее кирпичной кладке. Тектонические напряжения, воздействуя на породу, приоткрывают одни и закрывают другие системы трещин, что проявляется в виде изгиба блока пород. При этом возникают разрывы мелкие и крупные (разломы), однако между двумя соседними разломами прослеживается опять-таки изгиб.

На региональных геолого-геоморфологических разрезах, построенных нами [16] для Самарской области, поверхность архейского фундамента выражается как непрерывный изгиб. Причем можно выделить несколько порядков изгибов. Все локальные и более крупные изгибы поверхности фундамента повторяются в осадочном чехле, и это, на наш взгляд, является убедительным доказательством того, что изгиб охватывает не только кровлю, но и сам фундамент. Многие геологи из числа не признающих современные изгибы фундамента, знакомясь с указанными разрезами, усматривают в них скрытую разрывную тектонику. Действительно, в некоторых случаях можно предположить существование разломов там, где четко выражены флексуры в осадочном чехле. Однако изгибы прослеживаются и на участках между этими предполагаемыми разломами.

Поэтому вслед за С.С. Шульцем на основе своих многолетних наблюдений в Волго-Уральской области и других регионах мы считаем, что изгибу подвержены все образования, включая и дислоцированные породы архейского фундамента Русской плиты.

Окончательное решение этого вопроса непосредственно бурением глубоких скважин имело бы большое практическое значение в связи с начавшимися работами по оценке перспектив нефтегазоносности пород фундамента. Если нефть или газ в фундаменте имеются, то выявление антиклинальных изгибов, т.е. ловушек, легко производилось бы по уже установленным изгибам в осадочном чехле. Разумеется, не все изгибы кровли фундамента вызваны изгибом самого фундамента, а иногда они обусловлены раз-

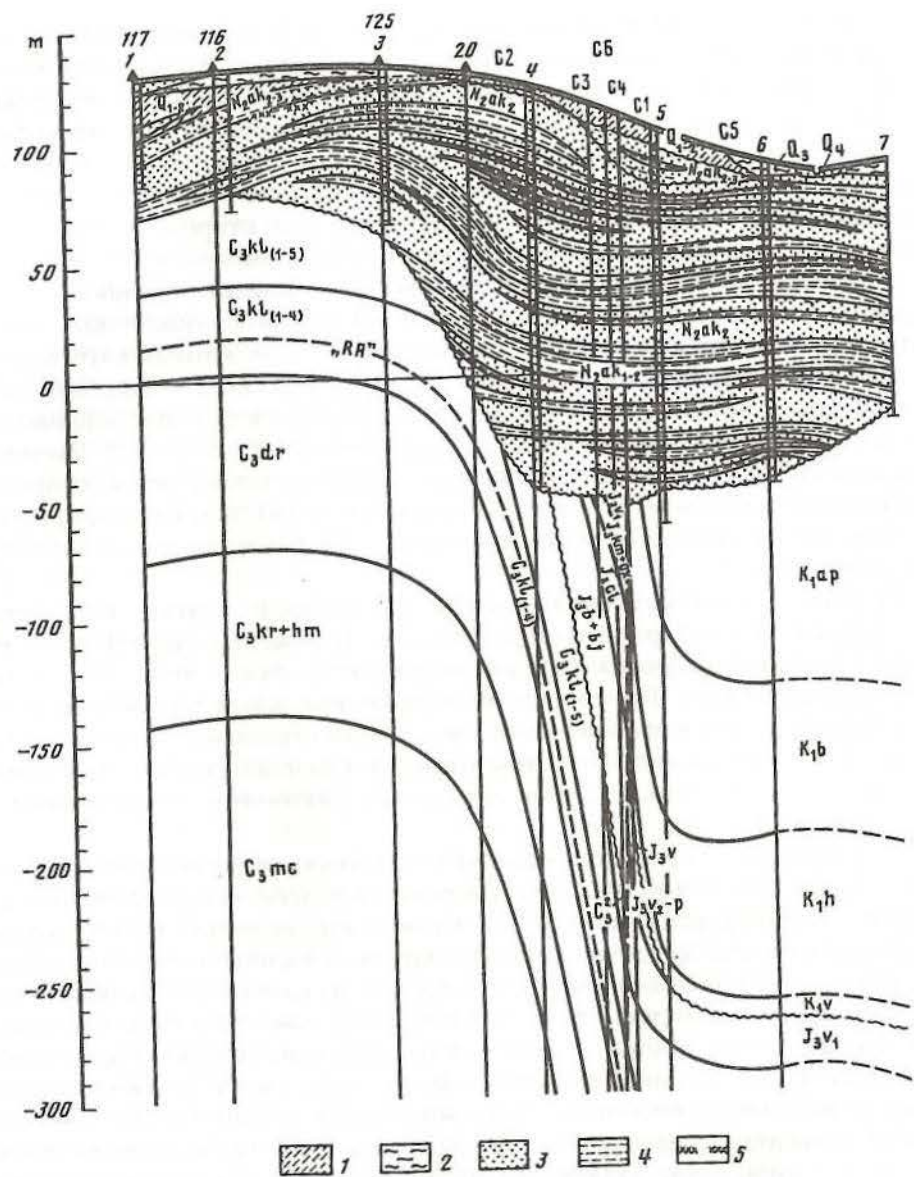


Рис. 4. Геологический разрез Жигулевской дислокации по Сызранскому профилю скважин 1 – суглинки; 2 – супеси; 3 – пески; 4 – глины; 5 – кора выветривания

личие петрографического состава пород, т.е. различной их сопротивляемостью денудации. На поверхности фундамента часты выступы такого происхождения, но они не образуют сквозных и даже значительных по интервалу изгибов в осадочном чехле, а представляют собой структуры облекания, быстро затухающие в нижних горизонтах чехла (не выше первой снизу поверхности денудационного среза).

Наличие сквозных структур, т.е. складок (изгибов) с совершенно вертикальными осевыми линиями по всему осадочному чехлу (на наших раз-

резах от среднего девона до плиоцена) и с выступами фундамента в основании таких складок, свидетельствует о происхождении их в результате длительно унаследованных вертикальных движений. К этому типу складок относятся и упоминавшиеся выше некоторые бескорневые структуры (Мухановская и др.).

Что касается надвиговых структур, то в пределах плиты к складкам подобного типа некоторые исследователи (в частности, В.А. Лобов и др. [58]) относят, например, Жигулевскую дислокацию. Однако, по нашим данным, образование этой структуры было связано, скорее всего, с вертикальным разрывом фундамента и формированием региональной флексуры в осадочном чехле, что следует из приведенного ниже геологического разреза (рис. 4).

Заканчивая раздел о типах складчатости в регионе, мы можем констатировать, что на всем пространстве, включающем рассматриваемую часть Русской плиты и ее складчатого обрамления, развита платформенная (она же идиоморфная, прерывистая, германотипная, эпейрогеническая) складчатость, образованная за счет медленных вековых движений, которая в горно-складчатой области Урала усложняется вторичной, гравитационной альпинотипной складчатостью, развивающейся как на месте бывшей герцинской геосинклинали, так и на краю плиты – части палеошельфа. В современном палеорельефе эти складчатости нашли выражение в виде горных и предгорных хребтов, холмистых и равнинных пространств с их макро-, мезо- и микроформами.

#### О МОРФОЛОГИИ ЛОКАЛЬНЫХ СКЛАДКОВ (СТРУКТУР) ПЛАТФОРМЫ

Общеизвестно, что складки палеозоя Урала являются более вытянутыми, более ярко в них проявлена линейность в сравнении со складками платформы. Это, в частности, накладывает отпечаток на способы их изображения. Однако последнее не только обусловлено различиями в морфологии, но и сложилось исторически в связи с потребностями поисковой практики.

Так, при поисках рудных месторождений в районах развития полной складчатости (Урал) составляются тектонические карты разных масштабов с указанием осевых линий складок и падений крыльев, дополняемые геологическими разрезами.

Известно, что способ изображения складок оказывает влияние на формирование представлений о характере самой складчатости. Так, на основе широкого использования структурных карт при геологическом картировании Волго-Уральской области в 50-е годы, при еще слабой разбуренности осадочного чехла, были сформулированы отличительные черты идиоморфной складчатости, такие, как отсутствие линейности, ориентированности в движении масс, локальность в развитии “складок”, расположенных среди поля горизонтального залегания слоев [15. Т. 2. С. 233]. Структурные формы – купола и им подобные структуры – при таком определении как бы выпячиваются, возвышаются над ровной поверхностью, являясь при этом единичными.

При несравненно более высокой современной степени разбуренности осадочного чехла юго-востока Русской плиты и большей глубине бурения на Урале подмечаются не только различия, но и нечто общее в морфоло-

гии складок этих геоструктурных областей. Достаточно детальные региональные разрезы осадочного чехла, построенные по достоверным данным бурения, показывают, что складчатость на плите (платформенная) представляет собой чередование пологих антиклинальных и синклиналиных изгибов разных порядков при практически полном отсутствии строго горизонтального залегания слоев даже в самых молодых плиоценовых и четвертичных отложениях. Прогибы имеют такую же ширину и амплитуду, как и поднятия. Складки часто асимметричны – одно крыло круче другого, причем асимметрия одного направления характерна для значительных площадей.

В целом главными отличиями платформенной складчатости юго-востока Русской плиты следует считать пологость (малые углы наклона крыльев) складок, менее четкую их выраженность по сравнению с геосинклинальными районами Урала, линейность с развитием брахискладок и куполов и отсутствие усложнений структур вторичными (гравитационными) складками. В остальном это те же складки, что и в горной области Южного Урала, особенно в его миогеосинклинальной зоне.

Складки всех масштабов вверх по разрезу осадочного чехла выполаживаются. Амплитуды локальных складок в девонских отложениях Самарского Поволжья достигают 100 м и более, тогда как в ачкагыльских отложениях они не превышают 60 м, чаще 10–20 м, а в голоценовых осадках снижаются до 1 м, что и создает ошибочное впечатление о недислоцированности – горизонтальном залегании молодых, особенно четвертичных, отложений. Уменьшение амплитуд происходит постепенно, а на границах континентальных перерывов скачкообразно. Это свидетельствует о том, что структуры развивались (продолжалось изгибание слоев) до, во время и после перерывов в осадконакоплении.

Формирование складок представляется как постепенный их рост, т.е. длительное изгибание слоев в связи с отставанием в погружении (или поднятии) одних участков от других. Величина изгиба слоев зависит от скорости и продолжительности изгибания, что было показано на примере формирования Жигулевской дислокации, в развитии которой были периоды медленного и бурного роста и периоды относительного покоя [42].

Не распространяя указанные количественные данные на локальные структуры, можно все же сделать важные выводы, относящиеся к их формированию.

Складки имеют длительное развитие и продолжают развиваться в настоящее время, каждый слой осадков вовлекается в процесс изгибания сразу же после (или во время) отложения, нижележащие слои являются более изогнутыми, чем вышележащие. Все эти обстоятельства наложили отпечаток на некоторые различия в морфологии отдельных складок.

### О СООТНОШЕНИИ ПОНЯТИЙ “ИЗГИБ”, “СКЛАДКА”, И “ЛОКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА”

В геотектонике, структурной геологии, как известно, эти термины – синонимы, если рассматривать формы одного ранга. Все они означают антиклинальный или синклиналиный изгиб слоев как результат движения. Это структуры тектонические.

Следует подчеркнуть, что в прежние годы так понимался термин “локальная структура” и в нефтяной геологии, в чем легко убедиться, сравнив определения, относящиеся к 30-м годам. М.А. Усов на первых страницах “Структурной геологии” разъяснял, что есть разнообразные структурные формы, образованные захоронением рельефа. Это структуры “стратиграфические”, и они в данном труде, т.е. в “Структурной геологии”, не рассматриваются. И.М. Губкин в монографии “Учение о нефти” [24] подчеркивал, что крупные месторождения в Техасе и Оклахоме “подчинены погребенным структурам по преимуществу антиклинального характера или просто погребенным формам древнего рельефа”. Сказано четко – или антиклинали, т.е. складки, или погребенные формы рельефа, т.е. холмы. Таким образом, и М.А. Усов и И.М. Губкин проводили различие и между понятиями, и между терминами “структура” и “рельеф”, относящимися к разным генетическим категориям.

Однако позднее в нефтепоисковой практике произошло объединение этих двух понятий, и в последние десятилетия под локальной структурой стали понимать поднятие любой формы и любого генезиса, выраженное на структурной карте замкнутыми изогипсами. Именно такие “структуры” выявляют, учитывают, подготавливают к глубокому бурению. Ими служат как тектонические поднятия, представляющие собой положительный изгиб слоев – антиклинальную складку (купол, брахиантиклиналь), так и нетектонические – положительные погребенные формы рельефа (холм, риф, гряда и др.), т.е. фактически не поднятия в динамическом смысле и не изгибы слоев.

Риф в геоморфологии – биогенная форма рельефа, в нефтяной структурной геологии – седиментационно-тектоническая или тектоно-седиментационная структура [83]. Называются тектоно-эрозионные структуры (там же) вместо монадноков, долин деллей и т.д.

В результате такого понимания в осадочном чехле платформы структур оказывается много, а форм рельефа – мало, и поскольку считается, что любые структуры могут быть выявлены сейсморазведкой, а выявление погребенных форм рельефа еще под вопросом и тем более что их мало, то можно ими пренебречь, хотя бы в ближайшие годы.

В действительности в осадочном чехле погребенных форм рельефа больше, чем тектонических структур, и надо полагать, что и залежей нефти, еще не открытых в ловушках, связанных с формами рельефа, будет не меньше, чем образованных локальными тектоническими поднятиями, о чем свидетельствует поисковая практика последних лет – все больше открывается залежей, связанных с рифами, эрозионными и другими формами. Так, казалось бы, не заслуживающий большого внимания терминологический вопрос перерастает в важнейшую нефтепоисковую проблему.

Объединение указанных разнородных понятий в одно – “локальная структура” (“локальное поднятие”) произведено по принципу способности соответствующих форм образовывать ловушку для нефти или газа и внешнего сходства в их рисовке на структурной карте. Однако такое объединение, в общем удобное для пользования в связи со своей простотой, сделало невозможным установление единых закономерностей размещения локальных структур в пространстве и вызвало потребность в их классификациях не только по морфологическому, но и по генетическому



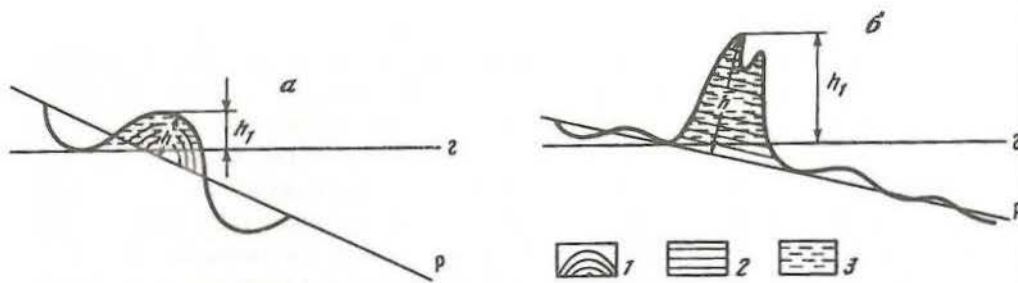


Рис. 5. Поперечный разрез складки (а) и рельефа (б)

1-3 – соотношение значений терминов: тектонического – антиклиналь (1); геоморфологического – гряда (2); нефтепоискового – “поднятие” или “структура” (3).  $h$  – высота складки, гряды,  $h_1$  – амплитуда “поднятия”,  $z$  – линия сечения складки, рельефа горизонтальной плоскостью,  $p$  – то же, плоскостью регионального наклона

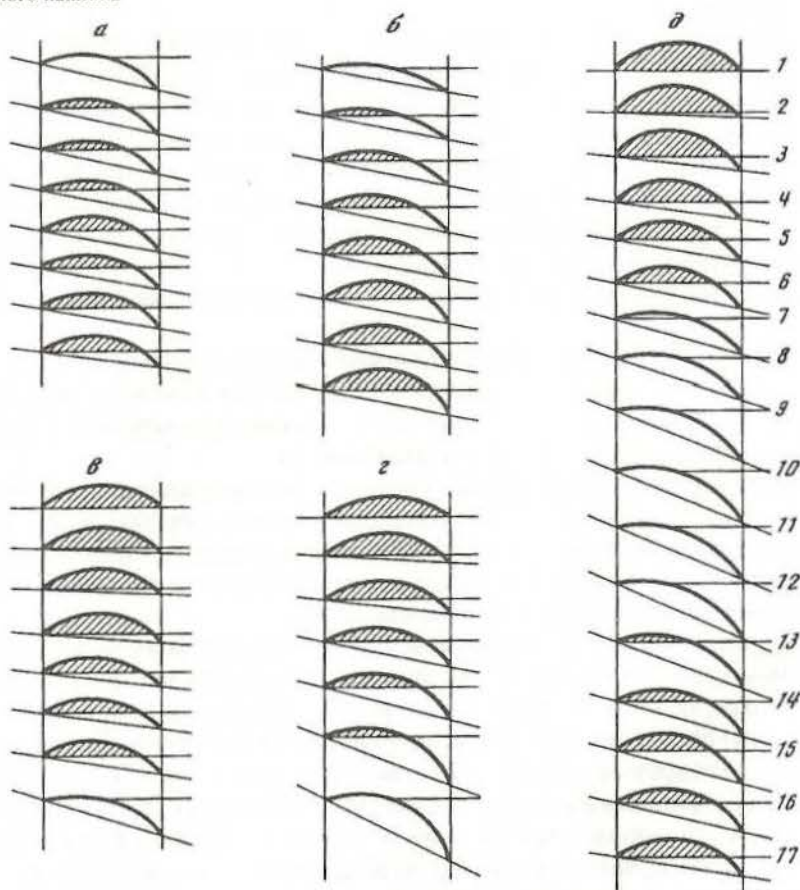


Рис. 6. Зависимость морфологии “локальных поднятий” от высоты складки и регионального наклона слоев

Псевдопогребенные структуры: а – складка неизменной высоты при уменьшении регионального наклона вниз по разрезу осадочного чехла; б – выполаживающаяся вверх складка при неизменном региональном наклоне. Псевдоинверсионные структуры: а – складка неизменной высоты при увеличении регионального наклона вниз по разрезу; б – выполаживающаяся вверх складка при еще большем выполаживании регионального наклона; в – переход псевдоинверсионной структуры (1-7) в псевдопогребенную (12-17) вследствие изменения величины регионального наклона при неизменной высоте складки (в интервале 7-12 складка изображается структурным носом)

принципу. К сожалению, удовлетворительной генетической классификации локальных структур, несмотря на многие предпринимавшиеся попытки, не создано, и причина этого, по нашему мнению, состоит как раз в смешении столь разнородных (необъединимых) понятий. Поэтому выход из создавшегося положения видится в четком разграничении понятий “тектоническая структура” и “форма рельефа”, как это было ранее. Необходимо различать тектонические структуры (складки-изгибы слоев), или просто структуры (по М.А. Усову), и формы рельефа.

Другим отличием нефтепоискового понятия “локальная структура” (“локальное поднятие”) является измерение ее амплитуды от плоскости горизонтального сечения без учета наклона осевой поверхности, в связи с чем амплитуда во всех случаях, когда слои регионально наклонены, меньше действительной высоты складки (рис. 5) и может равняться даже нулю, хотя при этом изгиб слоев в природе сохраняется. В последнем случае, когда структура (поднятие) на карте трансформируется в структурную террасу, структурный нос, принято говорить “структуры нет” (“поднятия нет”), имея в виду, что отсутствует поднятие, ограниченное замкнутой изогипсой. Следовательно, наличие или отсутствие поднятия в нефтепоисковом значении и его амплитуда зависят не только от наличия или отсутствия дислокации в осадках, но и от величины регионального наклона слоев. В связи с этим геологу-поисковику при принятии решений приходится руководствоваться прежде всего формой дислокации в природе, представление о которой можно получить по геологическому разрезу, а затем уже путем отображения на структурной карте.

Использование только этой карты может привести к неправильным представлениям о тектонике осадочного чехла и к крупным методическим ошибкам, что можно проиллюстрировать следующими примерами.

Так как в разрезе осадочного чехла региональные наклоны толщ осадков непостоянны – они то усиливаются, то ослабевают сверху вниз, “локальная складка” постоянной амплитуды при прослеживании ее по разрезу будет на структурных картах то уменьшаться, то увеличиваться по амплитуде и трансформироваться или в погребенную, или в инверсионную структуру в нефтепоисковом значении. Правильнее бы назвать их псевдопогребенными и псевдоинверсионными, поскольку трансформация складки лишь кажущаяся: поднятие исчезает по некоторым горизонтам лишь на карте, но не в природе (рис. 6).

Картина еще больше усложнится, если учесть, что тектонические структуры (складки) в действительности не сохраняют амплитуду, а вверх по разрезу выполаживаются (см. рис. 6). Нетрудно убедиться, что сквозными структурами могут быть только высокоамплитудные поднятия (складки) осадочного чехла. Все низкоамплитудные складки в зависимости от их высоты по фундаменту и величины регионального наклона в чехле на структурной карте выразятся псевдопогребенными или псевдоинверсионными структурами, а по реперам структурного бурения – как замкнутыми, так и незамкнутыми формами. В связи с этим выявление незамкнутых форм типа структурных террас не следует рассматривать как отрицательный результат структурного бурения, если в разрезе осадков им соответствует положительный изгиб слоев.



Сквозные структуры представляют собой в разрезе сплошной изгиб слоев – антиклинальную складку по всему осадочному чехлу, от кристаллического фундамента до новейших отложений включительно. Своим происхождением они обязаны тектоническим движениям, происходящим в ядре подвижных выступов и гряд фундамента, образуются за счет разницы в скоростях движения ядра и крыльев складок при общем погружении или общем воздымании территории.

Проследиваясь во всей толще осадочного чехла в виде антиклинального изгиба, складки (прямой или наклонной), они не обязательно во всех интервалах толщи при пересечении их горизонтальной плоскостью (структурная карта по какой-то поверхности) будут выражены замкнутой выпуклой формой – поднятием. Потеря замкнутости поднятия в каком-то интервале не будет означать его исчезновение, равно как не будет означать и переход складки в погребенную или бескорневую, инверсионную структуру. Задача поисковика в данном случае найти тот интервал или те интервалы, где данная складка выразится замкнутым поднятием.

Антиклинальный изгиб слоев может образоваться над денудационным останцом или другой погребенной в осадочном чехле положительной формой рельефа. Это не сквозная антиклиналь, и она “привязана” уже к изучаемому нами объекту, т.е. к погребенным формам рельефа.

Все остальные структурные отклонения, включая “навешенные”, “инверсионные”, “погребенные” локальные структуры, представляют собой погребенные формы рельефа, созданные при участии экзогенных процессов: денудации, эрозии, эоловой, волноприбойной деятельности, карстовых процессов и т.д.

В тех случаях, когда не наблюдается сквозного по всему осадочному чехлу изгиба слоев, это не тектоническая складка (по-нашему, не структура). Это какая-то положительная погребенная форма рельефа. В этом состоит самый надежный способ отличия тектонических структур от погребенных положительных форм рельефа.

#### **О ДЛИТЕЛЬНОСТИ ОДНОНАПРАВЛЕННОГО УНАСЛЕДОВАННОГО РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ**

Уже упоминалось об отсутствии инверсии локальных структур в осадочном чехле в том смысле, что синклиналь (прогиб) вверх или вниз по разрезу не переходит в антиклиналь (поднятие), как и антиклиналь в синклиналь.

Однако на крупных структурах – сводах, обширных впадинах и прогибах инверсия может иметь место главным образом в связи со сменой знака движения в новейший тектонический этап. Так, при сопоставлении абсолютных отметок залегания морских акчагыльских отложений устанавливается инверсия новейшего и донеогенового структурных планов Бузулукской впадины и Жигулевско-Пугачевского свода [38, 76]. Кроме того, возникновение новейших структур II порядка в пределах древних структур I порядка также порождает инверсию в региональном изгибе слоев.

Эти данные в какой-то мере проливают свет на вопрос о длительности процесса однонаправленного развития структурных форм в пределах рассматриваемых геоструктур.

До начала венд-палеозойского осадконакопления в регионе происходили общее поднятие и пенепленизация. С отставанием в поднятии формировались впадины-авлакогены, заполнявшиеся в рифее пролювиальным и аллювиальным материалом, сносившимся с положительных форм рельефа, а затем и морскими осадками. От орогена (бывшей высокой суши) кое-где сохранился грядовый рельеф. С начала венда режим поднятия сменился режимом погружения при одновременном усилении дифференциации движений. В погружение стали втягиваться окраинные части массивов суши. Так, на месте Жигулевско-Оренбургского массива возникла в среднем девоне слабопрогнутая Бузулукская впадина. Другие участки суши еще длительно сохраняли свое положение, позднее, будучи вовлечены в этот процесс и в связи с отставанием в погружении, они превратились в своды. Границы сводов и впадин многократно менялись (явление расширения и сужения поднятий и впадин).

В то же время формы грядового рельефа бывшего пенеплена при палеозойском осадконакоплении стали расти, отражая, по-видимому, подъем осевых зон карельских и байкальских антиклиналей. Эти движения выразились в осадочном чехле в виде таких же складок, но более пологих.

Общее погружение продолжалось до конца палеозоя и захватило начало мезозоя, что привело к накоплению мощного осадочного чехла (в несколько километров). Длительное погружение сменялось кратковременными приостановками и даже незначительными поднятиями, свидетельством чего являются неглубокие размывы в осадочном чехле. Однако общая направленность движения на протяжении от венда (в Самарском Заволжье от среднего девона) до юры, а в некоторых случаях и до олигоцена была нисходящей.

В новейший тектонический этап преобладали восходящие движения, которые привели к глубокой эрозии (рис. 8), денудации и срезанию палеогеновых, мезозойских и палеозойских осадков. Они сменялись кратковременными погружениями, приведшими, в частности, к акчагыльской и апшеронской трансгрессиям.

Ввиду неполного унаследования движений в новейший этап и возникли упомянутые выше инверсии. Они не изменили знака палеозойских погребенных крупных структур на обратный: Бузулукская впадина в разрезе палеозойского чехла осталась впадиной, а Жигулевско-Пугачевский свод – сводом, однако новейшие отложения ныне занимают более высокое положение в Бузулукской впадине, чем на Жигулевско-Пугачевском своде. Как видим, и в данном случае инверсия структурных планов связана исключительно со сменой знака движения в крупном регионе.

Что касается локальных платформенных структур, то явления неунаследованности в их развитии при переходе от герцинского (палеозойского) этапа к новейшему весьма редки. Абсолютное большинство локальных тектонических структур, включая и те, которые связаны с древним грядовым рельефом фундамента, и в новейший тектонический этап развивались унаследованно, т.е. сохраняя свое местоположение и знак.

Это подтверждает сделанный выше вывод, что неунаследованное или не полностью унаследованное развитие возникает во время общей смены движений, смены общего поднятия общим погружением и наоборот.

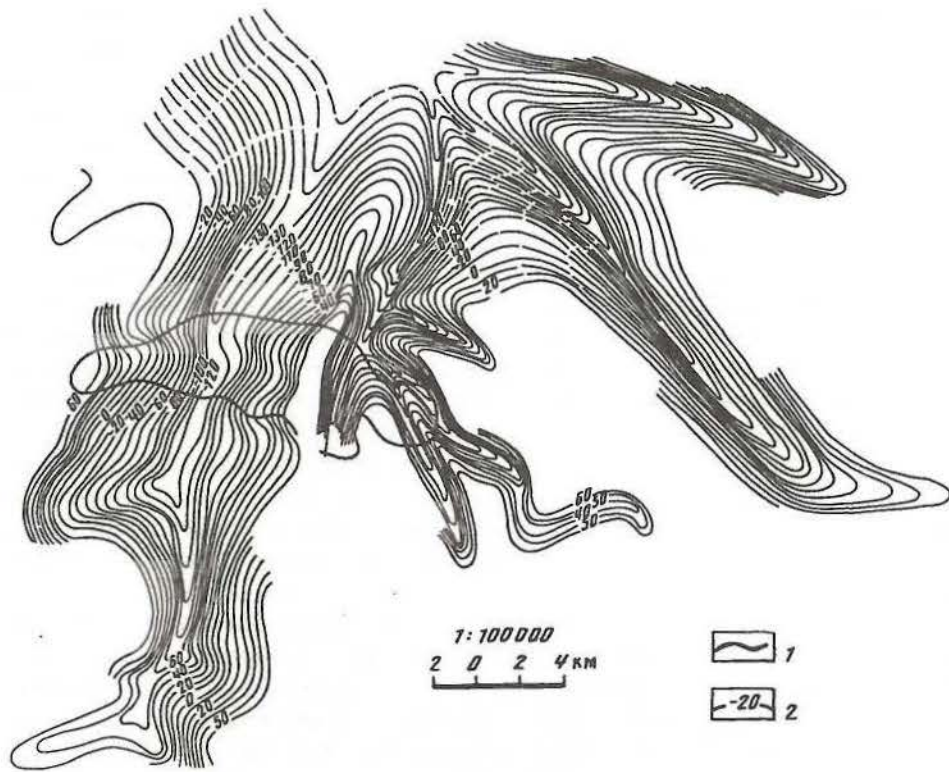


Рис. 8. Эрозионное расчленение пермских отложений на Кулешовской структуре

1 – замкнутая изолиния верейского горизонта; 2 – палеогоризонталы предплиоценовой эрозионной поверхности

Три крупных периода в развитии осадочного чехла Волго-Уральской области: рифейский (в Самарском и Татарском Заволжье – рифейско-раннедевонский), характеризовавшийся преобладающим общим поднятием, вендско-триасовый (среднедевонско-триасовый) с преобладающим общим погружением и мезозойско-кайнозойский с вновь преобладающим поднятием – в общем соответствуют понятию “длительное однонаправленное развитие” (по С.С. Шульцу) и измеряются в рассматриваемых районах Волго-Уральской области продолжительностью не менее 200 млн лет каждый, учитывая данные абсолютной геохронологической шкалы.

#### ОБЩАЯ ОЦЕНКА ЗНАЧЕНИЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ ДЛЯ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ В ИССЛЕДУЕМОМ РАЙОНЕ

Рассмотренные нами три геотектонические концепции, как можно убедиться по приведенным выше данным, обладают разными потенциальными возможностями при их использовании в процессе осуществления палеогеоморфологических нефтегазопроисловых работ.

В этом плане концепция эпейрогенической складчатости не только находит основательное подтверждение, но и имеет решения текущих и пер-

спективных задач при расширении сферы поисков углеводородов на коры выветривания, фундамент платформы, а также на древние складчатые образования Урала. Повсеместность (во всех геоструктурных областях) и постоянство вековых движений (изгибание слоев и поверхностей), идущих одновременно с осадконакоплением и размывом (формирование рельефов), обеспечивают этой концепции значимое место в геолого-разведочном процессе и с геологических и с геоморфологических позиций.

Концепция континентальной окраины также важна, поскольку большая часть изученного региона располагается в пределах девонского шельфа восточной окраины Русской плиты. Эволюция шельфа непосредственно отражается на условиях седиментации и формирования рельефа коренного дна шельфа. Колебания последнего с частым осушением приводят к смене субаквальных условий рельефообразования субаэральными.

Концепция шарьяжно-надвигового строения земной коры с позиций горизонтальных движений нацеливает на изучение разрывной тектоники, в частности на древней платформе одновременно она ориентирует на поиски поднадвиговых залежей, значение которых в новых открытиях несомненно возрастет.

## МЕТОДИКА ВЫЯВЛЕНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ РЕЛЬЕФОВ ДЛЯ РАЙОНОВ ВЫСОКОЙ И СРЕДНЕЙ РАЗВЕДАННОСТИ

### 2.1. О ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ НА ЮГО-ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Степень изученности территории глубоким бурением имеет первостепенное значение для оценки возможностей использования палеогеоморфологических методов при поисках месторождений нефти и газа, так как именно бурение доставляет наиболее полноценный фактический материал, необходимый для объективных палеогеоморфологических реконструкций и выявления конкретных ловушек углеводородов. Для обнаружения даже простейшей погребенной формы рельефа типа холма требуется как минимум четыре скважины при оптимальном их расположении относительно его элементов.

Разрозненные, далеко отстоящие друг от друга скважины погребенных форм рельефа ловушек не выявят. В лучшем случае они могут обнаружить крупные формы погребенного рельефа, не являющиеся ловушками. Поэтому применение палеогеоморфологических методов может оказаться эффективным только в регионах высокой или средней степени разведанности бурением, в частности, в таких, как Волго-Уральской, Северо-Кавказской и некоторых других нефтегазоносных провинциях. Но и в пределах одной провинции при различной степени разбуренности отдельных ее частей эффективность рассматриваемых методов будет разной.

Наибольший вклад в изученность строения юго-востока Русской плиты, особенно на больших глубинах, внесен геолого-разведочными и эксплуатационными работами на нефть и газ. Структурное бурение, глубокое структурное бурение, глубокое разведочное бурение, геофизические исследования, особенно различные методы сейсморазведки, привнесли большой фактический материал для познания особенностей строения как осадочного чехла, так и кровли кристаллического фундамента. К этому следует добавить материалы государственной геологической съемки, которая уже несколько десятилетий ведется объемным методом, а также геолого-разведочные работы на подземные воды и твердые полезные ископаемые.

В среднем вся рассматриваемая территория по степени изученности бурением на глубине до 300 м, по-видимому, может соответствовать масштабу карты 1:200 000, а на отдельных участках – 1:100 000, 1:50 000 и 1:25 000. На этих глубинах вполне возможен повсеместный палеогеоморфологический анализ. Однако он мало что дает для поисков нефти и газа, поскольку залежи сосредоточены в глубоких палеозойских продуктивных горизонтах. В последние годы глубина структурного бурения увеличилась до 700 м, реже до 1000 и даже 1500 м при частоте расположения скважин – 1×1 – 2×2 км, в связи с чем на площадях структурного бурения повышенной глу-

бинности палеогеоморфологический анализ может иметь нефтепоисковое значение в районах, где на таких глубинах имеются залежи УВ [67].

Изученность глубоким разведочным бурением осадочного чехла юго-восточной части Русской плиты на глубинах до 3 км составляет в среднем 35 км<sup>2</sup> площади перспективных земель на одну скважину, а с учетом эксплуатационного бурения она в 1,5–2 раза выше. Если бы скважины были расположены равномерно, была бы полная возможность выявления макроморф погребенного рельефа. Однако расположение скважин по территории плиты крайне неравномерное и плотность их колеблется от 13 км<sup>2</sup> до 13 тыс. км<sup>2</sup> на одну скважину, причем на глубинах до 5 км она снижается в 15 раз, а свыше 5 км – в 1500 раз.

В целом можно констатировать весьма высокую степень изученности верхней части осадочного чехла (до 300 м) всеми видами бурения и геофизических работ, хорошую изученность большинства нефтегазоносных районов на глубинах до 3 км, слабую их изученность в провинции в целом на глубинах от 3 до 5 км и очень слабую – повсеместно на глубине свыше 5 км.

Следует отметить, что бурение глубоких скважин во многих случаях достигло кристаллического фундамента, и в этих районах неплохо изучено строение его кровли. Ряд скважин пройден и по породам фундамента со вскрытием его на глубину до 3215 м. Наибольшая изученность строения плиты имеет место в тех районах, где добыча нефти и газа ведется уже многие десятилетия, т.е. преимущественно в восточных ее районах: Высокое Заволжье, Прикамье, Предуралье. Палеогеоморфологические исследования на нефть и газ, как будет показано ниже, возможны во всех этих районах: в продуктивной части чехла до глубин 3 км – практически повсеместно, а свыше 3 км – на территориях, где имеется удовлетворительная разбуренность глубокими скважинами.

### 2.2. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДИКИ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

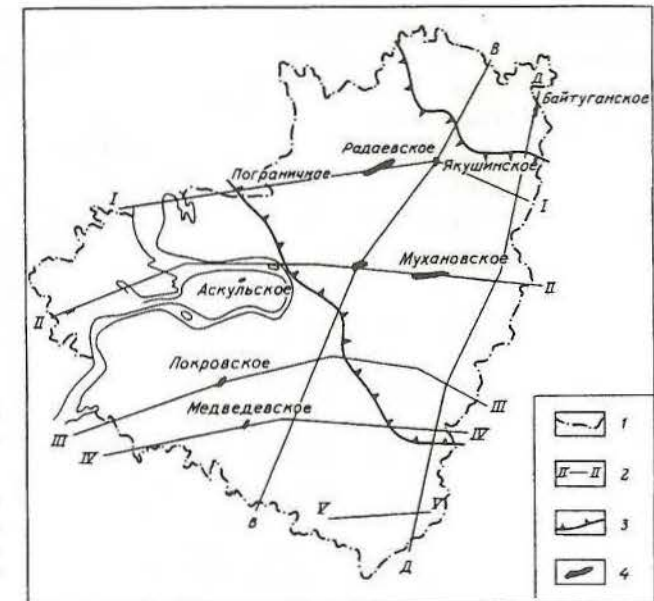


Рис. 9. Опорная сеть геолого-геоморфологических разрезов

1 – граница Самарской области; 2 – линии региональных разрезов; 3 – границы Камско-Кинельской системы прогибов; 4 – месторождения нефти

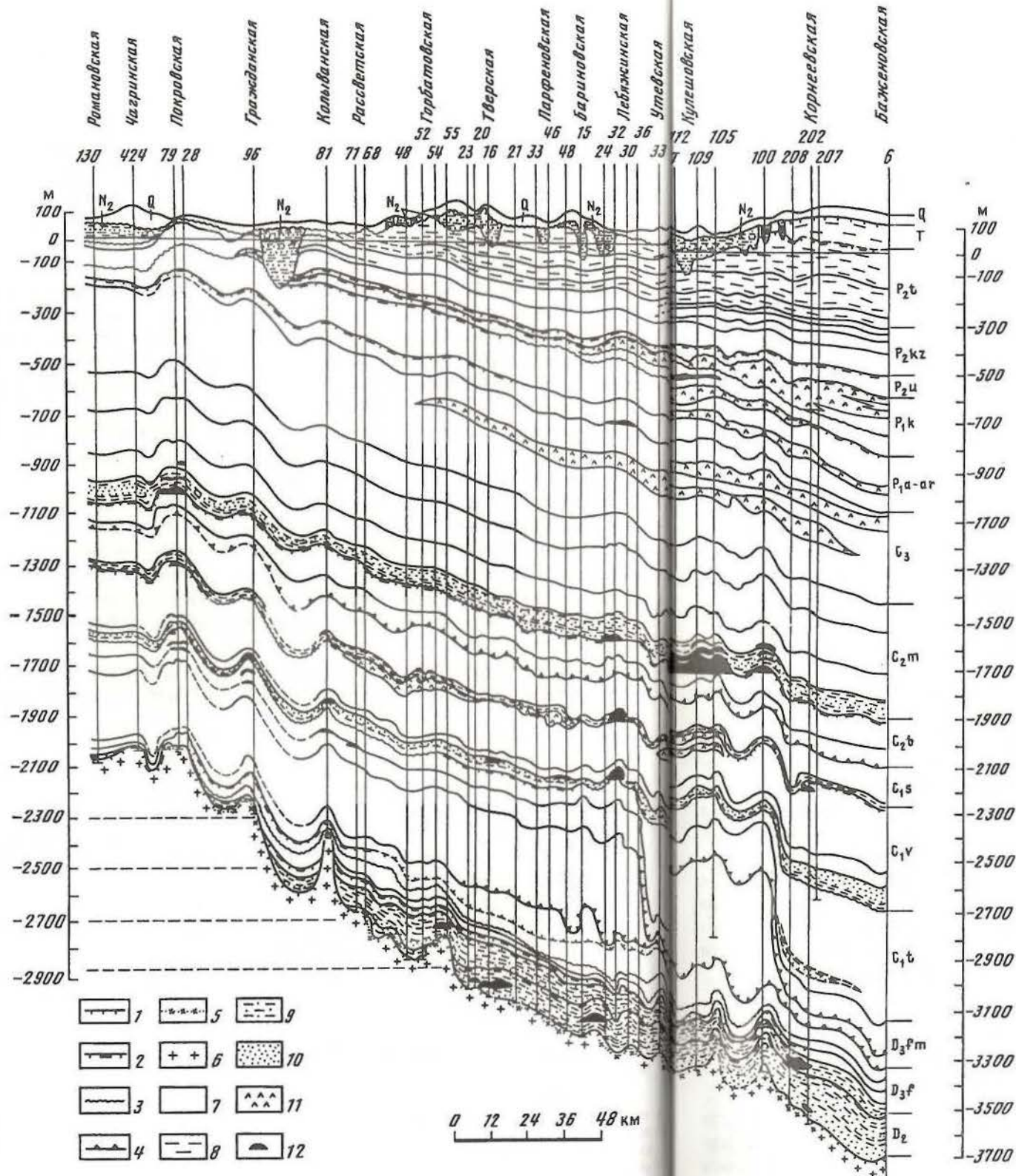


Рис. 10. Геолого-геоморфологический разрез осадочного чехла платформы по профилю III-III (Самарская область)

1 – пенеплыны; 2 – поверхности полигенетические (аккумулятивно-денудационные); 3 – поверхности эрозионные; 4 – поверхности биогенные или невыясненного генезиса; 5 – коры выветривания; 6 – кристаллический фундамент; 7 – карбонаты; 8 – глины и аргиллиты; 9 – алсволиты; 10 – песчаники и пески; 11 – ангидриты; 12 – залежи нефти

Благоприятным условием для производства этих исследований является наличие многих скважин, расположенных кустообразно соответственно методике разведки месторождений углеводородного сырья. Разведанные крупные месторождения могут быть использованы в качестве эталонных участков, с которых возможны интерполяция полученных результатов на смежные территории между месторождениями и экстраполяция на перспективные зоны. Наличие глубоких скважин позволяет установить закономерности развития различных погребенных форм рельефа и их ассоциаций и связанных с ними ловушек нефти и газа по латерали и в разрезе, для более целенаправленного осуществления сейсморазведочных работ, т.е. для поиска на определенной заранее ограниченной площади и на определенной глубине, что должно способствовать повышению геологической и экономической эффективности сейсморазведки как основного геолого-поискового метода нефтяных и газовых месторождений, в том числе связанных со структурными, литолого-стратиграфическими и палеогеоморфологическими ловушками. Поэтому не случайно в Волго-Уральской нефтегазовой провинции (НГП) начаты и ведутся такие работы. Г.С. Саитовым изучены рукавообразные залежи в алексинских отложениях Северной Башкирии, составлена карта их размещения. В Татарии изучаются эрозионные врезы в карбонатных породах. Пермские геологи

имеют большие достижения в исследованиях рифовых массивов и рифов. В Самарской области изучались литологические залежи, ловушки, связанные с зонами выклинивания терригенных отложений девона и нижнего карбона.

Методика поисков залежей в палеогеоморфологических ловушках, разработанная первоначально на материалах Самарской области, пригодна, как нам кажется, для всей Волго-Уральской провинции и для любого другого региона с высокой степенью разведанности территории глубоким бурением. Она прошла существенную апробацию при детальном исследовании в Оренбургской области, причем в нее были внесены новые элементы, особенно в связи с изучением карбонатных толщ. Разумеется, методика не претендует на полноту охвата всего многообразия палеогеоморфологических условий нефтегазоносных территорий даже высокой и средней разведанности. Однако мы предлагаем эту методику вниманию специалистов, в частности надеясь и на получение советов по ее совершенствованию, тем более что она имеет целью изучение общего хода совместного развития тектонического процесса и рельефообразования, выявление закономерностей размещения тектонических структур, форм древнего экзогенного и биогенного рельефа и их генезиса, т.е. одновременно (параллельно) выявление и распознавание как тектонических структур, так и древних форм рельефа всех порядков. Это преимущество методики. Однако наиболее результативно она может быть применена при детальном стратиграфическом расчленении продуктивных толщ вплоть до горизонтов и слоев при наличии групп сближения скважин, что не всегда имеет место.

Детальность и надежность палеогеоморфологического анализа зависят от полноты данных об осадках. Ход исследований ведется от общего к частному.

Так, для Самарской области была создана опорная сеть магистральных (т.е. через всю область и на весь осадочный чехол) геолого-геоморфологических региональных разрезов (рис. 9), субширотных и субмеридиональных. Некоторые из них растиражированы, и ими пользуются в производственных и научных организациях. На основе данной сети разрезов установлено 20 этажей погребенных рельефов, из них 17 – в продуктивной части чехла (рис. 10). По генезису экзогенных поверхностей можно сразу представить набор ловушек, их типы, выбрать первоочередные поверхности и районы для построения палеогеоморфологических и прогнозных карт на нефть и газ разных масштабов, используя эти разрезы как опорные и дополняя их данными по скважинам, расположенным между профилями. Опыт последующих исследований показал, что составление региональных разрезов на всю мощность изучаемой толщи осадочного чехла совершенно необходимо. Сеть геолого-геоморфологических разрезов является скелетом, остовом изучаемого блока чехла плиты. Без построения такой сети разрезов теряется как минимум 50% возможной информации.

#### **ВЫБОР НАПРАВЛЕНИЙ СЕТИ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ, ОБЪЕКТОВ АНАЛИЗА. ТОПОГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА**

Направления указанных разрезов выбирались с учетом необходимости освещения всех крупных тектонических структур I и II порядка, Камско-Кинельской системы прогибов, участков сечения линейных региональных

структур и большинства относящихся к ним локальных поднятий по простиранию и в крест их протяженности при условии получения максимума фактического материала и минимальных изломов профилей во избежание искусственного искажения изгибов слоев.

Горизонтальный и вертикальный масштабы, соответственно 1:100 000 и 1:2000, были выбраны с таким расчетом, чтобы на разрезах достаточно наглядно отразились локальные поднятия и формы экзогенного рельефа амплитудой (высотой) 20 м и более.

#### **КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН**

Научные исследования, сопутствовавшие геолого-разведочным работам на нефть и газ, позволили уже к концу 60-х годов выявить и стратиграфически обосновать в разрезе осадочного чехла на территории Самарского Поволжья 54 маркирующих горизонтов, многие из которых на каротажных диаграммах промыслово-геофизических исследований имеют четкое реперное выражение.

Установление объема этих горизонтов, их литологической, фаунистической и каротажной характеристик и площади распространения сыграло большую роль для расчленения и корреляции разрезов по скважинам.

На протяжении последних лет характеристики реперов уточнялись, а промыслово-геофизические исследования совершенствовались. К началу наших работ по составлению комплексных геолого-геоморфологических разрезов имелись каталоги стратиграфических отбивок горизонтов по многим глубоким скважинам, что существенно облегчало решение задачи.

Корреляция производилась биостратиграфическим и промыслово-геофизическими методами при постоянной увязке данных. Индексировались корреляционные линии, совпадающие с кровлей горизонтов, ярусов и систем. В тех случаях, когда кровля стратиграфического подразделения не совпадала с корреляционной линией, индексировка велась по каждой скважине. В процессе работы уточнялись ранее составленные каталоги отбивок горизонтов.

На тех же корреляционных схемах проводилась корреляция по промыслово-геофизическим материалам – диаграммам электрического каротажа (кривые кажущихся сопротивлений и самопроизвольной поляризации КС и ПС) и радиометрии (кривые гамма-каротажа и нейтронного гамма-каротажа ГК и НГК). Предварительно были выделены корреляционные реперы по комплексу геофизических параметров во всем разрезе палеозоя. Выделенные таким путем реперы приурочены, как правило, к разделу разновозрастных пород, а линии корреляции по ним совпадают со стратиграфическими границами.

Со сменой литологии связаны также реперы, выделяемые в толщах терригенных отложений на границе перехода от глин к пачкам алевролитов и песчаникам.

В терригенных образованиях выделяются также реперы, обусловленные включением тонких пластов известняков в глинистые отложения. Они характеризуются четкими максимумами на кривых КС и НГК, минимальной гамма-активностью и глинистостью на кривых ГК и ПС.

Группа реперов среднего карбона связана с изменением степени глинистости известняков – от слабоглинистых до известняковых глин в отложениях каширского, подольского, мячковского горизонтов. Реперы четко выделяются по кривой ПС, выдержаны по конфигурации и прослежены на 92% протяженности разрезов.

В карбонатных отложениях удалось выделить несколько реперов по совокупности характеристик КС и НГК, обусловленных изменением пористости известняков и доломитов. К этой же категории следует отнести реперы с включением пластов ангидрита в карбонатной толще.

Указанные реперы выделяются однозначно и прослеживаются более чем на половине разведочных площадей, пересеченных разрезами. Еще одна группа реперов выделена по кривой ГК и связана с высокой естественной гамма-активностью карбонатных пород.

В Самарской и других областях Урало-Поволжья наблюдается битуминозность карбонатных пород девона, в частности доманикового и мендымского горизонтов, фаменского яруса. Наличие в породах твердого битума с высоким содержанием солей, в том числе солей радиоактивных элементов, определяет высокую гамма-активность пород, отображаемую кривой ГК. Максимальная интенсивность гамма-излучения наблюдается в скважинах, расположенных вдоль осевой части Камско-Кинельской системы прогибов, и ослабевает к периферии, сохраняя, однако, повышенные значения на большей части территории области.

Таким образом, по изменениям кривой гамма-активности удалось выделить несколько реперов в трудно поддающихся корреляциях однородных карбонатных отложениях девона.

В целом корреляционные реперы, однозначно и надежно выделенные по комплексу промыслово-геофизических данных КС, ПС, ГК и НГК, позволили уверенно коррелировать разрез палеозоя на всей территории и, таким образом, успешно использовать эти данные при палеогеоморфологических реконструкциях нефтегазоносных районов.

Опыт построения геолого-геоморфологических региональных разрезов показал, что неравноценность и неравномерное распределение по разрезу корреляционных реперов в одних случаях сказались на полноте и качестве таких построений, в других – нет.

Так, выделенных с высокой степенью надежности для всей территории Самарской области 26 реперов оказалось вполне достаточно для достоверных тектонических построений и получения на этой основе обоснованных выводов по тектонике осадочного чехла и погребенному рельефу. Особую ценность в этом отношении представляют реперы, прослеживаемые внутри стратиграфических горизонтов, так как они в основном показывают изгиб слоев “в чистом виде”.

Гораздо сложнее обстоит дело с построением поверхностей размывов (несогласий). В тех случаях, когда эта поверхность является одновременно и границей резкой смены литологического состава пород (карбонаты–глины, карбонаты–песчаники, песчаники–глины), она совпадает с линией уверенной корреляции и ее выделение на разрезе достаточно надежно. Однако нередки случаи, когда выше и ниже поверхности размыва залегают осадки одной фации (например, карбонаты на карбонатах или песчаники на песчаниках), практически неразличимые по промыслово-геофизическим дан-

ными. В таких случаях определяющую роль приобретают биостратиграфические сведения с учетом литологической характеристики керна. Для сугубо карбонатных толщ лучшее расчленение дает метод радиоактивного каротажа (РК).

В последнее время для построения геологических разрезов и целей корреляции погребенного рельефа используются данные сейсмостратиграфических исследований. Наш опыт на юго-востоке Волго-Уральской области в целом подтверждает целесообразность использования этого метода, особенно для оценки погребенного рельефа в межскважинном пространстве.

### 2.3. ПОСТРОЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ И СОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

В отличие от широко практикуемых “профильных” разрезов с показом на них только границ тех или иных стратиграфических подразделений нами составлены комплексные геолого-геоморфологические разрезы с нанесением литологических разновидностей пород, фаций, а также поверхностей несогласий с указанием их характера (генезиса).

Построение разреза в абсолютных отметках представляет собой не что иное, как дальнейшую, более детальную, фактически послойную корреляцию. Лишь при неизменных мощностях отложений (параллельности корреляционных линий) мы не испытывали затруднений. При изменяющихся мощностях руководствовались в основном следующими положениями.

Изменение мощности без смены литологического состава отложений между двумя внутригоризонтными корреляционными линиями принималось за соответствующее изменение скорости осадконакопления в горизонтальном направлении. В этом случае при составлении геологической части разреза – рисовке слоев на разрезе – значения их мощности несколько увеличивались или уменьшались, однако при сохранении количества слоев. Изменение мощности между внутригоризонтной корреляционной линией и подошвой или кровлей горизонта рассматривалось как показатель захоронения неровностей рельефа кровли подстилающего горизонта или как размыв верхней части изображаемого горизонта. В этой связи поверхность несогласия рисовалась выклиниванием слоев в сторону уменьшения мощностей.

Наиболее сложный случай – изменение мощности горизонта при отсутствии внутригоризонтной корреляции. При решении вопроса, какая граница (кровля или подошва) представляет собой поверхность несогласия, анализировались в основном фациальный состав отложений и общий характер (тип) разреза – трансгрессивный или регрессивный.

Высокая точность привязки данных корреляционных схем по вертикали обеспечивала надежную рисовку изгиба слоев между сближенными скважинами. Те или иные изгибы слоев экстраполировались за скважины с сохранением наметившихся амплитуд деформации и общей тенденции распространения слоев. При больших расстояниях между скважинами величина изгибов определялась в основном по ранее составленным структурным картам, при этом учитывались и сейморазведочные материалы.



Геолого-геоморфологический анализ осадочного платформенного чехла и поверхности кристаллического основания имеет целью изучение общего хода тектонического процесса и рельефообразования и на этой основе решение актуальных для нефтепоисковой практики задач – выяснение закономерностей размещения тектонических структур, погребенных форм древнего экзогенного рельефа и их генезиса.

Основными процессами рельефообразования в прошлом (если руководствоваться принципом актуализма) являлись тектонические движения, осадконакопление и экзогенные агенты, обуславливавшие палеоклиматами.

Палеогеоморфологический анализ является еще сравнительно новым и недостаточно разработанным методом, особенно при изучении таких древних глубокозалегающих и слабо освещенных бурением толщ, как палеозойские и рифейские. В нашем случае за теоретическую и методическую основы палеогеоморфологического анализа были взяты геолого-геоморфологические представления, изложенные в гл. 1 настоящей монографии.

Тектонические локальные структуры выделяются по изгибу слоев и поверхностей выравнивания осадочного чехла, тогда как экзогенные формы рельефа локализуются в узком интервале чехла и не прослеживаются выше первой поверхности несогласия в перекрывающих осадках.

Конкретно указанные принципы используются следующим образом.

На локальной детально разбуренной площади должны устанавливаться направленность рельефообразования и ведущие экзогенные агенты, а именно: а) выравнивание рельефа: первичное – за счет осадконакопления и вторичное – в процессе денудационного среза (существовавших неровностей); б) формирование контрастного рельефа путем расчленения ровных поверхностей: наземной эрозией, подводной эрозией, карстом и суффозией, рифообразованием и др.

Полученные на таких локальных площадях геоморфологические и тектонические данные интерполируются между ними. Такая методика позволяет как минимум: а) выявлять в разрезе осадочного чехла интервалы и площади экзогенного рельефообразования; б) судить о направленности этого процесса в геологическом прошлом; в) устанавливать ведущие экзогенные агенты и в ряде случаев определять генезис конкретных погребенных форм рельефа.

В заключение необходимо пояснить общий принцип датировки погребенных рельефов. Первично-седиментационные (древнеаккумулятивные) поверхности датируются возрастом верхних слоев образующих их осадков; полигенетические (аккумулятивно-денудационные) поверхности – по возрасту осадков аккумулятивной части профиля, эрозионные – по возрасту отложений во врезках. Денудационные поверхности часто срезают разновозрастные толщи и иногда перекрываются разновозрастными осадками. Датировка их производится по методу так называемых исторических рубежей развития рельефа. В большинстве рассматриваемых случаев денудацион-

ные поверхности перекрываются осадками одного стратиграфического горизонта и поэтому обозначаются как залегающие под ними (предсаргаевская, предфаменская), хотя могут относиться к тому же возрасту.

## ПОСТРОЕНИЕ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Для успешных поисков ловушек, связанных с погребенными формами рельефа, необходимы палеогеоморфологические и прогнозныe карты. Прогнозные карты должны базироваться на палеогеоморфологических, но нести большую дополнительную специальную нагрузку или даже представлять собой комплект карт.

Ловушками для нефти и газа являются не былые, ныне утраченные палеоформы, а реально существующие в погребенном состоянии формы рельефа. Поэтому, казалось бы, достаточно ограничиться построением карт погребенных форм рельефа – как ловушек, по типу структурных карт, однако в этом случае нельзя установить генезис рельефа, что делает невозможным и обоснование направления геоморфолого-поисковых работ.

Так, можно построить карту Камско-Кинельской системы прогибов в современных отметках всех ее элементов или в изогипсах выступы кристаллического фундамента, но, не выяснив генезис тех и других, нельзя, во-первых, прогнозировать их развитие на других территориях, т.е. экстраполировать на более обширные площади; во-вторых, прогнозировать возможную нефтегазоносность выделяемых конкретных форм.

Прогнозная палеогеоморфологическая карта, помимо геоморфологической основы, должна нести информацию о площадях развития ловушек нефти и газа всех генетических типов, а также сведения о развитии пластов коллекторов и покрышек. Опыт палеогеоморфологических работ показывает, что при таком общем построении данной карты достигаются наиболее выразительные оценки конкретного влияния погребенного рельефа на распределение нефтегазоносности в продуктивных толщах.

Первым этапом составления палеогеоморфологической карты должно явиться построение палеогипсометрической схемы, после чего возможна разработка нужной легенды.

Палеогеоморфологические карты строятся на какую-то дату (время) и в зависимости от генезиса картируемого погребенного рельефа различно, о чем специально говорится ниже, при систематическом описании развития рельефа отдельных районов юго-востока Русской плиты.

Здесь лишь отметим, что построение карт для былой суши значительно труднее, чем для рельефа прилегавших акваторий, в связи с активным развитием денудации – размыва древних форм – на палеосуше. Кроме того, необходимо учитывать, что одни формы рельефа с течением времени “росли”, например, за счет активных поднятий антиклинальных складок (гряд), другие оставались относительно неподвижными.

Захоронение форм рельефа, как удалось установить при изучении мезозойских и кайнозойских отложений, также происходило по-разному. На-

пример, мезозойский пенеппен в одних случаях оказался погребенным, в других – поднятым и расчлененным, откопанным. При этом имело место переуплотнение пластичных осадков, которое тоже влияло на последующие изменения морфологии того или иного элемента рельефа. В водной среде происходило облекание как положительных, так и отрицательных форм с более медленным заравниванием ранее расчлененных элементов древних форм рельефа.

Рассмотрим более детально принципы и методику составления палеогеоморфологических карт при изучении погребенного рельефа исследуемой территории. С этой целью основное внимание в первую очередь уделит проблеме построения карты рельефа кровли кристаллического фундамента и рифейских отложений, которые фиксируют собой сложный процесс образования и развития исходного пенеппена (рифейский протоплен) на территории Волго-Уральской области, возникшего еще до накопления осадочного чехла платформы.

Как известно, пенеппен не является идеальной равниной, а осложнен различными неровностями, в том числе формами рельефа, благоприятными для образования так называемых палеогеоморфологических ловушек нефти и газа (глубоко погребенный пенеппен). Поэтому изучение морфологии пенеппена к началу процесса осадконакопления представляет определенный практический интерес. Небезынтересно было бы знать и абсолютную высоту пенеппена. Однако эти два вопроса трудноразрешимы, если исследуемая территория не прилегала непосредственно к морскому бассейну. Высота пенеппена может колебаться от десятков до сотен метров, а в связи с неравномерностью тектонических движений непрерывно могла изменяться и его морфология.

Лишь после наступления моря и частичного захоронения пенеппена можно определить по толщине накопленных осадков относительную высоту бывшей суши над уровнем моря. Для этого достаточно измерить толщину осадков, захороняющих склон пенеппена, что можно подтвердить следующим рассуждением.

Наступление моря происходило вследствие последовательного, “порционного” (по зонам), погружения пенеппена под его уровень. Постепенно в эту зону смещалась береговая линия, по одну сторону от которой формировалась морская аккумулятивная равнина, по другую – прибрежная денудационная (абразионная). При этом склон пенеппена отодвигался и становился круче. Дальнейшее общее погружение пенеппена под уровень моря привело к захоронению осадками сначала его склона, а затем и самого пенеппена. Мощность толщи от уровня нижней денудационной равнины до линии перехода склона в пенеппен и дает предположительную высоту последнего. Например, при определении высоты пенеппена на конец эмского века необходимо взять толщину эйфельских и части воробьевских отложений, поскольку они прислоняются к склону пенеппена.

Склон пенеппена, как и его бывшая высота, конкретно устанавливается путем построения серии геолого-геоморфологических разрезов, учитывающих возрастную и фациальный состав осадков.

Произведенное таким способом определение высоты рифейского пенеппена на конец эмского века для юго-востока Самарской области показало разброс высот от 170 до 220 м над уровнем Эмского моря.

Относительная высота неровностей пенеппена – в основном эрозионно-денудационных останцов – также бывает различной от первых до сотни метров. Она, а точнее высота остаточных форм может быть определена по толщине захоронивших их осадков, а также порядок относительных высот отдельных неровностей его поверхности, в частности денудационных и денудационно-тектонических останцов, типичных для пенеппена.

Восстановление максимальной высоты денудационных останцов, существовавшей до начала осадконакопления, невозможно, так как практически нельзя судить о темпах денудации в период становления основной поверхности пенеппена. Тем не менее качественно можно выделить три стадии развития денудационного останца.

Первая стадия – его “рост”, т.е. увеличение относительной высоты за счет большей сопротивляемости к денудации слагающих его плотных пород.

Вторая стадия – снижение высоты останца в период захоронения пенеппена под действием абразии.

Третья стадия – консервация останца осадками, когда его высота и форма практически не изменяются. Изменяется лишь общее высотное положение останца в связи с региональным тектоническим поднятием или погружением окружающей территории.

Все сказанное относится и ко второй группе останцов – тектонически-денудационных. Однако к описанному процессу развития денудационного останца добавляется собственный, т.е. автономный, “рост”.

Тектонически-денудационные останцы представляют собой формы рельефа, сложенные относительно более стойкими породами, в осевых зонах антиклиналей, в нашем случае, очевидно, карельских. При унаследованных тектонических движениях – увеличении крутизны складки – происходит воздымание (“рост”) останца. “Рост”, разумеется, относительный (относительно погружающейся территории).

Это – тектоническая составляющая развития останца. Ее положительная величина прибавляется к изменению высоты останца денудации на всех трех стадиях его развития. При этом на первой стадии ускоряется “рост”, поскольку обе величины (денудация –  $D$  и тектоника –  $T$ ) положительные. На второй стадии, когда  $D$  имеет отрицательный знак, замедляется снижение, если  $D > T$ , или останец продолжает расти, если  $D < T$ . На третьей стадии величина  $T$  проявляется в чистом виде, поскольку денудация прекращается ( $D = 0$ ).

Таким образом, тектонически-денудационные останцы в сопоставимых случаях всегда имеют большие высоты, являются тектонически активными и поэтому возникают подвижные гряды, а в случае ундуляций складок могут образоваться и подвижные монадоки.

При общем погружении территории они постепенно захороняются осадками. Но консервации их не происходит, так как и после этого они остаются в погружении – продолжается дальнейший их “рост”, т.е. увеличение крутизны складки. Вследствие этого в перекрывающих осадках возникает антиклинальный изгиб слоев по всему осадочному чехлу, соответствующе-

му периоду унаследованного развития. Гряды как бы поддерживают слои, замедляя их погружение над осью складки. В случае прекращения унаследованного развития складки исчезнет изгиб в слоях, отложенных позднее. Однако нами наблюдалось много случаев проявления "сквозных" складок от девонских до плиоценовых отложений включительно, а иногда изогнут и аллювий четвертичных террас.

Величину "роста" и общую высоту гряды в погребенном состоянии можно определить палеотектоническим методом.

В западной прибортовой зоне Бузулукской впадины к началу осадконакопления (средний девон) высота гряд и холмов над подножиями не превышала 150 м. Впоследствии высота подвижных гряд, в частности Колыванской, увеличилась до 250 м исключительно за счет "роста" ("увеличения изгиба) древних антиклиналей.

Таковы некоторые принципиальные подходы при изучении и картировании погребенных денудационных равнин типа пенеплена, оказавшего большое влияние на общий процесс развития погребенного рельефа в пределах Самарской области. Ниже приводится пример построения карты пенеплена на конец воробьевского времени.

Для решения этой задачи была выбрана дата, отвечающая стадии формирования пенеплена, когда примерно половина территории Самарской области была погребена морскими осадками эйфельского и воробьевского времени (погребенный пенеплен), а остальная часть оставалась суши, в том числе существенно расчлененной поверхностью (расчлененный пенеплен) (см. карту № 2)\*.

Поскольку на территории области поверхность воробьевского горизонта практически не расчленена эрозией, она условно была принята за нулевую абсолютную отметку, от которой по сумме мощностей осадков откладывалась глубина залегания пенепленированной поверхности фундамента и рифейских отложений.

Нулевая отметка, проведенная по фактической границе распространения воробьевских осадков, показала весьма извилистую береговую линию. Берег моря на ряде участков глубоко вдается в сушу, образуя заливы. Это указывает в целом на низкое положение прибрежной суши и на начавшееся тектоническое коробление пенепленированной поверхности (а не на размыв, поскольку сохранилась повсеместно древняя кора выветривания).

До отметки -20 м по фундаменту сплошной полосой различной ширины четко прослеживается террасовидная поверхность, перекрытая воробьевскими отложениями, над которыми возвышаются крупные моноадноки, высотой 60-90 м.

На подавляющей части погребенной территории фундамент находится на глубинах до 60 м, и лишь восточнее и южнее появляются заливообразные понижения глубиной до 80 и 100 м. На всей этой территории устанавливаются погребенные поперечные (широтные) зоны поднятий и погребенные выступы фундамента. На крайнем юго-востоке области, откуда началась среднедевонская трансгрессия, закартирована зона интенсивного по-

гружения пенеплена в бийско-воробьевское время с глубинами от 100 до 330 м, нарушенная структурной террасой на глубинах 180-220 м с локальными поднятиями и прогибом в ее пределах.

В отличие от современного структурного плана, характеризующегося весьма контрастным залеганием фундамента - на глубинах 1,9 км в районе г. Сызрани до 4,5 км на крайнем юго-востоке области, колебания в отметках фундамента, построенного на конец воробьевского времени, были значительно меньшими - от -330 м до +170 м. При этом весьма низкие отметки, от -160 до -330 м, относятся к очень небольшой площади территории.

На изученной территории находится центральная часть крупного поднятия - Жигулевская вершина Жигулевско-Пугачевского свода, образовавшегося в результате унаследованного относительного воздымания и захоронения в конце позднего девона (фаменский век). Распределение захороняющих его осадков среднего и верхнего девона позволило выяснить темп воздымания в разных точках свода (в м/млн лет) за весь период захоронения пенеплена и использовать эти данные для ввода поправочных коэффициентов к величине поднятия (к суммарной мощности захороняющих отложений), а также уточнить возможные средние высоты общего стояния суши на конец воробьевского времени.

По данным анализа палеовысот, по особенностям литологического состава, распространения отложений воробьевского горизонта выделены типичные формы рельефа суши: 1) крупные массивы и отдельные фрагменты пенеплена - преимущественно крупнохолмистый рельеф с плоскими вершинами, покрытыми мощной каолиновой корой выветривания; 2) крутые склоны, отделяющие пенеплен от расположенной ниже более молодой денудационной равнины; 3) прибрежно-морская денудационная равнина вблизи акватории воробьевского моря, несущая на своей поверхности большое количество гряд и моноадноков с относительными высотами порядка 140-220 м. В ходе проведенных исследований осуществлялось построение карт пенеплена на различные периоды его формирования - от начала накопления позднерифейских осадков по полноте его захоронения в конце девона.

Гипсометрическое положение погребенного пенеплена и вообще рельефа всей палеосуши на любую дату определялось по методу построения карты пенеплена на конец воробьевского времени, т.е. путем анализа мощностей перекрывающих пенеплен осадков. При этом в целях проверки использовалась принципиальная схема изменения гипсометрии пенеплена во времени на конец воробьевского века (рис. 11). На ней показаны: положение берега В и гипсометрическая кривая пенеплена на конец воробьевского времени В<sub>2</sub>-В<sub>3</sub>; более раннее время - Б, Б<sub>3</sub>-Б<sub>4</sub> и более позднее время - А, А<sub>1</sub>-А<sub>2</sub>.

Из схемы следует, что с течением времени нарастало общее погружение поверхности пенеплена в восточном направлении, тогда как на суше, в западной воздымающейся части территории Самарской области, с течением времени происходило нарастание высоты пенеплена. Это подтверждается размещением отложений в нормальной стратиграфической последовательности для погруженной части пенеплена и пород, лежащих на фундаменте, для зоны воздымания.

\* Карты и разрезы к ним см. во II части (в папке).

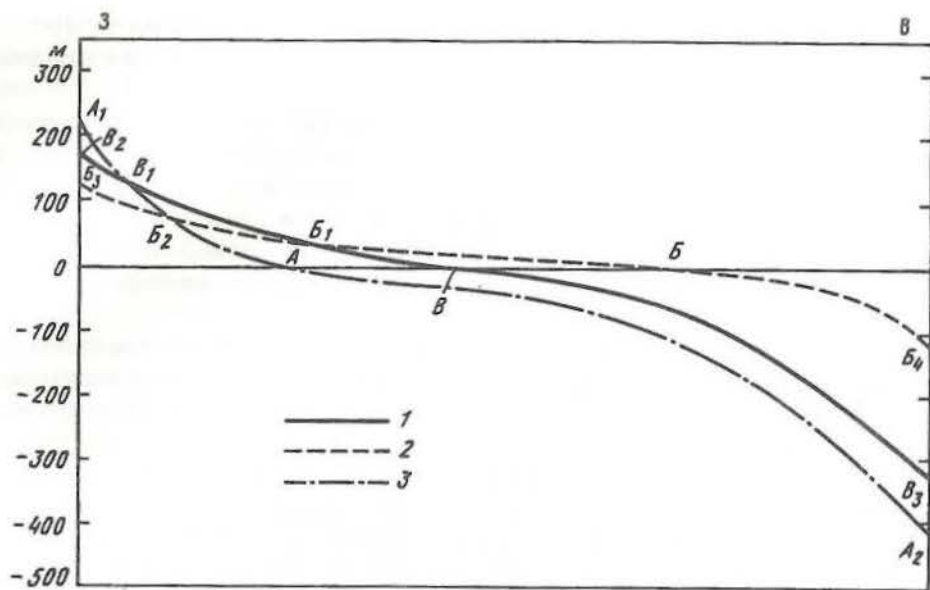


Рис. 11. Принципиальная схема изменения гипсометрии пенеплена во времени относительно положения его на конец воробьевского века

1 – положение на конец воробьевского времени; 2 – то же, на более раннее время (конец бийского); 3 – то же, на более позднее время (конец ардатского). Б, В, А – берег соответственно бийского, воробьевского и ардатского морей

Имея вместо принципиальной схемы гипсометрии ряд фактических кривых (построенных в масштабе) и используя их для снятия поправочных коэффициентов к уже имеющейся карте, легко построить новые гипсометрические карты суши на другие близкие даты.

Интерпретация гипсометрических карт и преобразование их в палеогеоморфологические производятся так же, как и в случае с картой рельефа на конец воробьевского времени.

Из построенных нами карт рельефа поверхности фундамента и кровли рифейских отложений (пенеплена) (см. карты № 1, 2) видно, что в связи с подтоплением части территории Волго-Уральской области морем пенеплен был перекрыт морскими осадками и поэтому хорошо сохранился в законсервированном виде. В то же время территория, оставшаяся еще длительное время суши, подверглась значительному расчленению с образованием ряда ступеней и зоны развития гряд и моноклинов вблизи наиболее поднятой части суши. Интенсивным размывом не была затронута лишь область, где сохранились реликты рифейского пенеплена в виде изолированных плосковерхих массивов, ограниченных крутыми денудационными уступами.

Вопрос о времени формирования денудационных ступеней, зоны гряд и моноклинов в связи с отсутствием определений возраста коры выветривания в их пределах не находит простого и однозначного решения. Ясно одно: все эти формы моложе пенеплена, поскольку образовались вследствие его разрушения. Можно предположить, что они возникли не сразу в послерифейское время (существование форм в течение столь длительного периода – от рифея до девона – сомнительно), а, скорее всего, непосредственно

перед самой девонской трансгрессией или формировались последовательно в период ее наступления.

Некоторое решение этого вопроса дает анализ связей между размещением ниже-, средне- и верхнедевонских отложений и ступеней рельефа. В частности, вдоль линии широтного разреза южного погружения Бузулукской впадины с востока на запад (в направлении развития трансгрессий) намечается следующая последовательность в залегании морских осадков и погребенных форм рельефа.

Верхнеэмские (койвенские) отложения небольшой мощности и шириной полосы их распространения до 8 км залегают на почти горизонтальной поверхности фундамента, прислоняясь одновременно к пологому склону почти до вершинного уровня следующей горизонтальной поверхности фундамента, т.е. образуют с ней единую полигенетическую поверхность выравнивания. Далее начинается пологий подъем фундамента шириной до 30 км и высотой от 0 до 50 м, средний градиент уклона палеорельефа 1,7 м/км. На этой ступени, а восточнее ее на койвенских осадках залегают бийские отложения. Подъем переходит в следующую горизонтальную поверхность шириной до 30 км вместе с неглубокой (до 20 м) впадиной, выполненной бийскими и верхнеэфельскими отложениями. Они перекрывают нижнюю часть следующего к западу подъема. На его верхнюю часть налегают воробьевские отложения (при градиенте подъема поверхности фундамента до 3 м/км).

Еще западнее, очевидно по линии тектонического нарушения, позднеэфельская воробьевская поверхность поднята до 40 м. Здесь также наблюдается налегание верхнеэфельских и воробьевских отложений на аналогичный подъем кровли фундамента, который затем переходит в новую горизонтальную денудационную поверхность, перекрытую ардатскими песчаниками (пласт ДП) и глинами. Ширина этой площадки 56 км. Поверхность нарушена моноклином высотой до 90 м и впадиной глубиной до 10 м, выполненной воробьевскими отложениями. Нижняя часть склона моноклина погребена отложениями пласта и покрывки ДП, верхняя – муллинскими и пашийскими отложениями. Еще западнее располагается крупный массив пенеплена, высотой до 170 м и шириной до 25 км. Захоронение склонов происходит последовательно (снизу вверх) осадками пласта ДП – муллинскими, пашийскими, тиманскими, саргаевскими, доманиковыми и воронежскими. Как отмечалось выше, на вершине массива залегают кора выветривания.

Из приведенного достаточно подробного описания размещения девонских осадков относительно крупных ступеней рельефа фундамента следует вывод, что разрушение сформированного на нем рифейского пенеплена и выработка денудационных ступеней происходили последовательно с востока на запад путем вовлечения пенеплена в погружение и формирования полигенетических поверхностей выравнивания. На затопленной морем части территории в верхнеэмское время формировалась аккумулятивная равнина, а в незатопленной береговой зоне (иногда обширной – до 56 км) – прибрежная денудационная равнина (или денудационная поверхность выравнивания) и окаймляющий ее склон. Затем в погружение вовлекалась следующая полоса пенеплена. Прибрежная денудационная равнина покрывалась морем и погребалась осадками бийского горизонта, а на суше выработывались но-

вая денудационная равнина и ее склон и т.д. При таком понимании механизма образования ступеней надлежит датировать их, скорее всего, в следующей последовательности (снизу вверх): предверхнеэмская, предбийская, предверхнеэйфельская, предардатовская.

Возможен вариант и удревнения возраста. Так, согласно представлениям Д.В. Борисевича [10], поверхности выравнивания формируются во время общих опусканий, совпадающих с эпохами трансгрессий, так как создаются условия, при которых верховья долин оказываются изолированными от влияния поднятий и опусканий и связанных с ними колебаний уровня моря. В этих случаях поверхность выравнивания, хотя и является, по его утверждению, полигенетической, может сформироваться задолго до ее консервации осадками. Таким образом, среди рассматриваемых нами ступеней раннего и среднего девона могла бы оказаться поверхность выравнивания более древняя, чем налегающие на нее или прислоняющиеся к ней осадки. Однако при бурении не встречены те более древние отложения, которые должны были бы войти в состав такой полигенетической равнины. Поэтому наиболее вероятным процессом формирования ступеней следует считать денудационно-аккумулятивный, а датировку ступеней производить по возрасту прислоненных к ним отложений.

До сих пор мы рассматривали вопрос о картировании пенеплена как непрерывно развивающегося объекта. Перейдем к оценке принятого в данной работе метода картирования рельефов, погребенных в осадочном чехле, для былой суши и дна моря. В качестве примера рассмотрим процесс образования погребенного рельефа южного погружения Бузулукской впадины в начале ардатовского времени.

Воробьевская трансгрессия, охватывающая почти всю изучаемую территорию, за исключением северо-западной части, сменилась регрессией — осушением всей площади, что доказывается широким распространением эрозионных форм (с образованием, в частности, крупной долины в прогибе на юге региона), прорезающих глины воробьевского горизонта. В Оренбургской области все подобные эрозионные формы заполнены ардатовскими песчаниками. Поскольку их отложение происходило практически одновременно с выработкой этих форм, образование их также следует относить к ардатовскому времени.

Разумеется, в период существования суши происходило не только эрозионное расчленение, но и снижение поверхности за счет денудации. Компенсация этого снижения и заравнивания отрицательных форм была достигнута в ардатовское время за счет накопления в них одноименных отложений.

Таким образом, нижняя часть разреза ардатовских отложений является как бы “слепком” рельефа поверхности воробьевских отложений и суши, не покрывающейся воробьевским морем. При составлении палеогеоморфологической карты он был получен путем построения карт мощностей нижней части ардатовского горизонта от репера “средний известняк”.

Имеющиеся в нашем распоряжении многочисленные геолого-геоморфологические данные о развитии эрозионных процессов в периоды образования палеорельефа, погребенного в чехле, показывают, что при

построении гипсометрических карт необходимо использовать ближайший к искомой поверхности надежный репер, находящийся выше или ниже ее. При этом, чем меньше мощность отложений между репером и денудационной поверхностью несогласия, тем меньшей будет ошибка при определении относительных высот рельефа, поскольку разность мощностей накопленных осадков за счет неравномерного погружения (или соответственно разность величин денудационного среза при поднятиях) за короткий отрезок времени невелика и ею можно пренебречь. При больших мощностях осадков между репером и поверхностью реконструируемого рельефа потребовалось введение поправочных коэффициентов на неравномерное погружение. В этом случае необходимые профили строились по мощностям отложений, залегающих на наклонной поверхности.

При построении гипсометрических карт следует по возможности брать внутригоризонтные реперы, так как кровли горизонтов часто “попорчены” размывом. В иных случаях построение карт производилось от ближайшей денудационной поверхности выравнивания или от предварительно восстановленной первичной морской поверхности тех или иных отложений. Наиболее просто эта задача решалась для районов глубоких эрозионных размывов. Со “слепок” рельефа, полученного от вышележащего репера, убиралась все аномально высокие мощности, отвечающие врезам в подстилающих отложениях. По упрощенному таким образом слепку восстанавливалась поверхность выравнивания, предшествовавшая эпохе интенсивного эрозионного размыва.

Кратко остановимся на методике составления прогнозных палеогеоморфологических карт, поскольку к данному вопросу (палеогеоморфологическому прогнозу нефтегазоносности) мы еще специально вернемся в конце монографии.

Каждая палеогеоморфологическая карта, несущая полезную для поисков нефти и газа информацию, в данном случае должна сопровождаться построением карт, в той или иной степени обеспечивающих выбор направлений и методов поисковых работ и их последовательность.

Поскольку палеогеоморфологическая карта несет разнообразную информацию не только об экзогенных (скульптурных, аккумулятивных), смешанных (структурно-скульптурных) элементах погребенного рельефа, но и о тектонических поднятиях, составленная на ее базе прогнозная (поисковая) карта может быть использована для поиска углеводородов не только в палеогеоморфологических, но и в других типах ловушек. Отчасти это и происходит, но главное назначение таких карт состоит все же в прогнозе по данным анализа погребенного рельефа.

Наш опыт картирования для различных районов юго-востока Русской плиты свидетельствует о целесообразности использования комплексной легенды при составлении прогнозно-палеогеоморфологических карт, которые должны нести информацию о строении и развитии рельефа (геоморфологическая основа), распространении пород-коллекторов, типах ловушек и перспективных площадях. Совмещение всей этой информации на одной карте способствует наиболее результативному использованию палеогеоморфологических карт при поисках нефти и газа.

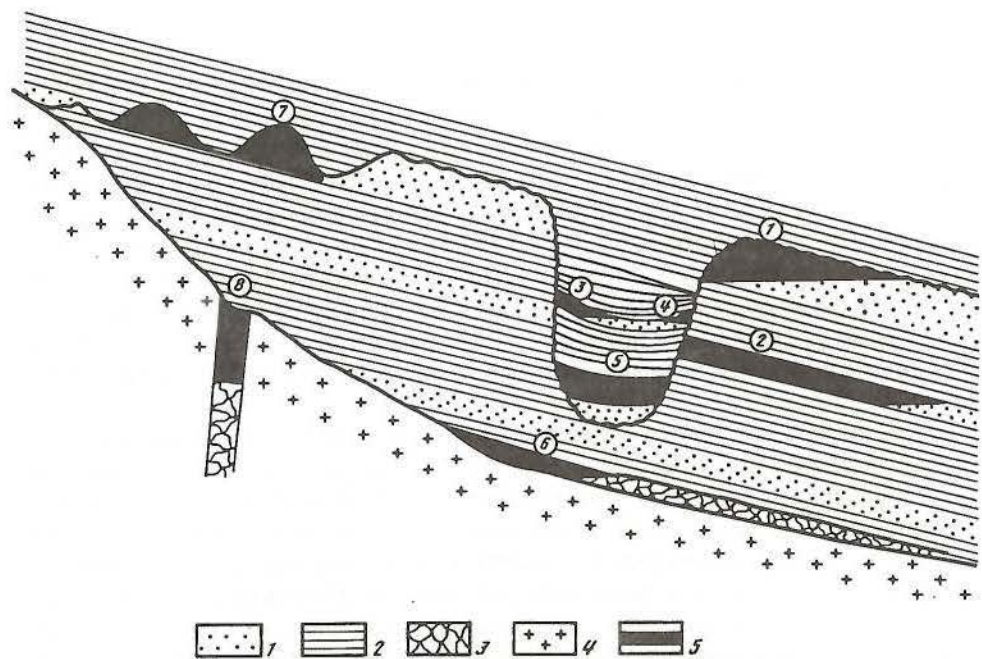


Рис. 12. Принципиальная схема ловушек, связанных с эрозионными формами и линейной корой выветривания

1 – порода-коллектор; 2 – непроницаемая порода-покрышка; 3 – кора выветривания; 4 – породы фундамента; 5 – залежи нефти. Ловушки (цифры в кружках): 1–4 – эрозионно-экранированные (1, 2 – внешних бортов долин; 3, 4 – внутренних бортов долин); 5 – образованные закупориванием русловой фации аллювия; 6 – ложбин стока; 7 – образованные закупориванием эрозионных холмов; 8 – линейной коры выветривания

**Геоморфологическая основа.** Для удобства сопоставления карт и обоснования поисков за основу принималась копия той или иной палеогеоморфологической карты со снятой (в целях ее разгрузки) гипсометрией. Как указывалось, такие карты несут разнообразную информацию о морфологии, генезисе и возрасте погребенного рельефа.

**Типы ловушек.** Отдельные формы рельефа, выделенные на карте, как правило, указывают и на тип ловушки. Например, с монадами связываются кольцеобразные ловушки – прислонения в захороняющих отложениях, обтекания – в отложениях над вершиной останца.

В тех случаях, когда были обнаружены площади возможного развития форм рельефа определенных типов, выделялись и возможные типы ловушек: зоны выклинивания пластов-коллекторов под стратиграфическими несогласиями (В); запечатывания в отрицательных эрозионных и других формах рельефа (З); кольцеобразные (К), вокруг останцов денудации, рифов; облекания (О) для площадей развития мелкохолмистого рельефа; тектонически экранированные (Т.Э.), ограниченные плоскостями разрывных нарушений, включая борта грабен; эрозионно-экранированные (Э.Э.) в речных долинах и более мелких эрозионных врезках; тектонические поднятия (Т); ловушки, связанные с линейной корой выветривания (К.В). Некоторые типы ловушек показаны на рис. 12.

**Типы коллекторов.** Пласты-коллекторы были подразделены на два основных типа – терригенные и карбонатные. При этом на прогнозную карту наносились сведения об их мощности, что способствовало практической эффективности использования данных о погребенном рельефе.

С этой же целью наносились сведения о нефтегазоносности залежей и нефтегазопроявлении. Наличие таких сведений указывает на перспективность рельефов в целом и отдельных типов и форм рельефа, но не исключает при благоприятных геоморфологических и литологических условиях обнаружения нефти, газа или конденсата и в тех ловушках или ярусах, где залежи и нефтегазопроявления еще неизвестны.

**Перспективные площади.** На основе анализа данных о фактических и предполагаемых ловушках, о развитии пластов-коллекторов и покрышек, о нефтегазоносности выделяются площади, перспективные на поиски залежей углеводородов по каждому типу или группе типов ловушек. Перспективные площади наносятся на карту штриховкой. В их пределах перечисляются перспективные типы ловушек.

Указанные площади подразделяются по степени важности и очередности опоскования. При необходимости на карте указываются методы поисков ловушек и залежей углеводородов\*.

\* Все названное возможно поместить на карты масштаба 1:200 000 и крупнее. При переходе к масштабу 1:1 000 000 многое приходится опускать.

## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПОГРЕБЕННОГО РЕЛЬЕФА

Непрерывно протекающий тектонический процесс для каждого отдельного периода или этапа развития имеет то или иное геоморфологическое выражение, неравнозначное структурному, поскольку тектонические движения происходят одновременно с осадконакоплением и размывом и в рельефе поверхности суши или дна моря отражается суммарный результат всех трех составляющих подобного процесса.

В теоретическом плане иногда бывает важно восстановить (и во многих случаях это удается) те древние рельефы, которые когда-то имели место, но позднее были уничтожены экзогенными агентами. Однако для целей практической нефтепоисковой геологии более важны реально существующие, зафиксированные осадконакоплением погребенные экзогенные формы рельефа и их ассоциации, сохранившиеся, несмотря на активные проявления более поздних тектонических движений. Говоря иначе, подробная характеристика подобных форм с выделением основных этапов их развития должна составлять одну из главных задач палеогеоморфологического анализа нефтегазоносных территорий. Ниже дано описание форм от древних к более молодым применительно к основным этапам их развития и наиболее крупным геоструктурным областям.

### 3.1. ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ–СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП. ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ВОЛЖСКО-КАМСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ. ОБРАЗОВАНИЕ ИСХОДНОГО РИФЕЙСКО-ВЕНДСКОГО ПЕНЕПЛЕНА

О ранних этапах развития кристаллического фундамента юго-востока Русской плиты имеются самые схематичные представления, поскольку тело фундамента пройдено единичными скважинами и на небольшую глубину. Из литературных источников [3 и др.] известно, что в раннем протерозое здесь еще существовал обширный срединный массив, в среднем протерозое возникла первичная платформа, а в раннем рифее начался ее распад при дифференцированных платформенных режимах. Неплатформенные режимы развития подтверждаются особенностями строения ниже- и среднерифейских отложений (пролювий), указывающих на вероятное существование гор и межгорных впадин.

Кристаллический фундамент Русской плиты представлен архейскими образованиями, и лишь в его углублениях – авлакогенах (грабен-прогибах) – предполагаются отложения нижнего протерозоя.

Показатель вероятной общей выровненности рельефа в то время – метаморфизованные коры выветривания, фиксирующие рифейский протоп-

лен. В истории докембрия Восточно-Европейской платформы выделяется несколько крупных эпох корообразования: раннеархейская, позднеархейская–раннепротерозойская, позднепротерозойская [9].

Кратко охарактеризуем строение архейской коры выветривания ввиду ее большой важности для оценки возраста архейского комплекса, прибегая, в частности, к аналогиям по другим регионам платформы. Так, в Карельском регионе Балтийского щита описано более 30 выходов предьятулийских (эпиархейских) и ятулийских (протерозойских) кор выветривания [28]. Эпиархейские коры выветривания, развитые по гранитам, диабазам, пикратам и полимиктовым конгломератам, метаморфизованы. Они представлены локально развитыми кварцево-серицитовыми, серицит-хлоритовыми и тальк-карбонат-хлоритовыми породами мощностью до 20 м. Ближе к основанию разреза ятулийских песчаников, перекрывающих кору выветривания, обнаруживается отчетливая сланцеватая текстура. Возникшая в результате регионального метаморфизма, сланцеватость ориентирована одинаково как в сланцевой породе коры, так и в ятулийских кварцитах, но обычно не совпадает с седиментационной слоистостью ятулия.

Е.Т. Бобров и И.Г. Щипакина [9] исследовали верхнепротерозойскую кору выветривания юго-западной части Украинского кристаллического щита (протоплатформенный Подольский блок и др.). Установлено, что на протяжении всего раннего протерозоя на территории Украинского щита существовали континентальные условия – относительно стабильная тектоническая обстановка, теплый и влажный климат. Это способствовало формированию довольно мощных кор выветривания и глубокому денудационному срезу архейского кристаллического основания. На породах бугско-днепровской серии архея сохранилась площадная и линейная кора выветривания, иногда перекрытая выветрелыми лавовыми покровами, а в местах их отсутствия – песчано-глинистыми отложениями верхнего протерозоя. Мощность линейной коры выветривания достигает 80 м и более. Площадная кора развита повсеместно, но характеризуется меньшей мощностью (3–10 м, реже 20–25 м) и представлена в основном нижней и средней зонами вертикального профиля.

Детальные описания геохимии, минералогии и петрографии этих зон в общем сходны с таковыми для кор выветривания, залегающих на фундаменте в Самарском Заволжье [29]. В частности, результаты химического анализа кор подтверждают не только изменение пород фундамента в процессе гипергенеза, но и последующие преобразования уже сформировавшегося профиля коры выветривания. Поведение основных породообразующих минералов при выветривании в позднепротерозойское время в основном аналогично таковому в фанерозое – постепенный вынос кремния, закисного железа, натрия, кальция, магния и накопление алюминия, титана и окисного железа. На начальных стадиях метаморфизма коры выветривания происходили мобилизация калия и образование гидрослюд типа иллита. Позднепротерозойский возраст коры выветривания устанавливается в основном по времени образования перекрывающих ее слоев старотатаровской свиты рифея.

В.С. Яблоков [94] допускает возможность ряда перерывов в осадконакоплении в архее и протерозое платформы, фиксированных неоднократно

ным денудационным срезом архейских образований и метаморфизованными корами выветривания.

Характеризуя преданнепротерозойский (предкурский) перерыв, он указывает, что до начала образования нижнепротерозойских пород на территории Курской магнитной аномалии (КМА) архейские породы были метаморфизованы, гранитизированы и смяты в складки. Соответствующий им горный рельеф подвергся пенеплинизации, в ходе которой образовалась достаточно мощная кора выветривания (десятки метров). Возраст эпиархейского диастрофизма определяется в 2600–2800 млн лет.

Осадки курской серии с размывом ложатся на нижнеархейские образования, также фиксированные. На нижнепротерозойских породах курской серии имеется мощная кора выветривания, с которой, как известно, связаны огромные запасы окисленных руд и бокситов. Со ссылкой на А.П. Никитина В.Г. Яблоков [94] допускает возможность образования этой коры в допозднепротерозойское время и позднее – до раннего девона и до раннего карбона (визейский век).

Изучая коры верхнего протерозоя (учитывая отсутствие нижнего рифея в центральных областях платформы), большой размыв в среднем рифее, залегание верхнерифейских отложений в грабенообразных депрессиях кристаллического фундамента (Пачелмский прогиб, Оршанская и Валдайская впадины), к среднему рифею он относит начальный этап образования осадочного чехла платформы. Для венда приводятся доказательства материкового оледенения. Причем мореноподобные толщи содержат валуны кристаллических пород сильной выветрелости, порой до полной каолинизации полевых штатов, что свидетельствует о том, что ледник при своем движении местами разрушал и захватывал ранее образовавшуюся кору выветривания кристаллического фундамента, из чего можно сделать заключение о додевонском возрасте данной коры выветривания.

В строении докембрия востока платформы есть черты сходства и различия с вышеуказанными особенностями докембрия ее западных и центральных областей. Об этом свидетельствуют результаты обработки керн скважин, вскрывших породы кристаллического фундамента (Туймазинская 2000, Миннибаевская 20 000 вскрыли породы фундамента соответственно на 2260 и 3215 м).

В итоге петрографических, петрохимических и петрофизических исследований архейские образования южной части Волжско-Камской антеклизы были подразделены на две серии: нижнюю – отрадненскую и верхнюю – большечерниговскую, состав которых приводится ниже. Установлено, что эти серии коррелируются с нижней и верхней частями кольской серии нижнего архея Балтийского щита, и отсюда был сделан вывод об отсутствии структурного и метаморфического несогласия между указанными сериями.

Таким образом, возраст пород кристаллического фундамента востока Русской плиты, в частности на территории Высокого Заволжья, устанавливается как нижнеархейский, что соответствует абсолютному возрасту свыше 2600 млн лет. Осадочный чехол (доплитный) начал формироваться в раннем рифее (за исключением, быть может, днищ некоторых авлакогенов, где фундамент рифейских осадков может быть и нижнепротерозойским). В целом продолжительность дорифейского перерыва определяется как минимум в 950 млн лет. В течение этого времени, вероятно, неоднократно воз-

никали условия для формирования древних кор выветривания. Однако они подвергались интенсивному размыву в эпохи тектонических перестроек, поэтому сохранились спорадически в основном на плоских поверхностях погребенного пенеплена. Пенеплинизация рельефа с различной степенью завершенности этого процесса, по-видимому, также происходила неоднократно. Однако сохранившийся практически повсеместно на Русской плите самый древний пенеплен докембрия един. В литературе он получил не совсем точное название додевонского пенеплена. В целом эпоха его образования знаменует собой один из важнейших рубежей в истории геологического развития региона. Он отделяет архей и поздний протерозой с их неплатформенными структурами от типичных платформенных образований осадочного чехла, возникших в фанерозое. Поэтому очень важным представляется уточнение возраста додевонского пенеплена, строения и истории его образования для понимания закономерностей последующего структуро- и рельефообразования.

В некоторых работах пенеплен называют допозднепротерозойским, т.е. дорифейским [60]. С этим нельзя согласиться, так как пенеплен как единая денудационная поверхность сформирован одновременно на архейских кристаллических породах и рифейских красноцветах, фиксированных корой выветривания. Отсюда основное время образования пенеплена, так же как и залегающей на нем коры выветривания, следует отнести скорее к позднему рифею и венду. Более древний возраст додевонского пенеплена вряд ли возможен, так как в раннем рифее происходил распад первичной платформы при дифференцированных неплатформенных режимах. Некоторые авторы [31 и др.] считают, что накопление нижнерифейских пород (бурзянская серия) как в авлакогенах Русской плиты, так и в складчатом Урале было в рифтогенном режиме. Наличие пролювия в боровской свите Самарского Заволжья (нижний–средний рифей) указывает на существование в то время контрастного рельефа – гор и межгорных впадин, тогда как мелкоземистый терригенный и карбонатный материал верхнего рифея свидетельствует о развитии процесса выравнивания (пенеплинизации) этого рельефа в конце рифея. Подобный вывод о возрасте додевонского пенеплена следует и из исследований Л.З. Егоровой [29], подчеркнувшей “орогенный” тип осадков нижнерифейской бавлинской свиты (конгломерат, пролювий и др.) в пределах Серноводско-Абдулинской впадины, вероятную связь отложений этой свиты с орогенными нижнерифейскими образованиями Камско-Бельского авлакогена (арланская свита и др.) и Южного Урала (бурзянская серия). Все это указывает на то, что в раннерифейское время в восточной части Русской плиты существовал, скорее всего, сильно расчлененный горный рельеф, а образование додевонского пенеплена произошло позднее – в позднем рифее.

Детальное описание пород фундамента и рифейских отложений в части литологии, петрографии, геохимии и произведенные в последние десятилетия уточнения стратиграфии рифея позволяют еще больше приблизиться к установлению точного возраста пенеплена. Породы боровской свиты в прибортовых частях авлакогена характеризуются более грубозернистым составом, среди них большим развитием наряду с грубозернистыми песчаниками пользуются гравелиты и конгломераты, почти нацело слагающие отдельные разрезы (Горький овраг).



Породы очень рыхлые, совершенно неотсортированные, моренного облика. В составе галечного и мелкогалунного материала их встречаются метаморфические породы фундамента – различные гнейсы (биотитовые, очковые, гранитогнейсы), кварциты, кремнистые и слюдястые сланцы, спилиты и иногда диабазы и пегматиты. Все это указывает на преимущественно пролювиальный их характер.

В разрезах центральных частей впадины грубозернистые породы чередуются с мелко- и среднезернистыми, имеют явно подчиненное значение. Кроме того, здесь часто наблюдается слоистость. Сортировка и окатанность зерен указывают на образование их в водной среде при значительной транспортировке (аллювий).

Л.З. Егоровой приведены детальные описания по многим скважинам. И хотя разрезы скважин в какой-то мере различны, в общем боровская свита – это континентальные, преимущественно пролювиальные отложения, сильно выветрелые с преобладанием трудно поддающихся выветриванию пород, источником которых служил архейский (возможно, нацело срезанный нижнепротерозойский) комплекс.

Рельеф поверхности был горным или крупнохолмистым, с возвышенными участками которого смещался валунно-конгломерато-галечно-гравийный несортированный материал в межгорные впадины, испытывавшие относительные погружения. Ввиду большой протяженности Серноводско-Абдулинской (и других) впадин возникали водотоки, которые, перемывая пролювий в узких полосах, преобразовывали его в аллювиальные отложения.

В рассматриваемых отложениях встречаются породы, которые можно квалифицировать как переотложенную кору выветривания.

Возраст боровской свиты определяется по сопоставлению ее со свитами Камско-Бельского авлакогена (тюрюшевская, арланская, калтасинская) и с бурзянской серией Южного Урала как нижнерифейский –  $1650 \pm 50$  млн лет.

В Самарском Заволжье рифейские образования вскрыты уже в нескольких пунктах за пределами Серноводско-Абдулинского авлакогена (Ласкаревская площадь и др.). Судя по внешнему облику, они сходны с только что описанными. Однако ни возраст, ни тектоническая принадлежность их пока не определены. Находятся ли они в мелких грабен-прогибах или выполняют относительно мелкие западины рельефа, сказать трудно. Однако несомненно, что они участвуют в выравнивании додевонского рельефа, составляя в палеоплане ту же выровненную поверхность-пенеплен.

К востоку по Серноводско-Абдулинскому и Осинско-Калтасинскому авлакогенам стратиграфический разрез рифея наращивается и возрастные пределы формирования пенеплена суживаются.

Если судить по тектоническому и геоморфологическому критериям, то пенеплен возник позднее раннего рифея (горный рельеф, пролювий, рифтогенез, контрастный рельеф не являются свидетелями пенепленизации).

Согласно новейшим исследованиям [74], средний рифей (юрматиний) в Серноводско-Абдулинском и Осинско-Калтасинском авлакогенах (грабенах) полностью отсутствует. В верхнем рифее Серноводско-Абдулинского авлакогена выделены три нижние свиты – тукаевская, ольховская и леонидовская, развитые не повсеместно. Леонидовская свита, сложенная кварце-

выми песчаниками, изучена на двух площадях – Байтуганской и Бузбашской. На Байтуганской площади отложения свиты вскрыты в прибортовой части древней впадины.

Леонидовская свита в скв. 2 выделяется в интервале 2080–2257 м и имеет абсолютную отметку кровли –1884 м. Она залегает непосредственно на коре выветривания кристаллических пород фундамента и представлена преимущественно красноокрашенными (кирпично-красными, вишнево-фиолетово-розоватыми и коричневатокрасными), реже розовыми и желтовато-розовыми и иногда зеленовато-серыми мономинеральными кварцевыми песчаниками, скорее всего, аллювиального типа.

Литологически описываемые породы не отличаются от одноименных отложений Башкирии, где мощность их достигает 727 м, и среди них выделяется ряд толщ.

На Бузбашской площади леонидовская свита вскрыта скв. 4 на абсолютной отметке –1929 м. Вторая скв. 7, пройденная в 2 км севернее, оказалась за пределами рифейских толщ. В ней на кристаллическом фундаменте лежат осадки девона.

Скв. 4 вскрыты те же песчаники, что и на Байтуганской площади. Характер отложений аллювиальный. Источником для них, видимо, служили более древние нижнебавлинские образования соседних территорий, в процессе транспортировки они приобретали лучшую сортировку и окатанность, а полевые шпаты в них в кислой среде разлагались до каолинита, служившего цементом.

Возраст леонидовской свиты для восточных районов Русской плиты в настоящее время определен как верхнерифейский, причем эта свита является последним членом рифея (при трех свитах каратавия).

По приведенному выше описанию необходимо подчеркнуть важные моменты.

1. Между нижним и верхним рифеем устанавливается значительный перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся в Самарском Заволжье до начала отложения леонидовской свиты.

2. Леонидовская свита залегает на коре выветривания или непосредственно на породах кристаллического фундамента. Характер отложений резко изменился при переходе от боровской (нижний рифей) к леонидовской (верхний рифей) свите. Преимущественно пролювий сменился на аллювий. Источником материала леонидовской свиты являются в основном нижнебавлинские отложения.

3. В леонидовской свите много материала от подстилающей коры выветривания за счет захвата ее потоками и частичного переотложения. Сами отложения часто выветрелы, пестро окрашены, полевые шпаты превращены в каолинит.

Все это свидетельствует об ослаблении тектонических движений, снижении их дифференциации, уменьшении контрастности рельефа, т.е. о начале новой пенепленизации, которая завершилась накоплением предлеонидовской коры выветривания. Пенеплен в законсервированном виде существовал и в период формирования леонидовской свиты, которая подвергалась в это время выветриванию. Учитывая, что отсутствие среднего рифея в Заволжье явилось следствием, по-видимому, глубокого размыва, при котором уцелели лишь фрагменты древних кор выветривания и низы ниж-

него рифея в глубокопогруженных впадинах, мы вправе считать пенеплен позднерифейским (долеонидовским или синхронным с ним – довендским).

О последнем можно судить также по уже упоминавшимся фактам распахивания коры выветривания вендским ледником в Пачелмском прогибе, а также исходя из следующих фактов.

1. Пенеплен срезал единой поверхностью и горы (крупные холмы), сложенные кристаллическими породами архея, и часть рифейских отложений, не затронув лишь находившиеся в отрицательных формах рельефа.

2. Отложения венда развиты в восточной части Серноводско-Абдулинской впадины, начиная от Красноярки, и резко отличаются от нижнебавлинских отложений. Они представлены тонко- и мелкообломочными кварцево-полевошпатовыми, обычно сильнослюдистыми тонкослоистыми породами, окрашенными в зеленые, фиолетово-коричневые и серовато-фиолетовые цвета. Из полевых шпатов в них господствуют плагиоклазы, наряду с которыми наблюдаются обломки кремня, кварцитов, эффузивов, гранат, магнетит, а также выветрелые, точно неопределимые минералы, циклическое строение и двукратное чередование песчаниковых толщ с толщами переслаивания аргиллитов и алевролитов. Выделены две свиты – каировская и шкаповская, каждая из которых подразделяется на две подсвиты. Нижнекаировская подсвита является базальной толщей всего венда и сложена преимущественно песчаными породами.

В размещении свит и подсвит устанавливается закономерность. При движении на восток появляются все более молодые отложения, тогда как к западу отложения удревняются, что объяснимо денудационным срезанием толщи венда какой-то более молодой поверхностью.

Венд востока Русской плиты представлен исключительно платформенными формациями и образует вместе с фанерозоем ортоплатформенный чехол. Распространение вендских отложений выходит за пределы авлакогенов фундамента. В сравнении с рифеем эти образования занимают гораздо более обширные пространства.

Таким образом, и с этой точки зрения подтверждается, что основным историческим рубежом между образованием ортоплатформенного чехла и доплитных орогенных отложений на юго-востоке Русской плиты является эпоха формирования охарактеризованного выше позднерифейского пенеплена.

Денудационная поверхность, срезающая под углом свиты и подсвиты венда, образует другой – поствендский пенеплен, который часто называют додевонским. Более точно возраст этого пенеплена установить в настоящее время невозможно, поскольку нет сведений о наличии в пределах восточной части Русской плиты кембрийских отложений, а об ордовикских и силурийских имеются крайне отрывочные и малодостоверные сведения. Здесь же отметим, что в западной части Волго-Уральской области вдоль зоны выклинивания вендских отложений оба пенеплена объединяются в единую денудационную поверхность, фиксированную единой корой выветривания пород кристаллического фундамента и нижнего рифея.

Что же собой представлял позднерифейский пенеплен и какова история его формирования? Восточная часть пенеплена, перекрытая отложениями венда, оказалась законсервированной уже в то время и подвергалась тектоническим дислокациям вместе с образованиями венда, а позднее и фанеро-

зоя. Она испытала погружение в герцинское время при образовании Предуральского краевого прогиба, участвовала в вендском и герцинском орогеназах и новейшем горообразовании западного склона Урала. В зоне складчатого Урала эта часть пенеплена подвергалась частично денудации и эрозионному расчленению. В пределах Предуральского прогиба и погруженной восточной окраины Русской плиты экзогенному воздействию она не подвергалась, и о формах рельефа пенеплена можно судить лишь по поверхности рифейского комплекса, а за его пределами – по поверхности кристаллического фундамента.

Наиболее полно морфология пенеплена изучена за пределами развития вендских отложений в связи с высокой разбуренностью покрывающих его девонских горизонтов осадочного чехла, нефтегазоносных почти повсеместно в пределах Волго-Уральской области. Здесь, как уже указывалось, два уровня додевонского пенеплена – позднерифейский и поствендский – сливаются в единую денудационную поверхность, фиксированную комплексом разновозрастных наложенных и частично переотложенных кор выветривания.

Детальное описание этой части пенеплена и его развития будет дано ниже. Здесь же приведем доказательства существования поствендского уровня пенеплена и уточним его возможный возраст.

Выше говорилось о срезании верхнебавлинских (т.е. вендских) и нижнебавлинских (рифейских) отложений единой денудационной поверхностью (по Л.З. Егоровой – предсреднедевонской). С востока на запад она последовательно срезает вначале относительно глубоководные породы, седиментация которых происходила в восстановительной обстановке, затем мелководные прибрежно-морские красноцветы, формировавшиеся в окислительной обстановке (железо удерживалось в форме окислов).

Имеются указания на то, что в других районах Русской плиты, например на Тимане, среднедевонские отложения повсеместно также перекрывают более древние осадочные образования (рифейские, вендские, ордовикские), залегая несогласно на их эродированной поверхности [27], а в местах их отсутствия – на корах выветривания кристаллических пород. В них присутствует материал перемытой коры выветривания. Подчеркивается, что процесс выветривания продолжался, усиливался и становился доминирующим в позднекембрийское, позднесилурийское и раннедевонское время [27]. Это могло происходить лишь в условиях длительного формирования поствендского пенеплена.

Приведенный материал позволяет представить в разрезе так называемый додевонский пенеплен как единый, расщепляющийся к востоку (рис. 13).

В западной части Самарского Заволжья пенеплен срезает все неровности бывшего срединного массива вплоть до обнажения пород нижнего архея, а также верхне- и среднерифейские отложения грабен-прогибов. Его кора выветривания подстилает леонидовскую свиту верхнего рифея. Последняя насыщена продуктами размыва коры выветривания, что свидетельствует о продолжавшейся пенепленизации при слабых тектонических поднятиях или тектонической стабилизации. Денудационная поверхность по латерали в восточном направлении переходит с кристаллического основания на осадочное. Леонидовская свита с подстилающей корой испытывает

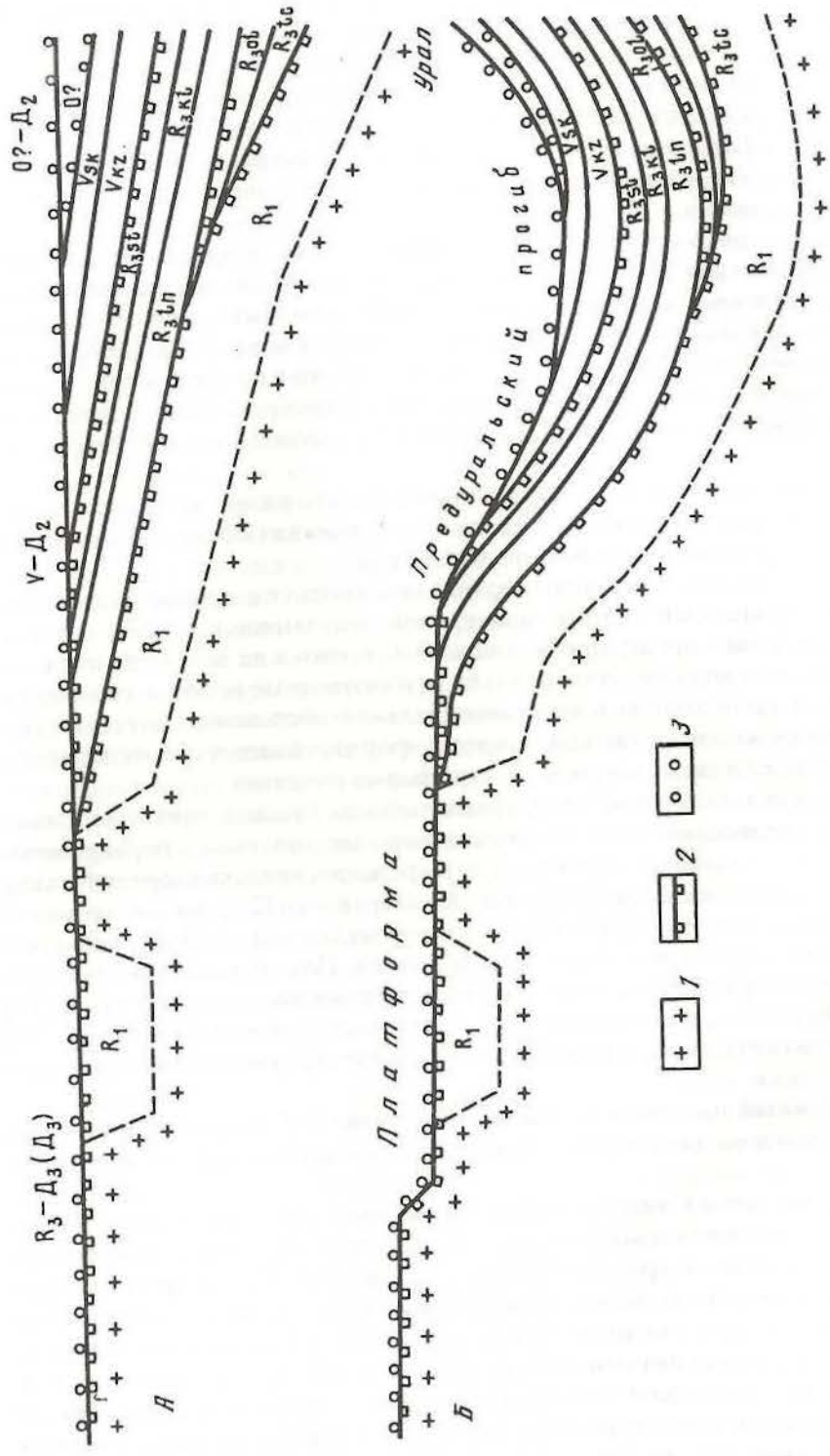


Рис. 13. Схема формирования (А) и современного положения (Б) верхнерифейского и поствендского пенеплена  
 1 – породы кристаллического фундамента; 2 – верхнерифейский пенеплен; 3 – поствендский пенеплен

небольшое погружение. Происходит расщепление верхнерифейского пенеплена на две ветви – долеонидовскую и постлеонидовскую, довендскую. Возраст их определяется в 850–1000 млн лет (по корреляции разрезов верхнего докембрия Волго-Уральской области и западного склона Южного Урала) [74]. Этот пенеплен в восточной части региона просуществовал до первой четверти венда (600–620 млн лет), а затем был перекрыт отложениями каировской и шкаповской свит венда.

Поствендский пенеплен, образовавшийся на отложениях венда на востоке, на западе слился с позднерифейским и просуществовал до раннего девона (в районе Жигулевско-Пугачевского свода до позднего девона).

В раннем девоне на Восточно-Европейской платформе началась тектоническая активизация, приведшая к трансгрессии моря с востока, постепенному расчленению пенеплена абразией и эрозией с образованием контрастного рельефа. Трансгрессия наступала вследствие последовательного вовлечения в процесс прогибания пенепленированной поверхности в направлении с востока на запад. Окончательное захоронение поствендского пенеплена под морскими осадками произошло в эпоху девонской трансгрессии. Полностью пенеплен был погребен в фаменский век. В дальнейшем он подвергся сильнейшим тектоническим деформациям. Разность глубин залегания отдельных участков пенеплена достигла нескольких километров.

Ниже излагается эволюция пенеплена на основе составленных палеогеоморфологических карт и региональных геолого-палеогеоморфологических разрезов для территорий Самарской и Оренбургской областей.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА ПЕНЕПЛЕНА К НАЧАЛУ ФОРМИРОВАНИЯ ОРТОПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Без перекрывающих осадков трудно определить состояние пенеплена, в частности высотное положение и детали рельефа до полного его перекрытия морскими осадками на всей рассматриваемой территории. Пенеплен мог существенно деформироваться. Поэтому мы попытались получить интересные нас характеристики рельефа на дату, близкую к началу девонского осадконакопления, когда пенеплен был лишь частично перекрыт осадками, значительная часть территории Самарской и Оренбургской областей еще оставалась сухой и могли сохраняться многие первичные формы рельефа пенеплена. Такие условия в пределах Оренбуржья существовали в бийское время, а в Самарском Заволжье – в воробьевское. Палеогеоморфологические карты и разрезы, составленные для этих времен, позволили получить представление о характере рельефа пенеплена на указанные даты и определить темп деформации пенеплена в период от конца бийского до конца воробьевского времени.

Как уже отмечалось, к началу девонской трансгрессии кристаллический фундамент вместе с заполнившими его впадинами был существенно пенепленизирован. Впадины, являвшиеся первоначально межгорными понижениями, постоянно опускаясь, образовывали грабен – прогибы и авлакогены, имевшие нередко ступенчатые склоны благодаря активным подвижкам по разломам. На территории Самарско-Оренбургского Заволжья таковым является Серноводско-Абдулинский авлакоген (грабен-прогиб),

выполненный ниже- и верхнерифейскими отложениями, охарактеризованными выше.

Грабен выражен в погребенном рельефе и имеет сложную конфигурацию (см. карту № 1). Ширина его, составляющая в западной части Самарской области 10 км, к востоку значительно увеличивается. Северная граница прослеживается в широтном направлении. Она существенно "изломана" благодаря изменениям простираения разломов на локальных участках и причленению мелких грабенов. Южная граница за прямолинейным участком, длиной 80 км образует плавный изгиб к юго-востоку. Ширина прогиба здесь достигает 80 км. Далее его граница прослеживается почти прямолинейно в юго-восточном направлении до так называемого Сидоровского выступа фундамента и далее на запад — до южной границы Волжско-Камской антеклизы.

Пенеплен, как предельная равнина, имел некоторые неровности. Это ложбины стока поверхностных вод и выступы кристаллических пород. Последние были двоякого рода: останцы селективной денудации — холмы округлой или эллиптической формы и гряды холмов, вытянутые цепочками и фиксирующие антиклиналы древних складок фундамента. Первые были захоронены в нижних горизонтах осадочного чехла, вторые, являясь подвижными образованиями, длительное время оставались непогребенными. При полном захоронении подобных форм происходило образование антиклинальных изгибов в покрывающих толщах осадочного чехла.

О возможных величинах эрозионно-тектонического расчленения пенеплена до начала девонского осадконакопления можно судить по следующим данным.

На крайнем востоке выделяемого региона, в зоне современного Урала и Предуралья прогиба, существовал силурийско-ордовикский палеоокеан. Отложения ордовика большой мощности (свыше 40 м) вскрыты Салмышскими скважинами (626, 306) и Белозерской (630). Они представлены сверху песчаниками, а ниже — переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Здесь поствендский пенеплен погружен на коротком расстоянии (20 км) на значительную глубину с образованием довольно крутого склона (см. разрез 1а, II—II). На этом участке и восточнее он объединяется с его постордовикской ветвью. Над поверхностью пенеплена возвышались останцы — монодайки и гряды высотой до 80–100 м. Ложбины стока с переотложенной корой выветривания имели небольшие глубины — около 20–30 м.

Таким образом, относительная контрастность отдельных элементов рельефа на пенеплене достигала 100–130 м, тогда как основная поверхность пенеплена возвышалась над уровнем ордовикского океана всего лишь на 50–70 м. При этом уже к началу девонского осадконакопления на пологих поверхностях пенеплена формировалась кора выветривания, частично размытая или переотложенная в эрозионных ложбинах.

О характере преобразования поверхности пенеплена в начале этапа девонского осадконакопления можно судить по палеогеоморфологическим картам южной части Волжско-Камской антеклизы на конец бийского и воровского времени (см. карты № 1, 2).

Из данной карты и сопровождающих ее врезок и региональных разрезов следует, что погружение пенеплена под уровень моря началось на крайнем юго-востоке Русской плиты. Ее край, по-видимому, был вовлечен в геосинклинальный процесс каледонского и герцинского этапов. Погружение пенеплена вызвало трансгрессию Уральско-палеоокеана, которая распространялась на запад с приостановками и частичным отступанием, поскольку его погружение происходило неравномерно. Пульсирующая трансгрессия вызывала интенсивную денудацию в прибрежной зоне. Все это, вместе взятое, придало бывшему пенеплену ступенчатый вид. Ступени захоронялись морскими осадками последовательно во времени, от более древних к более молодым. Так выделились шельфы раннедевонского-бийского и бийского морей.

В пределах первого шельфа выделяются: морская равнина (относительно глубоководный шельф) с нижнедевонскими и бийскими отложениями до 100 м, мелководный шельф с маломощными нижнедевонскими отложениями (до 50 м); абразионно-аккумулятивная терраса с нижнедевонскими и бийскими или только нижнедевонскими отложениями; широтный эрозионно-тектонический желоб на юге, по которому проникли воды койвенского и бийского морей.

Глубина погружения несколько переработанного пенеплена к концу бийского времени составляла на шельфе до 100 м, в бортовой части прогиба до 200 м, в его осевой зоне более 300 м, а в краевой зоне каледонско-герцинской геосинклинали до 800 м и более.

Вдоль южного края глубоководного шельфа, отчасти и по бортам желоба, прослеживаются цепочки останцов селективной денудации и денудационно-тектонических монодаек и гряд, одна из которых заканчивается на востоке крупной Сидоровско-Лебяжинской грядой. Практически линейное расположение останцов и гряд указывает на наличие в архейском и рифейском фундаменте протяженных антиклиналей, в осевых частях которых залегают относительно более стойкие к денудации породы. Сидоровско-Лебяжинская гряда ограничена с северо-востока эрозионно-тектонической расселиной, соединяющейся с упомянутым желобом.

Шельф бийского моря представлен абразионной равниной с бийскими осадками толщиной от 0 до 50 м. Коренным ложем шельфа являются кристаллические породы архея. С востока оно ограничено тектоническим разломом, отделяющим рифейский Серноводско-Абдулинский грабен-прогиб (авлакоген) от кристаллического архейского фундамента.

По внешнему краю бийского шельфа, в основном западнее указанного разлома (в одном случае на площади самого авлакогена), выделяется ряд островов бийского моря (они имеют плоские вершины, примерно одинаковые относительные высоты), окаймленных абразионно-аккумулятивной террасой с бийскими отложениями. Они вместе с плоскими вершинами крупных холмов в западной части карты и двумя цепочками останцов между ними образуют единую поверхность, слегка наклоненную к востоку, позднее расчлененную. Все эти формы рельефа являются реликтами рифейско-вендского пенеплена.

Проливы между островами, соединяющиеся с абразионной равниной, составляют коренное ложе рельефа бийского моря.

В западной части рассматриваемой территории, как указывалось, господствовали континентальные условия формирования пенеplена. Здесь выделяются следующие типы рельефа.

Крупнохолмистый рельеф представлен группой плосковершинных денудационных останцов и холмов с пологими склонами, переходящими в основании в денудационную равнину. Максимальная относительная высота холмов и останцов достигала 66 м при общей площади развития крупнохолмистого рельефа до 6000 км<sup>2</sup>.

Зона крупнохолмистого рельефа окружена денудационной равниной с абсолютными высотами поверхности от 10 до 20 м. Над ней возвышаются гряды и останцы двух уровней. Первый, более высокий уровень (Кольванская гряда – 60 м, правдинские останцы – 64, 87 м) представляет собой неровности бывшего рифейско-вендского пенеplена, второй (с высотой 15–30 м) – неровности общей равнины, сопряженной с осадками бийской седиментации.

В пределах равнины многими скважинами вскрыта древняя кора выветривания, перекрытая воробьевскими, а в некоторых случаях бийскими осадками. Поэтому надо полагать, что процесс выравнивания на более низком (по сравнению с пенеplеном) уровне начался в добийское и продолжался в бийское время.

Рельеф этой равнины, по палеогеоморфологической карте масштаба 1:200000, характеризуется слабой волнистостью, наличием неглубоких ложбин и редких невысоких холмов при общем наклоне поверхности во все стороны от крупнохолмистого рельефа по направлению к морю. Ее образование происходило, скорее всего, под действием процессов педипленизации, о чем косвенно свидетельствуют вогнутая форма склонов и участок с переотложенной корой выветривания.

В свою очередь, эта равнина окаймляется более низкой (до 10 м) и весьма ровной поверхностью, очевидно представляющей собой прибрежную денудационно-аккумулятивную равнину, поскольку на ней фиксируются мало-мощные континентальные отложения и переотложенная кора выветривания.

При наступлении бийской трансгрессии денудационно-аккумулятивная равнина подвергалась глубокому абразионно-лопастному расчленению с образованием весьма извилистой береговой линии. Отдельные широкие заливы – лопасти – вдаются в сушу до 50 км. При этом море на отдельных участках срезало полностью прибрежную равнину и подрезало более высокую поверхность педиплена.

Приведенные данные показывают, что к концу бийского времени пенеplен был уже существенно деформирован и частично расчленен. Большая его часть была перекрыта нижнедевонскими и бийскими отложениями. На западе существовал крупный массив суши. Если рассматривать его с группой островов, расположенных по краю мелководного бийского шельфа, то он вдавался глубоко в море, будучи окружен последним с северо-востока, востока и юга. Во всех этих направлениях увеличивается глубина погружения бывшего пенеplена. Бийская суша образует свод. Наиболее его высокая часть совпадает с вершиной будущего Жигулевского свода. Отходящие от него к востоку ветви, помеченные, как вехами, останцами фундамента,

являются продолжением в Оренбургской области субширотных гряд, отделяющихся от формирующегося Жигулевского свода и выделенных в Самарской области под названиями Екатериновско-Шумаркинская, Горбатовско-Спиридоновская и Правдинско-Ореховская.

Территория бийской суши (вместе с островами) в общем совпадает с выделенным ранее оренбургскими геологами Жигулевско-Оренбургским сводом, т.е. наличие этой структуры подтверждается результатами палеогеоморфологического анализа.

В бийское и позднее в воробьевское время еще не был выражен в рельефе Пугачевский свод как составная часть будущего Жигулевско-Пугачевского свода. Лишь последующие тектонические дифференцированные подвижки привели к его образованию и сближению с Жигулевским сводом, и в то же время происходило расформирование и захоронение отдельных элементов Оренбургской части Жигулевско-Оренбургского свода.

Эмско-бийская трансгрессия сменилась регрессией, сопровождавшейся почти полным осушением южной части Волжско-Камской антеклизы, эрозионными и денудационными процессами. В позднеэфельское время началась новая трансгрессия. В клинцовское, мосоловское и черноморское время накапливались карбонатные осадки, покрывшие не только бийские отложения, но и часть бийской палеосуши. Происходило дальнейшее погружение восточной части территории и эрозионно-тектонического желоба на юге.

#### ПРЕДВОРОБЬЕВСКОЕ И ВОРОБЬЕВСКОЕ ВРЕМЯ

(карта № 2)

В предворобьевское время после накопления черноморских осадков, произошло сводовое воздымание в зоне описанного выше крупнохолмистого рельефа на западе, что сказалось на всей территории, которая какое-то время развивалась в восходящем режиме, а также общее осушение территории юга антеклизы, получили развитие денудационные процессы на равнинной седиментационной поверхности. На юге Оренбургской области в эрозионно-тектоническом желобе палеорека сформировала долину, прорезав довольно мощную толщу черноморских отложений.

Там же, в пределах желоба и его южного борта, произошли активные тектонические подвижки по разломам, как следствие продолжающегося опускания северного борта и части днища желоба и одновременного подъема части южного борта (район Булатовского выступа). Смещение подошвы нижнедевонских отложений по разломам достигало 155 м. Подъем южного борта по южному разлому оказался значительно большим – породы фундамента, представленные рифейскими глинами, были подняты более чем на 570 м.

Дифференцированные подвижки трех образовавшихся здесь блоков происходили в течение всего эфельского века. Так, если северный блок все время опускался, то блок между двумя разломами в бийское время поднимался, и бийские отложения не отлагались или были срезаны постранине-девонской денудацией (разрез 2б, II–II). В начале позднеэфельского времени продолжалось поднятие среднего блока, который затем погрузился и был перекрыт морскими отложениями большей мощности.

В связи с регрессией позднеэйфельского моря развивалось формирование денудационной «воробьевской» поверхности выравнивания. Однако к концу воробьевского времени в южной части Волжско-Камской антеклизы она была погребена морскими осадками на территории большей, чем к концу бийского времени. Продвижение моря в глубь суши было незначительным, до 30–70 км. Погружение пенеplена во время воробьевской трансгрессии не было всеобщим и протекало дифференцированно в плане. Если шельфы и прибрежная равнина опускались, то центральная часть указанно-го свода в то же время испытывала воздымание. Плоские вершины осложнявших крупных холмов и подвижных гряд поднялись на 100 м и более.

В пределах палеосуши сохранялись реликтовые формы рельефа пенеplена – плосковерхие холмы, узкие гряды, моноклики и останцы селективной денудации. В связи с увеличением относительной и абсолютной высоты этих форм увеличилась и крутизна их склонов. Бийский педиplen, окаймлявший склоны крупных холмов, оказался поднятым, частично срезанным. На его поверхности образовались склоны.

На юге, вблизи регионального эрозионно-тектонического желоба, все эти формы рельефа погрузились под уровень воробьевского моря, оказались перекрытыми верхнеэйфельскими и воробьевскими осадками, иногда большой мощности (до 384 м на южном борту желоба).

На палеосуше происходило формирование новых денудационных поверхностей или наращивалась площадь ранее образованных, нередко с изменением их генезиса.

Так, в зоне наступавшей воробьевской трансгрессии, в пределах ранее возникшей бийской прибрежной денудационной равнины, сформировалась воробьевская морская абразионно-аккумулятивная равнина с банками и отмелями, а в прибрежной части воробьевской суши образовалась своя прибрежная денудационно-аккумулятивная равнина. Такой ход эволюции денудационных поверхностей был обусловлен последовательным вовлечением бывшего пенеplена в погружение.

В морской части территории существовали три шельфа – воробьевского, бийско-воробьевского, раннедевонско-воробьевского морей и условно шельф ордовикского моря. Они различаются между собой по возрасту пород, перекрывающих коренное ложе каждого, и по количеству горизонтов в разрезе осадочной толщи.

### ПОСТВОРОБЬЕВСКОЕ ВРЕМЯ

В это время происходили дальнейшие преобразования пенеplена. Они сопровождалась эрозионным расчленением суши с образованием новых денудационных поверхностей выравнивания и террасированных склонов; захоронением части суши под более молодыми морскими осадками; изменением высотного (глубинного) положения и углов наклона первичного пенеplена и всех его новообразований.

Среднедевонская трансгрессия в послеворобьевское время протекала пульсационно, т.е. при неоднократном изменении ее ритма. Это способствовало выработке новых денудационных поверхностей выравнивания (ступеней) на более высоких относительно предыдущих поверхностей отметках.

Составленные Л.З. Егоровой и М.В. Шуруновым карты распространения пород, лежащих на фундаменте платформы в пределах Самарской области, а также региональные геолого-геоморфологические разрезы показывают, что в постворобьевское время ближе к зоне крупнохолмистого рельефа сформировались ардаговская и муллинская поверхности выравнивания, восточнее – первичные морские аккумулятивные равнины, образовавшие вместе с первыми полигенетические поверхности выравнивания.

В восточной части Самарской области были погребены практически все неровности пенеplена, тогда как в западной ее части еще возвышались Горбатовский, Карагайский, Гайдаровский, Подъем-Михайловский, Екатерининский, Колыванский и другие выступы скальных пород фундамента над поверхностью предпашийской морской равнины.

Последней поверхностью выравнивания, окаймлявшей реликтовый массив пенеplена, явилась преддоманиковая денудационная поверхность, переходившая к востоку в первичную седиментационную равнину того же возраста. В периоды кратковременных отступаний моря действовал плоскостной смыв, понижавший поверхность суши, происходило заозеривание, а в условиях мелкого моря накапливались осадки, что приводило к общей нивелировке суши и дна моря. Однако в строении рельефа этих районов участвовали более древние элементы – останцы пенеplена.

В верхнем фране трансгрессии воронежского, евлановского и ливенского морей последовательно захороняли остатки суши и окончательно захоронили реликтовые формы пенеplена – крупнохолмистый рельеф, моноклики, останцы подвижных гряд. Контрасты высот пенеplена в момент его полного захоронения в конце ливенского времени достигали 620 м, не считая его погруженную часть в упомянутом выше эрозионно-тектоническом желобе и под ордовикскими отложениями в краевой зоне Предуральской геосинклинали. При этом в преобразовании пенеplена сыграли существенную роль не только тектонические движения разного знака на западе и востоке области, но и литологический фактор.

В породах нижнего архея, на которых сформирован пенеplен в юго-восточной части Русской плиты, выделяются две серии различных по плотности образований: а) отрадненская (представлена в основном плотными индербитами, амфибол-пироксен-биотитовыми гнейсами); б) большечеремшанская (представлена менее стойкими высокоглиноземистыми гнейсами, гранитогнейсами). Кроме того, выделяются стойкие к денудации интрузивные разности – чарнокиты, габбро-нориты и др.

Такое разнообразие петрографического состава пород на поверхности пенеplена предопределило большой размах процессов селективной денудации в период образования его отдельных форм. В частности, породы, входившие в большечеремшанскую серию, выветривались быстрее, чем таковые отрадненской серии, что способствовало предельной пенеplенизации рельефа, образованию на его поверхности участков почти идеальной равнины, реликты которой в погребенном рельефе сохранились на холмах суши и плосковерхих островах бийского моря. С другой стороны, в районах выхода плотных пород под действием избирательной селективной денудации возникли участки литологически обусловленных форм рельефа (Колыванская гряда, сложенная индербитами, чарнокитами, габбро-норитами и основными кристаллическими сланцами и др.).

Полное захоронение пенеплена осадками девона означало консервацию всех его форм. На него перестали оказывать воздействие денудация, эрозия, абразия и другие экзогенные процессы, и все возникавшие изменения были обусловлены тектоническими движениями. Изменения эти были существенными, поскольку формировались структуры разных масштабов – выделились своды, впадины, валы, депрессии, локальные структуры. Вместе с фундаментом и осадочным чехлом деформировался и пенеплен.

В мезозое при слабой тектонической активности формировался другой пенеплен на осадочном палеозойском основании.

Для новейшего тектонического этапа характерен восходящий платформенный режим, причем подмечена унаследованность развития локальных структур с выраженностью их в виде антиклинального изгиба, даже в самых молодых четвертичных отложениях. В то же время отмечается инверсия в развитии крупных структур. Так, в неоген-четвертичный этап погружается Жигулевский свод и, напротив, воздымается осевая зона Бузулукской впадины, что нашло выражение в рельефе в виде возвышенности Общего Сырта.

Все эти движения также находили отражение в деформациях пенеплена. В частности, они предопределили его наиболее высокое современное положение в пределах Жигулевского вала (–1428 м) и самое низкое положение на крайнем юго-востоке Русской плиты (–7,0 км).

### 3.2. РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП. ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ

Перейдем к характеристике погребенных рельефов, формировавшихся в период образования осадочного чехла юго-востока Русской плиты, точнее, в эпохи неоднократно существовавших здесь региональных континентальных перерывов в осадконакоплении. Изложению фактического материала предпослал анализ некоторых общих методологических положений, играющих важную роль при решении данного вопроса. В частности, рассмотрим методику корреляции геологических разрезов, разработанную для территории Оренбургской области В.К. Барановым, включающую изучение цикличности и этапов седиментации и континентальных движений как фактора значения дифференцированности тектонических движений, установившего формирования погребенных рельефов и ловушек углеводородов, установленное С.С. Коноваленко для территории Волго-Уральской провинции.

#### ЦИКЛИЧНОСТЬ КАК ОСНОВА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СРЕДНЕГО ДЕВОНА\*

Для установления закономерностей строения и распространения нефтегазоносных пластов и перекрывающих их покровов в эмско-нижнефранском комплексе отложений были проведены детальная корреляция всех глубоких скважин и углубленное исследование литологических и петрогра-

фических особенностей слагающих пород на базе изучения седиментационной цикличности [4]. В основу выделения седиментационных циклитов положен системно-структурный аспект исследований породно-слоевых ассоциаций, обоснованный Ю.Н. Карагодиным [34].

Главным фактором при выделении седиментационных циклитов было изучение закономерностей изменения гранулометрического состава пород, так как именно через него реализуются качественные отличия интервалов разрезов скважин, выраженных на каротажных диаграммах. В начальный этап исследований циклиты изучались в наиболее полно охарактеризованных керном интервалах разрезов скважин. Обращалось внимание на фиксацию всех генетических признаков пород, т.е. структуры, текстуры, характера контактов между слоями, органических остатков, конкреций, включений и т.д. Затем по установленным особенностям состава и строения циклитов были сделаны попытки определить их место на каротажных диаграммах и найти возможность выделения по кривым. Для процедуры расчленения разрезов скважин на циклиты использовался комплекс диаграмм: радиоактивного зондирования, микрозондирования и кавернограмма масштаба 1:200. В ряде случаев использовались диаграммы КС и ПС. При наличии керна такое расчленение контролировалось по его описанию.

Элементарные циклиты (ЭЦ) были изучены в терригенных отложениях такатинского, бийского, клинцовского, мосоловского, воробьевского, ардаатовского и пашийского горизонтов. Эти породно-слоевые ассоциации отличаются небольшой толщиной (от долей метра до 3–5 м) и ограниченным набором чередующихся разностей. В полных циклитах в основании залегают песчаники мелко- и разнотернистые, иногда гравелистые или крупнотернистые алевролиты. Выше происходит постепенная смена пород на все более тонкие разности, вплоть до аргиллитов. Нередко отмечаются неполные ЭЦ, состоящие только из двух типов пород. Участками наблюдается слияние нескольких циклитов, в результате чего формируются пачки песчаных пород повышенной мощности (5–10 м и более).

Анализ строения и состава ЭЦ по разрезам показывает, что они образуют закономерно чередующиеся ряды более высокого ранга – темциклиты (ТЦ). Для последних характерно уменьшение мощности ЭЦ снизу вверх, снижение содержания песчаных пород и увеличение мощности глинистых прослоев. Самые мощные и выдержанные прослои аргиллитов отмечаются в кровле ТЦ, а песчаных пород-коллекторов – в их основании. Наиболее полные ТЦ содержат 5–7 ЭЦ, а их мощность составляет 15–20 м и более.

Седиментационная цикличность карбонатных толщ в ранге ЭЦ плохо изучена из-за слабой охарактеризованности керновым материалом и невозможности выделения таких подразделений на каротажных диаграммах. На них достаточно уверенно выделяются породно-слоевые ассоциации в ранге ТЦ, выраженные чередованием пачек плотных массивных известняков и маломощных глинистых или карбонатно-глинистых пород. Мощность их составляет 8–20 м.

Комплексы отложений, представленные несколькими ТЦ, группируются в зональные циклиты (ЗЦ), которые выделяются благодаря четким границам, нередко фиксируемым литолого-стратиграфическими несогласиями. В основании этих подразделений состав пород ТЦ, как правило, терри-

\* Подраздел написан В.К. Барановым.

генный или карбонатно-терригенный, а в верхних частях – глинисто-карбонатный или карбонатный. Большинству ЗЦ присуща ингрессивно-трансгрессивная направленность осадконакопления, выраженная в увеличении площадей распространения осадков ТЦ от более древних к более молодым.

Седиментационные циклиты более высокого ранга – регоциклиты (РГЦ) объединяют три-четыре ЗЦ и выделяются по тем же признакам, но проявленным более резко. Их границы определяются четкими стратиграфическими несогласиями. Они разделены наиболее длительными перерывами осадконакопления, обеспечивавшими существование континентальных условий, как правило, по всей территории и сопровождавшимися размытием значительных частей накопленных ранее отложений. Асинхронность начала накопления осадков РГЦ выражена особенно резко. Как ЗЦ, так и РГЦ соответствуют определенным стратонам, как правило надежно выделяющимся по ископаемым органическим остаткам.

### ЭТАПНОСТЬ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕРЫВЫ\*

Региональные литолого-стратиграфические исследования, проведенные на основе изучения седиментационной цикличности, не подтвердили распространенную концепцию о непрерывности морского седиментогенеза в эмско-раннефранское время. Установлена региональная асинхронность границ между многими горизонтами, обусловленная как неодновременностью начала осадконакопления вышележащих осадков на площади, так и размытием на различную глубину подстилающих отложений.

Оказалось, что толщи разделены денудационными поверхностями несогласия, сформированными в эпохи длительных континентальных перерывов [5]. Этот палеорельеф нивелировался и погребался в периоды осадконакопления, носившего ингрессивно-трансгрессивный характер. Поэтапное наступление бассейнов седиментации происходило со стороны Прикаспийской синеклизы и Уральского палеоокеана, о чем свидетельствует возрастание мощностей отложений в южном и восточном направлениях. В современном тектоническом плане распространение указанных толщ на юге области ограничено Булатовским выступом и Оренбургским валом, испытывавшими подъем в более позднее время.

В истории ранне-среднедевонского этапа геологического развития Оренбургской области намечаются два крупных периода, имеющие свои особенности. Начальный период, охватывающий эмско-эйфельское время, характерен периодическим прогибанием южной части Оренбургской области, поэтапным трансгрессивным расширением бассейна седиментации и постепенным аккумулятивным выравниванием палеорельефа досреднедевонской поверхности несогласия.

В эмско-эйфельское время сформировались мощная терригенная толща раннеэйфельского РГЦ и существенно карбонатная толща позднеэйфельского РГЦ, разделенные четкой границей литолого-стратиграфического несогласия. Внутри РГЦ явных следов перерывов в осадконакоплении не наблюдается.

\* Подраздел написан В.К. Барановым.

В раннеэйфельском РГЦ отложения каждого последующего зонального циклита имеют все более значительную площадь распространения. Нижние два ЗЦ формировались только на юге и юго-востоке территории, где общая мощность нижнего эйфеля достигает 167–209 м. Отложения верхнего ЗЦ развиты широко, но ограничены пределами Восточно-Оренбургского структурного выступа (ВОСВ), южной части Серноводско-Абдулинского авлакогена и южного погружения Бузулукской впадины. На Оренбургской вершине Оренбургско-Жигулевского свода и Пашкинском выступе продолжал существовать континентальный режим.

В позднеэйфельском РГЦ отмечаются трансгрессивная и регрессивная фазы накопления осадков. Первая представлена существенно карбонатными отложениями койвенского, бийского и афонинского зональных циклитов, а вторая – карбонатно-глинистыми породами чернойорского ЗЦ. Как и в нижележащем РГЦ, между осадками зональных циклитов следов перерывов не наблюдается. В основаниях бийского и афонинского ЗЦ на ограниченных территориях залегают маломощные пачки алевролита-песчаных пород.

В койвенско-бийское время максимальные мощности осадков (130–244 м) были накоплены в палеовпадинах юга области. К северу и северо-востоку происходит их постепенное уменьшение за счет трансгрессивного выклинивания койвенских, а затем нижних слоев бийского горизонта. Большие массивы суши, существовавшие в пределах Оренбургской вершины Жигулевско-Оренбургского свода и Пашкинского выступа, частично перекрываются бийскими осадками. Остаются разрозненные, относительно мелкие палео-выступы.

Максимум трансгрессии падает на время накопления карбонатной толщи афонинского ЗЦ. Стратиграфически полные и мощные (110–229 м) разрезы клинцовско-мосоловских карбонатов фиксируются в пределах южного погружения Бузулукской впадины (ЮПБВ), где они перекрыты глинистой толщей чернойорского горизонта. К востоку и северу мощность отложений значительно сокращается за счет размытия их верхней части.

Существенно глинистые осадки чернойорского горизонта формировались в регрессирующем морском бассейне в условиях начавшегося подъема территории. Об этом, в частности, свидетельствует изменение состава глинистых минералов в аргиллитах горизонта. В нижней части они имеют существенно гидрослюдистый состав, а в верхней – каолинитовый, что указывает на переход к более континентальным условиям осадконакопления. Регрессия бассейна седиментации была полной. Наступил длительный континентальный перерыв.

Воробьевский и последующие циклы осадконакопления, включая пашинский, представляют собой второй период геологического развития территории, для которого характерна более контрастная и частая смена эпох седиментации континентальными перерывами. Все зональные циклиты этого периода разделены границами литолого-стратиграфического несогласия. Для них характерно залегание толщ алевроито-песчаных пород в основании и карбонатных, глинисто-карбонатных отложений в верхних частях.

Во время перерывов палеотектонический план территории перестраивался и усложнялся в связи с неравномерными поднятиями. Особую роль



сыграл предживетский перерыв, когда выровненная верхнеэфельской аккумуляцией поверхность территории области была деформирована тектоническими движениями и подверглась интенсивной денудации. В это время выделились такие крупные элементы структуры, как Южно-Бузулукская палеовпадина (ЮБПВ) и палеоподнятия в районе Пашкинского выступа. Отличительная черта палеовпадины – локализация в ее пределах мощной (более 110 м) песчано-алевролитовой толщи воробьевского горизонта, трансгрессивно выклинивающейся к бортовым частям [5].

Во время накопления в палеовпадине терригенной воробьевской толщи в прилегающих районах продолжал существовать континентальный режим, в условиях которого были денудированы осадки черноморского и верхней части мосоловского горизонта. Таким образом, в Южно-Бузулукской палеовпадине были обеспечены только ей присущие литологические параметры для основных нефтегазоносных горизонтов – мощная глинистая покрывка для верхнеэфельских пластов-коллекторов и мощная алеврито-песчаная толща воробьевского горизонта, содержащая несколько продуктивных пластов.

Ардатовский палеоплан, сформированный к началу седиментации, был мало похож на воробьевский. Максимальные мощности ардатовской терригенной толщи также фиксируются на ЮПБВ, но в пределах относительно небольших палеовпадин, очерченных изопахитой 40 м. Минимальные мощности (10 м и менее) характерны для ВОСВ и прилегающих районов северной части Бузулукской впадины. В целом для ардатовского структурного плана характерна субширотная ориентация.

Муллинское время отличалось преимущественно глинисто-карбонатным осадконакоплением и большой фациальной изменчивостью. Песчано-алевритовые отложения формировались лишь на северо-западе территории в пределах южного склона Татарского свода (ЮТС) и прилегающих районах БВ. В этой толще, как и в соседних, отмечаются трансгрессивность залегания нижних слоев и размыв верхних. Однако проследить эти явления по площади и провести детальный палеогеологический анализ отложений не удалось из-за отсутствия региональных реперных слоев.

Пашийский этап осадконакопления имел свои особенности [6]. Созданный в его начале палеорельеф характерен субмеридиональной ориентировкой. Главными его элементами были два палеопрогиба северо-северо-восточного простирания. Самые древние пашийские слои формировались в пределах этих прогибов. Максимальные мощности (60–90 м) терригенной толщи горизонта накопились в их южных частях. Наиболее поднятые части территории, перекрытые только самыми верхними слоями толщи (мощность 15–10 м и менее), отмечаются на бортах восточного палеопрогиба в районе Заринской и Гавриловской площадей.

Сложный характер строения и распространения пашийских отложений усугубляется несогласным трансгрессивным налеганием осадков кыновского горизонта. Нами отмечалось [6], что в пределах ВОСВ установлено обратное соотношение мощностей базальной кыновской глинистой пачки и карбонатов репера “кинжал”, венчающих пашийский горизонт. При небольшой мощности глинистых пород (2–3 м) мощность карбонатов максимальная (20–25 м), а увеличенной мощности аргиллитов (13–18 м) соответствует минимальная толщина известняков (1,5–3 м). В северо-западной и за-

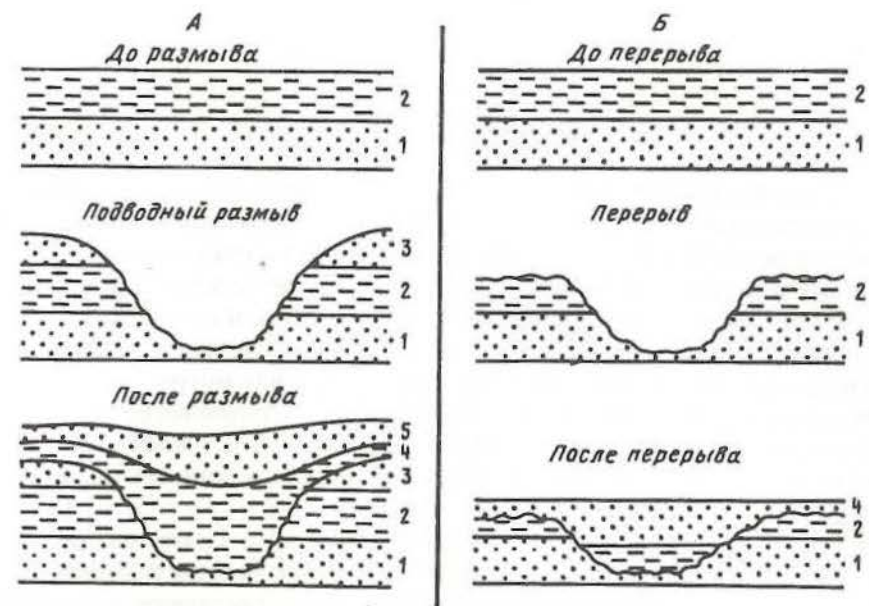


Рис. 14. Принципиальные модели подводного морского (А) и континентального (Б) размывов

1–5 (цифры на схеме) – последовательное накопление слоев. Остальные условные обозначения см. на рис 10

падной частях области установлены три зоны полного размыва известняков репера “кинжал” и частичного размыва верхней части пашийской терригенной толщи.

В изученном комплексе отложений фиксируется семь перерывов осадконакопления, выраженных границами литолого-стратиграфического несогласия. Ряд признаков указывает на континентальные условия их формирования. Отличительные черты континентальных размывов от подводных (морских) можно определить при рассмотрении их принципиальных моделей (рис. 14).

В случае подводного размыва в момент образования эрозионной долины за ее пределами продолжается осадконакопление (слой 3). Поэтому после захоронения долины в ее центральной части будут залегать более молодые осадки (слой 4). Трансгрессивного выклинивания слоев на склонах быть не может.

При континентальном режиме во время формирования эрозионных или тектоно-эрозионных впадин сопредельные территории охвачены процессами денудации. Захоронение палеорельефа при трансгрессии моря начинается с наиболее пониженных его частей. При этом в центральных частях впадин и долин накапливаются самые ранние осадки (слой 3), которые трансгрессивно выклиниваются на склонах. На соседних участках осадконакопления нет и могут продолжаться процессы денудации. Именно такая модель седиментации фиксируется на построенных профильных разрезах выше границ литолого-стратиграфических несогласий.

Временной и пространственной масштаб явлений также согласуется с континентальным происхождением эрозионных форм рельефа. Сторонни-

ки морской, подводной эрозии обычно связывают ее с глубинными течениями. Однако возможности последних, вероятно, весьма ограничены в мелководных бассейнах с частой сменой фаций. Для терригенных толщ живетского и нижнефранского возраста характерна частая, циклическая смена песчаных осадков на алевроитовые и глинистые. При этом мощность слоев не превышает первых метров. В таких условиях время существования течения определенной силы и направления не может превышать время формирования слоя песчаных, возможно, песчаных и алевроитовых осадков. Во всяком случае, трудно себе представить глубинное течение, эродирующее морское дно во время накопления как песчаных, так и глинистых пород на сопредельных территориях. Таким образом, глубина подводной эрозии в рассмотренных условиях не будет превышать первые метры.

Масштаб размыва толщ осадков под стратиграфическими несогласиями немного больше. Значительная их часть уничтожается процессами денудации, которые характерны для эпох континентальных перерывов.

Эпохи перерывов наступали в конце формирования региональных и ряда зональных циклитов. Строение циклитов четко асимметрично за счет преобладания трансгрессивной составляющей. Регрессивная часть циклитов сложена пачками карбонатных и глинистых пород, формировавшихся в конце трансгрессивного–начале регрессивного этапа. Большая часть регрессивного времени падает на перерывы, которые наступали очень быстро по сравнению с трансгрессией бассейна. Такая быстрота объясняется хорошо выровненным к концу аккумуляции осадков дном бассейна. Мелкое море на плоском шельфе в начале подъема территории “мгновенно” уходило в дальние пелагические области.

Тектонические движения, перестраивающие выровненную поверхность, происходили и в эпохи перерывов. Общий, но неравномерный подъем территории, сопровождающийся процессами денудации и эрозии, завершался к началу нового этапа седиментации. Созданный рельеф в процессе осадконакопления заравнивался, о чем свидетельствует характер седиментации в палеодепрессиях, выраженный в последовательном, снизу вверх, их накоплении при субгоризонтальном залегании слоев.

Как седиментационные циклиты, так и разделяющие их перерывы асимметричны во времени и в пространстве. У первых асимметрия выражается в клиновидной форме с максимальным развитием самых древних и самых молодых осадков на юге области и минимальным (тех и других) – на севере. Этому соответствует различная продолжительность континентальных перерывов на площади. Осадконакопление каждого крупного циклита начиналось на локальных участках юга территории. В северных более приподнятых частях еще длительное время сохранялись континентальные условия.

О продолжительности континентальных перерывов можно иметь представление на основании анализа подстилающих и перекрывающих границы несогласия осадков. С одной стороны, такие сведения дает глубина размыва ранее сформированных отложений, с другой – относительный возрастной интервал от начала накопления осадков на размывтой поверхности территории до ее полного перекрытия. Эти сведения позволяют установить по крайней мере три ранга перерывов.

Первый ранг – самый значительный перерыв – досреднедевонский. Он обозначен залеганием отложений эмского яруса на породах ордовика на небольшом юго-восточном участке. От начала накопления этих осадков до полного закрытия денудационной поверхности прошло время, достаточное для накопления осадков одного РГЦ и двух ЗЦ.

Второй ранг – перерывы между отложениями РГЦ. Предживетский перерыв сопровождался размывом верхнеэфельских осадков, относительная глубина которого 160–170 м. Местами размыва вся толща пород двух верхних ЗЦ. Время от начала накопления воробьевских отложений до полного перекрытия ими денудационной поверхности оказалось достаточным для накопления осадков одного ЗЦ.

Третий ранг – перерывы между отложениями ЗЦ. На примерах ардатовского и муллинского ЗЦ видно, что глубина относительного размыва невелика (не более 1–2 ТЦ). Время от начала накопления осадков до полного перекрытия денудационной поверхности соответствует времени накопления 1–2 ТЦ.

Палеорельефы, захороненные отложениями, содержащими или могущими содержать залежи УВ, представляют практический интерес для прогноза неантиклинальных ловушек, связанных с ними.

#### ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ РЕЛЬЕФОВ И ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ

О характере тектонических движений с конца раннего девона (эмский век) до начала позднего девона (пашийское время) дают довольно четкое представление данные табл. 2 и палеоразрезы к палеогеоморфологическим картам Волжско-Камской антеклизы (см. карты № 1, 2) и Оренбургской области (см. карты № 3–5).

Опускание пенеппена, как отмечалось в гл. 3, началось с наклона территории в юго-восточном направлении и происходило вначале очень медленно. Так, только крайняя восточная скв. 619 (Салмышская) и южные скв. 4П и 9П (Чинаревские) показывают большее прогибание в сравнении с остальными скважинами. Другие скважины показали погружение от 2 до 9 м/млн лет.

Но этот наклон пенеппена можно рассматривать и как начало структурной дифференциации уже в раннем девоне. По данным табл. 2, южное окончание Южно-Татарского свода испытывало слабый наклон к югу – от 2 до 7 (в среднем 5) м/млн лет, северный борт будущей Бузулукской впадины не испытывал опусканий (не исключен даже некоторый подъем территории). В то же время резко увеличивался наклон южнее Дружной площади – с 5 до 23 (в среднем 16) м/млн лет (формировалось южное погружение Бузулукской впадины) и наклон к востоку в пределах будущего Восточно-Оренбургского структурного выступа – с 3 до 33 (в среднем 12) м/млн лет.

Опускание пенеппена, как указывалось выше, не привело к погружению его под уровень моря. Эмские осадки накапливались в континентальных условиях – озерных или озерно-речных. Не исключено при этом, что по южному краю погружения пенеппена море узким заливом могло заходить на изучаемую территорию.

Таблица 2. Темп прогибания фундамента плиты в раннем, среднем и начале позднего девона (по данным отдельных скважин), м/млн лет

Этап	Южно-Татарский свод					Северный борг Бузулукской впадины				
	Шалтинская скв. 4	Исайкинская скв. 8	Суттангуловская скв. 307	Среднее	Наумовская скв. 99	Пилютинская скв. 18	Кушниковская скв. 30	Ленинградская скв. 125	Среднее	
	Пашийский	20	24	25	23	24	28	26	28	26,5
Муллинский	25	28	25	26	25	23	23	32	26	
Ардатовский	18	17	25	20	28	33	24	31	26	
Воробьевский	16	16	13	15	13	21	11	12	14	
Клищевский, моголовский и черноварский	3	4	6	4	3	6	10	15	8,5	
Бийский	-	-	7	7	-	-	8	9	8,5	
Эмский	2	5	7	5	-	-	-	-	-	
Средний за эмско-пашийское время	8	10	12	10	8	11	12	15	11	

Этап	Южное погружение Бузулукской впадины					Восточно-Оренбургский структурный выступ					
	Казанская скв. 300	Дружная скв. 51	Чинаревская скв. 4П	Чинаревская скв. 9П	Среднее	Ратчинская скв. 2	Романовская скв. 26	Мустафинская скв. 100	Гавриловская скв. 213	Самойловская скв. 619	Среднее
	Пашийский	16	17	22	26	20	17	22	41	14	12
Муллинский	28	42	47	52	42	25	20	15	24	25	22
Ардатовский	58	96	93	46	73	32	36	12	21	19	24
Воробьевский	13	26	18	17	18	16	13	11	13	13	13
Клищевский, моголовский и черноварский	24	38	56	69	47	8	8	8	10	11	9
Бийский	20	43	105	-	56	7	10	15	20	26	17
Эмский	-	5	20	23	16	3	3	9	13	33	12
Средний за эмско-пашийское время	21	34	52	44	38	11	13	14	15	20	15

После сформирования эмской песчаниковой толщи был некоторый перерыв в осадконакоплении, продолжалась площадная денудация с частичным размывом отложенных осадков.

Дальнейшая дифференциация движений усиливалась за счет сохранения стабильности или даже воздымания одних районов и интенсивного опускания других. Так, Южно-Татарский свод и северный борг Бузулукской впадины вплоть до воробьевского времени сохраняли практически стабильное положение. Накопление осадков или не происходило, или выражалось цифрами от 3 до 15 (в среднем 8,5) м/млн лет. В то же время Восточно-Оренбургский структурный выступ включался в опускание среднего масштаба (в среднем 17 м/млн лет), а южное погружение Бузулукской впадины – в мощное погружение (56 м/млн лет) уже в бийское время. При этом район скв. 4П (Чинаревской) резко опережал в прогибании соседние площади (Дружную скв. 51 и др.): в бийское время усилилось формирование субширотного тектонического прогиба-желоба, ось которого на карте рельефа эмско-бийского времени и на разрезах фиксируется скв. 4П. Позднее ось и борта прогиба смещались под влиянием тех же дифференцированных тектонических движений и неравномерного осадконакопления, но в общем прогиб оставался самой погруженной зоной фундамента на южном погружении Бузулукской впадины. Он известен как Рубежинский прогиб.

Имеется много данных о дифференцированности тектонических движений и вообще о тектонических событиях бийского времени, указывающих на весьма сложные высотные перемещения нижедевонской песчаниковой толщи в течение этого времени. Сравнивая ее высотное положение по меридиональному профилю на начало и конец бийского времени, отмечаем, что в целом она приобрела общий наклон к югу. Однако погружение в южном направлении нарушено на ряде участков, и толщина занимает то более высокое, то более низкое положение, чем в начале накопления. Так, участок пенеплена с сохранившейся корой выветривания в районе скв. 40 (Редкодубовской) и скв. 99 (Наумовской) испытал подъем. Но за границами этого отрезка протяженностью по профилю 30 км сразу же наблюдаются два участка прогибания, причем в районе скв. 99 с дизъюнктивным нарушением. Севернее, между Кислинской и Исайкинской площадями, отмечается еще одно понятие толщи выше первоначального. Аналогичное поднятие видно в районе скв. 7 (Ероховской), к югу оно сменяется прогибом (рис. 15).

Так, в результате дифференцированных движений (с разной скоростью опускания и в редких случаях выгибания толщи вверх) возникает чередование платформенных антиклинальных и синклиналиных складок. При этом на большей части профиля с северного конца до скв. 300 (Казанской) высотное положение нижедевонской толщи изменилось мало (максимальная величина опускания 30 м). Между скв. 300 (Казанской) и скв. 24 (Пролетарской – Ливкинской) опускание произошло примерно одинаково (45–60 м), образовав террасовидную ступень, а южнее скв. 51 (Дружной) прогибание резко усилилось с возрастанием градиента к югу и по скв. 4П (Чинаревской) достигло 240 м. Южнее произошел разрыв в фундаменте и толще нижнего девона, вследствие чего за образовавшимся разломом на непогруженном блоке не отлагались бийские осадки.

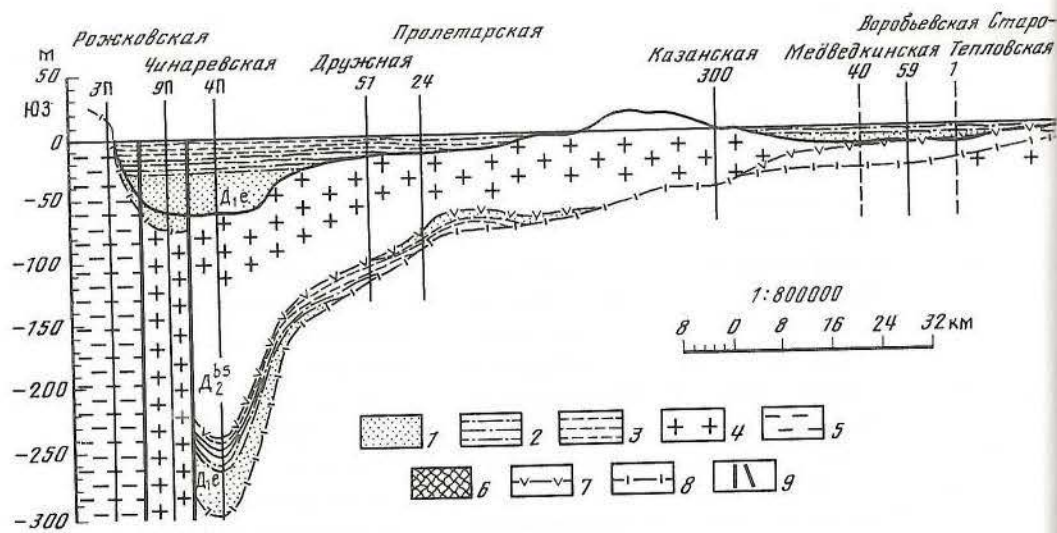


Рис. 15. Эпейрогенез в начале осадконакопления (Д<sub>1е</sub>, Д<sub>2bs</sub>). Изменение высотного положения осадков нижнего девона на начало и конец бийского времени

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – кристаллический фундамент; 5 – рифей и венд; 6 – кора выветривания; 7 – положение кровли отложений нижнего девона в конце бийского времени; 8 – положение подошвы нижнего девона в конце бийского времени; 9 – разрывные нарушения

Начиная с воробьевского времени темп прогибания пенеппена усиливается повсеместно (см. табл. 2), особенно в ардатовское и муллинское время, но наметившаяся ранее дифференциация движений и соответственно структурная дифференциация сохраняются.

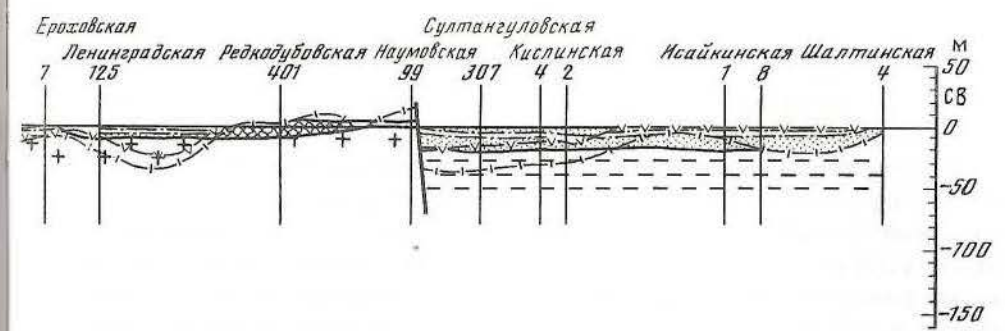
Особенно интенсивно опускание происходило на южном погружении Бузулукской впадины, где скорости прогибания в ардатовское время достигают 93–96, а в муллинское – 47–52 м/млн лет, достаточно велики скорости в северной части Бузулукской впадины – 24–33 м/млн лет, и в то же время отстают в прогибании Южно-Татарский свод и Восточно-Оренбургский структурный выступ. За счет этой дифференциации выделилось в рельефе фундамента лишь южное погружение Бузулукской впадины, а основные крупные структурные элементы, ныне существующие на картируемой территории, – южный склон Южно-Татарского свода, собственно Бузулукская впадина, Восточно-Оренбургский структурный выступ еще не проявились.

В пашийское время темп прогибания упал на всех структурных элементах до 21–26 м/млн лет, т.е. прогибание стало общим без ранее происходившей дифференциации.

Накопленными в эмско-воробьевское время осадками были захоронены лишь мелкие останцы денудации. Причем захоронение произошло в основном терригенными осадками, что создало благоприятные условия для образования ловушек типа облекания холмов.

Более крупные останцы и подвижные гряды возвышались над аккумулятивной равниной, являясь основой образования кольцеобразных и приклоненных залежей в вышележащих послеворобьевских отложениях.

За пределами распространения трансгрессии происходило неглубокое, но достаточно дробное эрозионное расчленение пенеппена с образованием



крупных и мелких холмов и многочисленных ложбин стока. Тем самым создавались условия для формирования заливообразных ловушек и ловушек типа облекания холмов в более молодых, послеворобьевских отложениях, залегающих на фундаменте или рифее.

Такое же эрозионное расчленение земной поверхности, представленной пластовыми равнинами, происходило в периоды осушения территории в предворобьевское, предардатовское, предпашийское время. Так, ардатовские эрозионные формы фиксируются верхними воробьевскими глинами. Врезы, будучи выполнены песчаниками, создают ловушки закупоривания аллювия.

Если суша в основном подвергалась эрозии и денудации, то при формировании осадочного чехла возникали также и аккумулятивные формы. Для терригенных толщ возможны береговые валы на прибрежных равнинах бийского, позднеэйфельского и воробьевского морей.

Таковы основные методологические подходы к решению поставленных выше вопросов в довольно детальном их изложении. Данный материал, как видно из содержания изложенных выше фактов и заключений не только по Оренбургской области, но и по Самарской, а также других территорий Волго-Уральской провинции, очень важен при дальнейшем рассмотрении погребенных рельефов слаборазбуренных территорий Оренбуржья. И так, переходим к их характеристике, начиная с рельефа, формировавшегося в раннем девоне.

#### ЭМСКО-БИЙСКОЕ И ПОЗДНЕЙФЕЛЬСКОЕ ВРЕМЯ

Формирование рельефов данного времени тесно связано с преобразованием рифейско-вендского пенеппена. Для Оренбургской области оно довольно детально было рассмотрено в составе рельефов южной части Волго-Камской антеклизы, поэтому здесь кратко повторим важнейшие моменты истории геоморфологического развития только для Оренбургской области. Они достаточно четко отражены в палеогеоморфологических картах (см. карты № 1, 2) и разрезах к ним.

В эмско-бийское время на территории области происходило формирование шельфа Уральского палеоокеана. Оно шло последовательно с востока на запад, охватывая все большие и большие площади, и уже к концу бийского времени морем была покрыта почти вся область. Над его уровнем возвышались лишь отдельные острова суши, в основном по внешнему краю бийского моря. Первоначально на границе с палеоокеаном возник раннедевонский шельф, который охватил почти всю территорию Серноводско-Абдулинского авлакогена. А позднее у западной границы области образовался более мелководный бийский шельф, покрывший своими водами, а затем и осадками ранее образовавшийся раннедевонский шельф. Таким образом, на территории области выделяются два шельфа – бийский и раннедевонский-бийский.

Одновременно на юге формировался широтный эрозионно-тектонический желоб. Глубина его по фундаменту достигала 300 м.

В это же время были погребены в основном бийскими осадками останцы селективной денудации и денудационно-тектонические гряды и моноклины, за исключением Сидоровско-Лебяжинской гряды.

Суша на территории области была представлена островами бийского моря – реликтами рифейско-вендского пенеплена, узкой полосой прибрежной денудационно-аккумулятивной равнины, окаймлявшей один из островов, а также незатопленной вершиной Сидоровско-Лебяжинской гряды. На юге области, очевидно, не покрывался водами Булатовский выступ, имевший в то время размеры меньшие, чем современные. Высота всех форм суши не превышала 25–30 м.

К концу воробьевского времени сформировался шельф воробьевского моря, который перекрыл своими осадками оба более ранних шельфа и продвинулся за пределы области на запад. Таким образом, к концу воробьевского времени на территории области были воробьевский, бийско-воробьевский и воробьевский-раннедевонский шельфы.

Существенно углубился широтный эрозионно-тектонический желоб. Максимальные глубины по фундаменту в осевой его части достигли 600 м. Все острова бийской суши были затоплены и погребены верхнеэфельскими и воробьевскими осадками. Также погребены были Булатовский выступ и Сидоровско-Лебяжинская гряда. Погребенные рельефы пенеплена приобрели большую контрастность.

Ниже приводится описание рельефов, формировавшихся на осадочных породах.

#### НАЧАЛО ВОРОБЬЕВСКОГО ВРЕМЕНИ

(карта № 3)

После накопления черныярских осадков регион развивался в восходящем режиме, что привело к денудации и эрозии равнинной седиментационной поверхности (см. карту № 3; разрез 3а, I–I). Эрозия имела локальный характер и была относительно неглубокой. Лишь на юге региона, в эрозионно-тектоническом желобе палеорека сформировала долину, прорезав довольно мощную толщу черныярских отложений. Денудация была региональной, о чем можно судить по охвату обширного региона и срезанию под единую поверхность и черныярских и клинцовско-мосоловских отложений.

Она происходила на фоне, по-видимому, сводовых поднятий, так как не затронула седиментационную поверхность на двух наиболее поднятых участках – в центре региона и на крайнем севере его. Об этом же свидетельствует лопастный характер расчленения краев останцово-поверхности. Один из участков последней протягивается в меридиональном направлении на 120 км при ширине 80 км. С запада, в районе Бузулука, в останцовую поверхность вдается широкий и глубокий (до 50 км) залив пониженной суши. В свою очередь, в этот же залив вдается еще более низкая ступенчатость из плоских поверхностей с высотами 145–135 м, 130–120 и ниже 120 м. Конфигурация поверхностей и возраст налегающих на них осадков показывают, что все они разновозрастны и формировались последовательно.

Второй участок останцово-поверхности занимает небольшую площадь в районе Пашкинского выступа на севере области. Эти два участка плато мы называем останцово-поверхностью предворобьевской и воробьевской денудации, имея в виду, что денудация, начавшаяся в предворобьевское время, могла продолжаться и в воробьевское время во время осадконакопления, продвигая свой фронт в глубь суши в направлении вершинной поверхности.

Очевидно, историю формирования предворобьевской эрозионно-денудационной поверхности можно представить в следующем виде.

Вначале первичная седиментационная черныярская поверхность была прорезана эрозией на месте унаследованного и, по-видимому, слабо выраженного раннедевонско-бийского желоба. Образовалась речная долина. На уровне русла реки, служившего базисом, денудация начала действовать, расширяя долину и захватывая все новые участки суши. По мере подтопления реки морской ингрессией повышался базис денудации и выравнивание происходило на более высоких уровнях. На ранее созданные террасовидные ступени отлагались осадки.

Останцовая поверхность при наступлении воробьевской трансгрессии покрылась мелководным морем в последнюю очередь, и на ее поверхности отложились лишь верхние воробьевские глины.

Незавершенная поверхность выравнивания формировалась ниже высших отметок останцовой суши на 15 м (на карте № 3 это высота 120–130 м). Она занимает огромные пространства, особенно в восточной половине региона. Часть поверхности занята мелкими округлыми впадинами неясного генезиса. На эту поверхность налегают нижние глины и карбонаты репера “фонарик”.

Следующей поверхностью являются неширокая террасовидная ступень и небольшие впадины, расчленяющие основную поверхность выравнивания. На этой ступени и в мелких впадинах разместились песчаники пласта ДІV-1 небольшой мощности, в большинстве случаев нефтеносные. Южнее располагаются абразионно-денудационная волнистая равнина и две структурно-денудационные террасы, погребенные терригенной толщей воробьевского горизонта.

Ступенчатость рельефа достаточно четко видна на разрезе к карте, ступени выработаны в осадочных породах. Однако и на равнине и на террасах имеются денудационно-тектонические поднятия и погружения.

В южной части располагается эрозионно-тектонический желоб, унаследованный с эмско-эфельского времени. Его ширина достигает 50 км. На карте он имеет вид котловины, что объясняется поперечными поднятиями,

произошедшими в районе Вишневской площади на западе желоба и будущего Оренбургского вала.

К желобу приспособила свое течение воробьевская палеорека, выработав себе долину и заполнив ее своими осадками. При подтоплениях ее воробьевским морем аллювиальные осадки могли перерабатываться морем или переслаиваться с морскими.

#### НАЧАЛО АРДАТОВСКОГО ВРЕМЕНИ

(карта № 4)

Общий обзор погребенного рельефа преардатовской поверхности показывает, что большая северная часть исследуемой территории устроена гораздо проще, чем южная, совпадающая с южным погружением Бузулукской впадины.

Северная часть является слабо наклоненной к западу равниной с отметками от 95 до 60 м на осадочном основании, представленном в основном глинами верхневоробьевского подгоризонта.

При общей равнинности и практически едином наклоне поверхности эта территория достаточно четко горизонталью 75 м подразделяется на две полосы – восточную и западную, различающиеся как по высоте, так и по степени эрозионного расчленения и дислоцированности субстрата. Принимая за основу эти критерии, выделяем следующие типы рельефа.

Плато на дислоцированном воробьевском осадочном основании, расчлененное эрозией. Как видно на разрезе к карте, воробьевские известняки репера “фонарик” в пределах плато дислоцированы больше, чем в западной части профиля, воробьевские глины часто прорезаются эрозией до поверхности репера. Западная граница плато имеет довольно глубокое лопастное расчленение с образованием “заливов” более низкой поверхности, вдающейся в плато на расстояние до 30 км.

Характерная черта плато – наличие множества мелких плоских западин. Хотя о происхождении всех западин уверенно судить трудно, но отдельные из них определенно имеют эрозионное или эрозионно-суффозионное происхождение. Например, впадина Калганской площади (см. карту № 13), по данным скв. 5, полностью прорезана эрозией, из нее вынесены так называемые надреперные глины, частично уничтожены слои известняков. По каротажу трудно судить, какие слои известняков исчезли. Если верхние, то это означает, что одновременно с выносом глин формировались неглубокие карстовые воронки. Если нижние или средние слои, что не исключено, так как нижние глины являются водоупором, то известняки, растворяясь, могли выноситься послойно. В этом случае и просадки верхних глин могли образовываться в процессе суффозии. Округлые формы западин также свидетельствуют в пользу карстово-суффозионного способа их образования.

На слабодислоцированном воробьевском осадочном основании была сформирована волнистая денудационная равнина. Невысокое в целом гипсометрическое положение равнины и слабая дислоцированность воробьевских глин способствовали слабому развитию эрозии в ее пределах. Мощность глин относительно выдержана, срезание их в основном горизонтальное. Отсутствуют западины, характерные для плато. Тем не ме-

нее в погребенном рельефе просматривается субширотная ориентированность слабовыраженных линейных форм, придающая выделяемой равнине волнистый характер. Как уже указывалось, эта поверхность вдаётся глубокими заливами-языками в плато, что может свидетельствовать о стоке каких-то постоянных или временных потоков с плато на запад с образованием эрозионных форм типа балок, редких плоских холмов или слабых тектонических поднятий.

Южное погружение Бузулукской впадины отличается большим разнообразием типов рельефа. На юго-западе впадины в рассматриваемое время сформировалась обширная тектоническая котловина-депрессия в пределах отметок 40–50 м. Она образовалась за счет тектонического прогибания “реперных” известняков. Над поверхностью равнины возвышались гряды и монокли кристаллических пород, а также малоамплитудные тектонические поднятия рельефа.

Пониженная часть котловины-депрессии подверглась эрозионному размыву многочисленными притоками крупной реки с образованием единой эрозионной котловины. При этом неизбежно формировались ложбины стока-деллы.

От эрозионной котловины прослеживается речная долина, приспособившаяся к унаследованному с раннедевонского-бийского времени эрозионно-тектоническому желобу. Она была выработана в отложениях воробьевской свиты.

Развитие желоба оказалось весьма сложным. Являясь зоной максимальных опусканий на южном погружении Бузулукской впадины, желоб накапливал максимальные мощности нижнедевонских, бийских, верхнеэфельских, воробьевских и ардатовских отложений, в каждом случае полностью компенсируя прогибание. Во времена регрессий он служил зоной стока последних морских вод и в соответствии с этим несколько выделялся в рельефе.

В связи с поднятиями во время регрессии и осушением бассейна новый эрозионный цикл, начинавшийся на седиментационной равнине с плоскостного смыва, каждый раз имел пути стока в виде слабовыраженной долины. При высоком базисе эрозии происходило прорезание осадочной толщи на значительную глубину. В дальнейшем развивались боковая эрозия и денудация. Но основной сток вод происходил через речную долину. Поэтому речные долины, формировавшиеся в осадках более молодых горизонтов, сохраняли в общем свое положение в желобе, лишь ненамного отступая от его оси. Следует отметить, что ось желоба также меняла со временем свое положение, поэтому можно говорить лишь об относительной унаследованности долины в пределах какой-то обширной зоны.

Захоронение долины ардатовскими отложениями произвело закупоривание аллювия палеореки. Не исключена также более частая ундуляция оси желоба, и в этом случае могли возникнуть условия для образования нескольких ловушек типа рукавообразных.

Севернее рассматриваемого желоба в рельефе четко выражался так называемый Сидоровско-Лебяжинский свод. К его вершине выклинивается пласт ДIII-2. По данным бурения намечается извилистый характер границы свода, что могло быть связано с размывом его вершины и образованием заливов и деллей на его склонах.

На палеогеоморфологической карте, составленной для этого времени, выделены четыре геоморфологических района, различающиеся между собой степенью расчлененности бывшей земной поверхности, которая связана со степенью дислоцированности подстилающей муллинской толщи.

На севере территории выделяется район наиболее выровненного рельефа – денудационная равнина на слабодислоцированном осадочном основании.

О дислоцированности муллинской толщи можно судить по залеганию карбонатного репера (разрез 5а, I–I). Известняки залегают практически горизонтально с очень слабым изгибом слоев. Денудационная поверхность, срезающая терригенную часть толщи, почти параллельна поверхности известняков. Имеется лишь одна мелкая котловина.

Поверхность погребена под терригенной толщей пашийского горизонта, представленной двумя пластами. Нижний пласт образует раздувы мощности в локальных эрозионных впадинах, выполненных пясчаником, а за их пределами имеет выдержанную мощность и сложен алевролитами. Верхний пласт имеет более значительную мощность, но часто сопровождается линзовидным залеганием пясчаников.

На погребенной предпашийской поверхности просматривается субширотная волнистость, образованная, по-видимому, ее размывом временными потоками или стоком на запад параллельно текущих небольших рек. Поверхность усложнена мелкими формами рельефа – небольшими котловинами, грядами, останцами.

Южнее выделяется зона эрозионного рельефа на дислоцированном основании. Дислоцированность, как и всюду в регионе, платформенная, но здесь изгиб слоев несколько бóльший, чем в северных районах.

Предпашийская поверхность была интенсивно расчленена эрозией. Глубина врезов достигла 50 м, относительная высота эрозионных останцов до 35 м. Расчленение поверхности происходило путем образования как крупных широких долинообразных понижений, так и мелких долин и балок.

Отложения пашийской свиты полностью перекрывают эрозионный рельеф. Во врезе залегает нижний пласт повышенной мощности – до 35 м, в том числе до 20 м пясчаника. Выше пясчаника он представлен алевролитом. Верхний пласт лишь частично распространяется на врезы, при этом преобладающий глинистый состав отложений указывает на возможное широкое развитие процессов выравнивания ранее созданного эрозионного рельефа.

На палеогеоморфологической карте в зоне распространения эрозионного рельефа показаны два обширных долинообразных понижения северо-восточной ориентировки. Не исключено, что это были крупные речные до-

\* Хотя пашийское время относится к позднему девону, мы рассматриваем его здесь в силу большего сходства геологии пашийского горизонта с нижележащими, вместе слагающими I нефтегазоносный комплекс, преимущественно терригенный.

лины, имевшие течение рек с северо-востока на юго-запад. К юго-востоку от долинообразного понижения, протягивающегося через Лебяжинскую площадь, развит слаборасчлененный эрозионно-холмистый рельеф с относительно высокими плосковершинными холмами до 110–115 м.

### 3.3. ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ- РАНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАП

Данный этап развития рельефа на территории Оренбургской области был отмечен широким накоплением карбонатных отложений. Поэтому кратко охарактеризуем специфику палеогеоморфологических исследований в зоне их распространения применительно к комплексу франско-турнейских (доманиково-киселовских) карбонатных осадков – так называемому II нефтегазоносному комплексу.

Разумеется, в общем плане развитие рельефа, погребенного в отложениях этого комплекса, подчинялось тем же закономерностям, что и в других осадках. Прежде всего устанавливается цикличность рельефообразования, проявляющаяся в формировании контрастного рельефа в начале цикла и его выравнивании в конце цикла. Однако при выделении погребенных форм в карбонатных отложениях большое, можно сказать, ведущее значение приобретают методы биостратиграфического расчленения осадков ввиду однородного, как правило, литологического состава подобных осадков. Необходимо отметить, что и эти методы для таких древних осадков, как поздний девон, недостаточно эффективны в связи с сильной литификацией, раздробленностью и перекристаллизацией органического вещества.

Вопрос о наличии погребенных рифов в девоне Оренбургской и Самарской областей и их значении для нефтегазоносности продолжает оставаться до некоторой степени дискуссионным. В связи с этим для установления критериев выделения девонских биогенных образований типа рифов нам потребовалось проследить (по литературным данным) процесс постоянного разрушения коралловых рифов путем сравнения ныне существующих форм с погребенными неогеновыми, мезозойскими и палеозойскими. Выяснилось, что наличие хотя бы отдельных обломков колониальных кораллов в сочетании с другими рифостроителями, такими, как остракоды, брахиоподы, синезеленые и багряные водоросли, в определенных палеогеографических условиях свидетельствует о том, что выделяемые формы являются сильно измененными коралловыми постройками. Последние могут быть крупными массивами или одиночными рифами.

Палеогеографические условия, при ближайшем рассмотрении упомянутых “однородных” толщ, представленных в основном известняками и доломитами, не только налагают отпечаток на отдельные их черты (глинистость, битуминозность, кавернозность, степень выветрелости), но и играют рельефообразующую роль путем создания седиментационных уступов из-за разной плотности известняков, карстовых форм и выветривания при выведении толщ из-под уровня моря, способствуют своеобразному (отличному от условий в терригенных породах) проявлению эрозии и денудации. Указанные признаки и закономерности больше всего проявляются на региональных геолого-геоморфологических разрезах.

Построенные таким образом семь региональных геолого-геоморфологических разрезов позволили выделить три реперные поверхности, пригодные для палеогеоморфологического анализа.

Одна из них – кровля тульского горизонта (завершает крупный цикл аккумулятивного выравнивания ранее контрастного франско-фаменско-турнейского и ранневизейского рельефа).

Другая реперная поверхность – подошва доманикового горизонта. Эта поверхность с севера на юг последовательно срезает почти полностью кыновский горизонт, постепенно увеличивая срез, переходит сначала на пашийский горизонт, срезая его полностью в районе площади Дачной, а затем на муллинский горизонт, постепенно увеличивая его срезание к югу по мере бывшего роста поднятия.

Та же поверхность в районе Сидоровских скважин последовательно срезает слои кыновского и пашийский горизонты и далее к востоку – часть муллинского горизонта. Примеры эти можно продолжить.

Таким образом, единой поверхностью срезаются разновозрастные отложения трех стратиграфических горизонтов. Это и есть денудационное срезание всех неровностей бывшего рельефа, т.е. образование единой поверхности выравнивания. Такие поверхности подвергаются при дальнейших тектонических движениях изгибанию наравне со слоями осадков и поэтому могут при комплексном геолого-геоморфологическом анализе играть такую же роль, как и седиментационные поверхности [89].

Подошва фамена характеризует период образования единой относительно выровненной поверхности на территории нефтеносных земель Оренбуржья.

Использование указанных поверхностей-реперов для геоморфологического анализа отложений II комплекса уменьшило величину погрешностей при восстановлении палеовысот и определении морфогенеза различных типов палеорельефа.

Состав и строение двух указанных комплексов имеют некоторые отличия. Если I комплекс, преимущественно терригенный, залегает в нижней части осадочного чехла, часто непосредственно на породах кристаллического фундамента или на верхнедокембрийских отложениях – на рифейско-вендском пенеплене с его характерными формами рельефа (грядями, денудационными останцами и ложбинами стока, а также корой выветривания), то II комплекс, почти полностью карбонатный и большой мощности, формировался на осадочных породах шельфа в сложных палеогеографических (палеогеоморфологических и палеоэкологических) условиях при участии не только тектонических движений и волновых динамических процессов моря, но и активной жизнедеятельности организмов, что наложило отпечаток на весь процесс осадконакопления и рельефообразования.

Наиболее значимое и своеобразное структурное сооружение позднедевонско-раннекаменноугольного карбонатного комплекса всей восточной окраины Русской плиты и исследуемого района – Камско-Кинельская система прогибов. Это внутриформационное образование осадочного чехла Восточно-Европейской платформы и частично западного склона Урала. В понятие прогибов включают не только отрицательные, напоминающие речные долины, формы в карбонатах, но и выполняющие их визейские, преимущественно терригенные, осадки. Отрицательные формы с четко

проявленной осевой зоной морфологически выражены в карбонатах от мендыма до турне, т.е. формирование их охватывает значительный временной интервал, который характеризуется активизацией геотектонического развития изучаемой территории в связи с сильным влиянием смежной, сопряженной с ней зоны – складчатого Урала. Это время развития и замыкания Уральско-палеоокеана, граничащего на западе с восточной окраиной Восточно-Европейского континента пассивного типа, в которой четко выражены шельф, континентальный склон и подножие, устанавливаемые по характерным формациям [68, 77].

По тем же источникам, к концу девона произошло закрытие палеоокеана, смыкание Казахского и Восточно-Европейского континентов и, следовательно, отмирание континентальных окраин. Дальнейшее развитие территории происходило в платформенном режиме, а восточнее – в орогеническом. На месте океанического бассейна на платформе возникали эпиконтинентальные моря.

В позднем карбоне и перми формировался Предуральский краевой прогиб, вовлекший в погружение обширную субмеридиональную полосу шельфа бывшей континентальной окраины.

В современном структурном плане палеошельф размещается западнее Предуральского краевого прогиба, в его пределах и восточнее в передовых складках Урала и в западной части Зилаирского синклинория под флишоидной толщей. Поскольку последняя, выделяемая в самостоятельную зилаирскую свиту, датируемая фаменом–нижним турне, располагается в прогнутой части шельфа и на континентальном склоне, к шельфу, по-видимому, следует относить платформенные формации, начиная с позднего ордовика и моложе – до фамена включительно. Можно лишь констатировать, что исследуемая территория в рассматриваемом временном интервале целиком относится к области палеошельфа. Судя по характеру рельефообразования и осадконакопления в указанный временной интервал следует включать весь фамен, когда продолжались погружения палеошельфа и надстраивались рифы. Эпиконтинентальный период развития бассейна начался с турнейского века. В связи с приобретением большей устойчивости бывшей окраины континента, начались процессы компенсации осадками впадин и облекания фаменских биогенных структур.

Генезис отрицательных форм – “прогибов” – еще до конца не выяснен. Существуют еще и представления о едином бассейне девонско-нижнекаменноугольной седиментации.

#### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ЭКЗОГЕННЫЕ И БИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФОВ В КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩЕ II НЕФТЕГАЗОНОСНОГО КОМПЛЕКСА\*

В период от саргаевского до конца кизеловского времени палеогеографические условия седиментационных бассейнов неоднократно менялись, сопровождалось крупными трансгрессиями и регрессиями моря, что обусловило сложный фациальный характер осадконакопления.

\* Палеонтологические данные предоставлены Е.П. Борисовой.



В саргаевско-доманиковское время, в результате регионального погружения края Русской плиты и трансгрессии палеоокеана, на рассматриваемой территории выделяются относительно глубоководная и мелководная зоны шельфа.

Зона развития осадков относительно глубокой части шельфа занимала большую северную часть исследуемой территории (см. карту № 6). В этой зоне создавались специфические фациальные условия, приведшие к накоплению битуминозных кремнисто-глинисто-карбонатных осадков. Повышенная битуминозность, глинистость и микрослоистость пород свидетельствуют о глубоководности осадконакопления [75]. Кроме того, состав фаунистических остатков, представленных в основном планктонными организмами (радиолярии, губки, однокамерные фораминиферы) и редко обедненной донной фауной (тонкостенные брахиоподы, остракоды, гониатиты), также указывает на глубоководный характер бассейна. Как известно, в геологической литературе [2, 82] принято именовать такие отложения породами доманиковской фации. В определенной мере можно предполагать, что эта зона является сглаженной впадиной, положившей начало Муханово-Ероховскому некомпенсированному прогибу.

Относительная мелководная зона шельфа выделяется в южной части рассматриваемой территории. Здесь отлагались известняки серые, светло- и темно-серые, слоистые, плотные и пористые, органогенно-детритовые, сгустково-органогенные, органогенно-комковатые, преимущественно водорослево-криноидные. Органические остатки представлены в основном блоками разнообразной донной фауны (криноидеи, остракоды, брахиоподы, кораллы, конодонты) и обрывками водорослей (см. разрез 6а).

Вдоль края мелководно-шельфовой зоны формировались преимущественно чистые карбонатные осадки с развитием органогенных построек типа биогермов и биостром. Разрез здесь представлен вторичными доломитами и известняками. Доломиты светло-серые массивные, пористо-кавернозные с реликтами биогермной структуры. Известняки светло-серые и серые, массивные и слоистые, кавернозно-пористые и плотные, биогермные и органогенно-полидетритовые, органогенно-сгустковые, коралловые, строматопорово-водорослевые, интенсивно перекристаллизованные и доломитизированные. В этой зоне существовали наиболее благоприятные условия для развития синезеленых и багряных водорослей (гирванеллы, шугурги, ренальцисы), характерных для рифогенных фаций, колониальных кораллов (ругозы), строматопороидей, разнообразных по видимому составу сообществ остракод, брахиопод.

В конце доманиковского времени общий и неравномерный подъем территории обусловил перерыв в осадконакоплении и частичный или полный (на юго-западе области) размыв среднефранских и более древних отложений.

В позднефранское время морская седиментация возобновилась, но не повсеместно. К этому времени в результате дифференцированных тектонических движений на юго-востоке рассматриваемой территории возникла островная суша (Соль-Илецкое сводовое поднятие), служившая источником сноса терригенного материала.

В мендымское время осадконакопление происходило в относительно глубоководных и мелководных условиях шельфа (см. карту № 7). Относи-

тельно глубоководная зона бассейна, унаследованная от доманиковского времени, по площади сократилась. Здесь происходило накопление битуминозных глинисто-кремнисто-карбонатных осадков (см. разрез 7а). Это преимущественно известняки черные и темно-серые, слоистые, плотные, в разной степени глинистые, битуминозные, органогенно-детритовые, с прослоями пиритизированных, битуминозных, глинисто-известково-кремнистых сланцев, плитчатых известково-доломитовых мергелей и аргиллитов с глауконитом и фосфатами. В юго-восточной части этой зоны (Судьбодаровская, Степановская, Колганская площади) в разрезе в виде примеси и прослоев присутствует песчано-алевритовый материал: песчаники и алевролиты серые, зеленовато-серые, плотные и пористые, полевошпатово-кварцевые, доломитово-известковистые с зернами глауконита и фосфатов. В известняках содержатся остатки планктонных организмов, свойственные образованиям доманиковской фации (птероподы, губки, радиолярии, примитивные фораминиферы), и обедненные комплексы бентосной фауны (редкие многокамерные фораминиферы, тонкостенные брахиоподы, остракоды, гониатиты).

Мелководно-шельфовые осадки с более широким развитием донной фауны (разнообразные многокамерные фораминиферы, остракоды, брахиоподы) представлены известняками серыми и темно-серыми, слоистыми, плотными, прослоями глинистыми, органогенно-детритовыми, участками доломитизированными.

На рубеже мендымского и воронежского времени, в результате общего подъема территории, отмечаются перерыв в осадконакоплении и размыв различной амплитуды до полного исчезновения отложений мендымского горизонта. Максимуму регрессий морского бассейна, возможно, отвечает на юго-востоке территории образование колганской толщи, представленной неотсортированными грубообломочными, по всей вероятности, континентальными образованиями со спорами растений позднефранского времени.

Начало воронежского времени ознаменовалось трансгрессией морского бассейна, который достиг максимального развития в евлановско-ливленское время. На большей части исследуемой территории в воронежско-евлановско-ливленское время существовали мелководно-шельфовые условия с карбонатным типом осадков и обычным для мелководья биоценозом донной фауны и флоры (разнообразные фораминиферы, остракоды, брахиоподы, кораллы, криноидеи, водоросли). Здесь сформировались известняки серые, светло- и темно-серые, обычно слоистые, плотные и пористые, прослоями глинистые, органогенно-детритовые, участками (Колганская, Степановская, Хортицкая площади) с примесью и прослоями алевритового и песчаного материала.

В большей западной части впадины предшествующего позднефранско-мендымского времени обособилась относительно глубоководная зона морского бассейна, отвечающая центральной части Муханово-Ероховского некомпенсированного прогиба. Здесь накапливались осадки, типичные для доманиковской фации, в основном, с планктонными организмами (птероподы, радиолярии, однокамерные фораминиферы) и обедненным комплексом донной фауны. Они представлены известняками черными и темно-серыми, плотными, микро- и тонкослоистыми, глинистыми, битуминозными, участками окремнелыми с прослоями аргиллитов.

Особый бортовой тип осадков повышенной мощности сформировался в зоне, разделяющей относительно глубоководную и мелкоководную зоны шельфа. Это преимущественно светлоокрашенные чистые вторичные доломиты и известняки сгустково-комковатые, органогенно-сгустковые, органогенно-детритовые, в основном водорослевые, интенсивно перекристаллизованные и доломитизированные. Органические остатки здесь представлены, в основном, донной фауной (разнообразные фораминиферы, остракоды) и флорой. Развитие водорослей (парахаететес, соленопора, микрокодиум, гирванелла), характерных для рифогенных фаций, является убедительным доказательством присутствия в разрезе бортовой зоны органогенных построек (скв. 450 Тихоновская, 300 Казанская).

Позднефранское время завершается подъемом территории, что привело к перерыву в осадконакоплении и частичному размыву верхнефранских отложений.

В начале фаменского века возобновилось осадконакопление в морском бассейне, унаследовавшее все основные черты режима предшествующего позднефранского времени. В течение ранне-среднефаменского и позднефаменского (заволжского) времени продолжали существовать относительно глубоководная и бортовая зоны, приуроченные к Муханово-Ероховскому прогибу, и на обширной территории – мелководно-шельфовая зона (см. карты № 8, 9; разрезы 8а, 9а).

В относительно глубоководной зоне, как и ранее, отлагались кремнисто-глинисто-карбонатные осадки с планктонной и обедненной донной фауной. Разрез здесь представлен известняками, преимущественно битуминозно-глинистыми, прослоями спиккулевыми, радиоляриевыми, с прослоями карбонатно-глинисто-кремнистых сланцов, известковистых мергелей и аргиллитов.

Бортовой тип осадков представлен вторичными доломитами и известняками. Доломиты светло-серые, массивные, пористо-кавернозные и плотные, известняки светло-серые, массивные, кавернозно-пористые и плотные, сферово-сгустковые, органогенно-комковатые, органогенно-детритовые, в основном водорослевые, интенсивно перекристаллизованные и доломитизированные. Отмечается широкое развитие рифостроящих водорослей (парахаететесы, шугурии, иссинеллы, гирванеллы, микрокодиум, ортанеллы), а также планктонных, реже донных фораминифер. Среди последних обитали и прикрепленные формы (узлонии), характерные для рифогенных фаций.

В мелководно-шельфовой зоне накапливались карбонатные осадки с широким развитием разнообразной донной фауны (фораминиферы, криноиды, кораллы, брахиоподы, остракоды). Это преимущественно известняки серые, светло- и темно-серые, слоистые, пористые и плотные, прослоями глинистые, участками песчано-алевритовые, органогенно-детритовые, комковато-органогенные, фораминиферово-криноидные, остракодово-фораминиферовые, неравномерно доломитизированные, иногда переходящие в кавернозно-пористые доломиты.

В турнейский век сохраняются сходные условия седиментации. Продолжал существовать Муханово-Ероховский прогиб, определивший характер осадконакопления на исследуемой территории (см. карт № 10, разрез 10а).

В центральной относительно глубоководной части прогиба формировались осадки доманикового типа, в основном, с обедненной планктонной фауной (радиолярии, губки, однокамерные фораминиферы).

В пределах бортовой зоны отлагались чистые карбонатные осадки с донной фауной и флорой (остракоды, брахиоподы, рифостроящие водоросли – шугурии, антракапореллы). Они представлены вторичными доломитами и известняками, выше приведенной характеристики. Во внутренней прибортовой части прогиба (скв. 1 Старотепловская, 36 Алдаркинская, 1 Бузулукская, 43 Малокинельская) накапливались в виде прослоев относительно глубоководные осадки. Эти известняки темно-серые, черные, слоистые, спиккулевые, битуминозно-глинистые и аргиллиты известковистые.

В позднефранское время, в связи с общим подъемом территории, произошло обмеление морского бассейна, что обусловило значительное расширение площади внутреннего борта и резкое сокращение глубоководной центральной части прогиба.

За пределами Муханово-Ероховского прогиба на обширной территории располагалось мелководье с характерным для него комплексом осадков и широким развитием донной фауны (разнообразные в видовом отношении многокамерные фораминиферы, остракоды, брахиоподы, криноиды, кораллы) и флоры (водоросли типа нодозинеллы). Осадки представлены известняками серыми, светло- и темно-серыми, слоистыми, пористыми и плотными, прослоями глинистыми, органогенно-детритовыми, сгустково-комковато-органогенными, в основном фораминиферово-полидетритовыми, брахиоподово-криноидными, неравномерно доломитизированными, участками до перехода в доломиты разнотекстурированными, кавернозно-пористыми.

Таким образом, вышеизложенные материалы свидетельствуют, что в течение фаменского и турнейского веков существенное влияние на условия седиментации и распределение фаунистических комплексов в морском бассейне на исследуемой территории оказывало развитие Муханово-Ероховского прогиба, зародившегося в позднефранское время. В ранневизейское и бобринское время прогиб, в результате заполнения его осевой части терригенными осадками, оказался значительно скомпенсированным. Однако он не был полностью геоморфологически выравнен и продолжал влиять на характер осадконакопления в тульское время. В его центральной части отмечаются повышенная глинистость, битуминозность и кремнистость карбонатных пород тульского горизонта [1, 3, 26, 43, 82, 92, 93].

Фактический материал глубокого бурения: литологический, геохимический, палеонтологический и палеоботанический (включая микрофауну и микрофлору), собранный многими исследователями геологии Оренбуржья, а также произведенный фациальный и геоморфологический анализ этого материала показывают, что в едином процессе формирования II нефтегазового комплекса (НГК) на фоне таких постоянно действующих факторов как тектонические движения и климат ведущую рельефообразующую роль играли экзогенные (седиментация, денудация, эрозия, карст и выветривание) и биогенные процессы. Попытаемся оценить хотя бы приблизительно (качественно) значение каждого из названных процессов.

Седиментация ведет не только к накоплению толщ осадочных пород (весь II НГК, взятый в целом, – результат осадконакопления на фоне обще-

го преобладающего погружения территории за определенный период времени), но и к образованию форм рельефа.

Комплекс сложен преимущественно карбонатами. Выше были указаны все их разновидности, которые сгруппированы по фациям и зонам развития. Выделены зоны относительно глубоководного осадконакопления, мелководного шельфа и бортовой тип разреза. Этим как бы заранее предопределен характер накопления осадков, зависимость его от уже готового рельефа: в первой зоне отлагались кремнисто-глинистые сильно битуминизированные известняки, во-второй – преимущественно чистые и в третьей – пористо-кавернозные известняки и доломиты или вторичные доломиты с наличием рифостроителей.

Такое распределение типов осадконакопления в целом верно отражает общую картину для рассматриваемого крупного временного отрезка. Однако при погоризонтном анализе устанавливаются отклонения от нее.

Так, для саргаевско-доманикового времени трудно найти область мелководного шельфа по гипсометрии. Как видно на карте погребенных доманиковых рельефов (см. карту № 6) депрессионная зона, развитая на преобладающей части территории, окаймляющая грядовую зону с востока и юго-востока и вдающаяся заливами с юга, и котловины между грядами имеют отметки моря глубже 200 м. На крайнем юге доманик на многих участках отсутствует, но это результат более поздней денудации, а, по данным разрозненных скважин, глубины, определенные относительно вершин гряд, такие же как и всюду за пределами зоны грядового рельефа.

Мощности доманика на всем этом пространстве колеблются в пределах 60 м, что указывает на нивелировку наклоненной к югу поверхности выравнивания и ее небольших неровностей. Площадь будущего Муханово-Ероховского прогиба (МЕП) ничем не отличается от остальной депрессионной зоны, т.е. прогиб в рельефе доманика никак не проявляется.

В мендымское время в рельефе депрессионной зоны происходят следующие изменения. С севера на юг накопление мендымских (см. карту № 7, разрез 7а) отложений постепенно нарастает вплоть до зоны грядового рельефа. В последней мендым располагается в основном на склонах доманиковых гряд и плоских относительно невысоких их вершинах, отсутствуя на более высоких. Аномально малые мощности глинисто-битуминозных известняков накапливаются в районе будущей впадины Муханово-Ероховского прогиба, в частности по профилю от скв. 104 (Могутовской) до скв. 1, 2 (Ивановских) (см. разрез 8а). Причем на месте ее будущего северного борта возникают западины с отметками, такими же как и на северной зоне, т.е. –220 м и более, и небольшие поднятия с замкнутой горизонталью –180 м. Из-за неравномерного накопления создается некоторая контрастность рельефа. Она прослеживается в субширотном направлении и далее, в пределах ВОСВ – в субмеридиональном, однако с зоной грядового рельефа не смыкается. Таким образом, намечилось еще пока слабое северное, северо-восточное и южное обрамление впадины МЕП, но со значительно большей площадью, чем в фамене и тем более в турне.

Прослеживая мощности горизонтов по профилю, пересекающему впадину и ее восточное обрамление, видно, что в пределах ее днища они сокращаются, и если по отложениям доманика настоящего литологического состава это приходится объяснять имевшим место срезом, то в мендымских

нерасчлененных верхнефранских, фаменских и заволжских уменьшение мощности горизонтов происходит в тесной связи с изменением состава. Очевидно, скорость накопления пород “доманиковой фации” была меньшей, чем чистых и тем более биогермных известняков.

Таким образом, неравномерная по мощности седиментация явилась рельефообразующим фактором и не исключено, что многие другие неровности равнинного рельефа за пределами МЕП (не полностью, но в какой-то степени) обусловлены им. Вероятно, имея дело с карбонатными толщами, необходимо учитывать и этот фактор рельефообразования.

В этой связи Р.О. Хачатрян, классифицируя структуры Волжско-Камской антеклизы, выделял тектоно-седиментационные и седиментационно-тектонические, фактически относя рифы к тем и другим [83]. При этом за седиментационную составляющую он принимал процесс рифостроения, что следует признать ошибочным. При постройке рифа, в результате жизнедеятельности организмов и их отмирания, процесс осаднения терригенного и органогенного материала не прекращается. Однако каркасы конусных форм рифов (по Р.О. Хачатряну – структур) возводятся организмами, а осаднение мелкого материала лишь заполняет пустоты, позднее – захороняет их. Без участия рифостроителей седиментация подобных форм не создала бы. Поэтому то, что Р.О. Хачатрян называл седиментационно-тектоническими и тектоно-седиментационными структурами, есть ни что иное как рифы, имеющие биогенное, а не седиментационное происхождение. Что касается *тектонической* составляющей, то она необходима, но не обязательно в локальном виде.

**Денудация и эрозия.** Эти два процесса имеют место в формировании ПНГК. Одна из денудационных поверхностей, преддоманиковая, описана выше. Она отделяет крупный цикл осадконакопления – послекыновский – от подстилающих сильно денудированных и во многих случаях эродированных отложений нижнего франа.

Вторая поверхность – предфаменская. Ее особенностью является то, что она происходила предположительно в двух уровнях: на площади к тому времени уже формировавшейся впадины Муханово-Ероховского прогиба она занимала пониженное положение и за его пределами более высокое. Что нельзя назвать фактом исключительным. Эта поверхность более ровная в доманикитах, а на площади развития верхнефранских биогермов имеет более неровный вид.

Третья поверхность выравнивания устанавливается как предвизейская и развита не повсеместно, а в основном за пределами МЕП, главным образом на севере и востоке территории. На юге она представляется скорее седиментационной, так как незаметно следов срезания разновозрастных пород, а в пределах МЕП она явно эрозионная с глубоким размывом горизонтов турне.

Эрозия в карбонатной толще проявляется в значительно меньшей степени, чем в терригенной. В рассматриваемом комплексе мы можем говорить об эрозионных формах, но не об эрозионных поверхностях в целом для изучаемой территории. Наиболее обширная эрозионная поверхность – постмендымская или предворонежская. В это время происходило не выравнивание, а в основном расчленение седиментационной поверхности с образованием равнинно-холмистого рельефа. Мендымская толща сложена в ос-

новном доманикитами и известковистыми аргиллитами, причем последние завершают седиментацию толщи. На значительных площадях известковистые аргиллиты уничтожены, а врезы уменьшили общую мощность мендыма со 100 до 20 м, в том числе доманиковой фации на 50 м. К югу толща переходит в поверхность выравнивания, срезающую часть колганской толщи. Эрозия отнесена к типу подводной, хотя отличить ее от субаэральной трудно. Над колганской толщей устанавливается и наземная эрозия по перекрывающим ее континентальным отложениям.

На других участках эрозия просматривается не на всем протяжении, и поверхность мендыма – комбинированная эрозионно-денудационная, т.е. с элементами выравнивания и расчленения.

Выше по разрезу карбонатной толщи эрозия встречается лишь на локальных участках, а поверхности горизонтов носят или седиментационный характер, или нарушаются денудационным выравниванием.

Энергичная эрозия проявляется уже в визее в виде размыва подстилающей турнейской толщи в пределах МЭП, а также в предрадаевское и предбобриковское время в терригенных породах.

**Карст и суффозия.** На многих картах, особенно в северной зоне среди равнинного рельефа, преобладают отрицательные формы рельефа – плоские западины, небольшие котловины – над формами положительными – останцами денудации, холмами. Глубина их колеблется от нескольких метров до 25–30 м (здесь, по-видимому, имеет значение степень разбуренности). Размеры по площади преимущественно 10×5 км. Такие формы не могут быть образованы ни эрозией, ни денудацией. И если не относить формирование всех их исключительно за счет неравномерной седиментации, о чем говорилось выше, то происхождение их может быть связано лишь с карстовыми и суффозионными процессами. На такую мысль наводит и расположение их не только на равнинах, но и в значительных по протяженности ложбинах между грядами или невысокими поднятиями.

Вероятно, во время выведения карбонатных толщ из под уровня моря и выше уровня грунтовых вод эрозия создавала ложбины, по ним протекали какие-то, возможно, временные реки, происходила также вертикальная циркуляция (инfiltrация) вод между земной поверхностью и подземными водами, что приводило к образованию воронок, которые могли разрастаться до больших размеров, а если растворение известняков происходило на некоторой глубине от поверхности, то происходило и обрушение кровли над внутренними полостями-пещерами.

Эту рабочую гипотезу хорошо бы проверить документацией бурения: наблюдались ли на указанных площадях провалы бурового снаряда, катастрофическое поглощение раствора и пр. Подтверждение наличия карста и суффозии имело бы практическое значение, так как они связаны с проницаемыми карбонатами и не исключено обнаружение залежей нефти в таких формах рельефа.

**Биогенные процессы.** Для биогенного рельефообразования на рассматриваемой территории в верхнем девоне имелись все необходимые условия: тектонические, климатические, биологические.

Как известно, шельф даже пассивной окраины является наиболее подвижной частью материка. У современных пассивных окраин на шельфе на-

капливается до 12 км осадков, что свидетельствует о соответствующей величине его прогибания.

Темп погружения Бузулукской впадины в верхнем девоне определен в 27 м/млн лет в среднем, в отдельные отрезки времени он был значительно выше. И этого достаточно для рифостроения на фоне погружения шельфа. В Пермской области при меньших скоростях такого процесса в течение одного века успевали сформироваться крупные рифовые массивы – франские и фаменские – размерами от 10×15 км до 30×60 км, причем отдельные вершины, увенчивающие массивы, достигали в высоту до 430 м (В.В. Макаловский, 1985 г.). Максимальная высота доманикового барьерного рифа в Оренбуржье около 250 м вместе с общим цоколем, а франско-фаменских рифов обрамления МЭП свыше 500 м по разрезу и до 150 м по замкнутой изогипсе заволжского надгоризонта.

В верхнем девоне климат был благоприятным для сооружения биогенных построек [95], в девоне в Евразии – тропическим с температурами на северо-востоке 27–29°C и на остальной части Евразии 32–33°C. По палеотемпературным исследованиям во франском веке в Закавказье было 22–23°C, а на Среднем Урале, т.е. в близком к нашему региону, 29–31°C.

В раннем карбоне на планете преобладал влажный тропический климат с развитием оолитовых и органогенных известняков и доломитов, на юго-востоке Русской плиты существовал аридный тропический. По соотношению Са и Mg в скелетных образованиях кораллов установлены температуры 26–27°C, а в раковинах брахиопод 20–21°C. Известно, что для развития любого типа коралловых рифов (барьерных, атоллов, береговых) достаточны средние температуры не ниже 20°C.

Биологический фактор был также благоприятным. Выше было упомянуто о развитии в зоне органогенных построек типа биогерм и биостром известняков биогермных и органогенно-детритовых, коралловых, строматопорово-водорослевых. Отмечены благоприятные условия для развития синезеленых и багряных водорослей, именно они, как правило, создают основание для рифовых построек.

Таким образом, там и тогда, где сочетались благоприятные тектонические и биологические условия (климат был благоприятен во всем регионе) возникали образования не только типа биогермов и биостром, а также ядер, для облекания их осадками, но и более солидных биогенных форм таких как рифы.

Картирование погребенных рельефов в карбонатных толщах – дело сложное, ответственное и принципиальное. Напомним высказывание Ф.Г. Горецкого и А.Л. Яншина о необходимости обязательного учета существовавшего рельефа при польвовании картами изопохит в палеотектонических построениях, тем более что это важно при построениях палеогеоморфологических карт, требующих установления генезиса. Ведь почти любое увеличение толщины горизонта без учета всех других условий можно принять как за положительную структурную форму или форму рельефа, так и за отрицательную форму подстилающей поверхности, т.е. получить тот или иной (противоположный) результат.

Поэтому до принятия решения о принципе использования данных о мощностях толщ для построения палеогеоморфологических карт необходим тщательный геоморфологический анализ карбонатной толщи.

Вопрос об относительно глубоководном шельфе рассмотрен выше при изучении нефтегазоносности битуминозных толщ доманиковой фации в девоне и карбоне Волго-Уральской области [2]. Специалистами определены границы доманиковой впадины с подразделением ее на несколько (до 6) палеогеографических обстановок. На картах масштаба 1 : 1 000 000 семилукского и бурегского\* горизонтов северная половина Оренбургской области показана как относительно глубокая часть шельфа с режимом иловой впадины.

Юго-восточная часть рассматриваемой нами территории показана как мелкая часть моря и прибрежная его часть.

В.В. Макаловский считает, что вся восточная окраина Восточно-Европейской платформы в позднем девоне представляла собой единый морской бассейн, разделенный четкой ступенью на мелководный и глубоководный шельф. Последний охватывал всю восточную часть Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и существовал на протяжении позднедевонской эпохи в пределах Приуральского перикратонного опускания, протягиваясь с севера на юг и включая всю Камско-Кинельскую систему прогибов.

Относительно глубоководная и мелководная зоны осадконакопления в пределах шельфа признаются и другими исследователями, в частности для Самарской и Оренбургской областей. Проведенными нами исследованиями подтверждено это деление и детализирована граница зон.

На построенной карте погребенного рельефа поверхности доманикового горизонта (см. карту № 6) эта относительно глубоководная часть с депрессионным типом осадконакопления, она же доманиковая впадина, четко выражена и занимает не менее 70% изучаемой территории, а над нею возвышается грядово-холмистый рельеф с перепадом высот, согласно разности мощностей саргаевско-доманиковых отложений, достигающим 250 м. Учитывая, что наиболее высокие формы грядово-холмистого рельефа как по морфологии, так и по литолого-фациальному составу являются образованиями биогенными и могли возникнуть и формироваться (надстраиваться) на фоне тектонического погружения территории, оставаясь в приповерхностном слое воды, мы сочли возможным сохранить выявившуюся контрастность рельефа при построении карты.

Такой подход не является бесспорным, но, по нашему мнению, он наиболее приемлемый. Вопрос – как понимать погружение, необходимое для роста рифа, – можно рассматривать как прогибание весьма обширной территории (т.е. “общее” прогибание или площади размером поменьше, но значительно большей площади рифа) или же как локальное, т.е. когда под каждым рифом происходит опускание морского дна. Последний вариант неприемлем, так как конические вершины, морфологически наиболее сходные с рифами, объединяются в гряды на едином основании, т.е. представляют вместе с ними единое целое и поэтому “мелкоблочное” погружение дна здесь отвергается как противоречащее геологическому факту.

Прогибание всей зоны грядово-холмистого рельефа с несколько большей скоростью, чем депрессионной зоны, возможно, однако противоречит фациальному составу, так как осадки доманиковой фации отлагались на больших глубинах, а при последовавшем поднятии выветриванию подверг-

\* Доманиковый и мендымский по современной шкале.

лись главным образом те отложения, которые были первыми выведены из-под воды, т.е. контрастность рельефа увеличивалась в процессе осадконакопления и наращивания органогенных построек, а следовательно можно сделать вывод о преобладании общего опускания, даже если оно в какой-то степени и было дифференцированным.

Насколько велико может быть искажение палеорельефа, если пренебречь дифференцированностью прогибания, покажем на двух примерах.

Нами в свое время анализировалось развитие Хилковского одиночного рифа в Самарской области. Он располагается в прогибе, возвышается не только над его дном, но и над “фаменским бортом”. Высота его около 300 м, и зарождение рифа произошло не в фамене, а в доманиково-мендымское время, а уже в воронежско-евлановско-ливенское время риф практически был погребен, в фамене он вновь возник на остававшемся небольшом возвышении, рос и в фамене и в заволжское время, и вновь был почти погребен в турне. Судя по величине эрозионного срезания в визее, зональное прогибание по отношению к общему составило не более 20%.

В настоящем исследовании построен один из палеоразрезов по фамену в двух вариантах – от подошвы фамена и от внутриярусного репера – выдержанного пропластка глин или аргиллитов. Расхождение в степени контрастности биогенной кровли фамена не превысило 20%.

Таким образом, если не учесть дифференцированность погружения на сравнительно небольших площадях, то величина ошибки в относительных высотах погребенных рельефов не превысит 20%. Поэтому во избежании чрезвычайного усложнения при построении карт рельефа в случае учета указанной величины ошибки, целесообразнее принимать вариант “общего погружения”.

Другой вариант – построение карт от репера “вверх” вызван следующим обстоятельством. При всех построениях “вниз” от репера положительные формы на участках повышенных мощностей осадков в перекрывающих толщах искусственно наклоняются, как бы “ныряют”, раскрывая в действительности существующие в разрезе замкнутые палеоподнятия. С этим мы сталкивались во многих случаях построения палеоразрезов. Это же видно на разрезах рифогенных толщ, построенных В.В. Меннером [48]. Рифовые тела в тыловой части часто не имеют погружения, из-за чего не образуется ловушка. Это привело указанного автора к мнению о небольшом значении рифов в нефтегазоносности северо-востока Русской платформы.

По его мнению главное значение рифогенных толщ заключается не в образовании структур и ловушек, а в том, что проницаемые рифогенные тела и зоны являлись вероятными путями миграции углеводородов. А ловушки образовывались лишь тогда, когда на указанные образования накладывались тектонические структуры (там же, стр. 106).

Такой вывод по Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, смежной с Волго-Уральской, не увязывается с данными нефтегазоносности Пермского Предуралья, где рифогенные образования – массивы, одиночные рифы и выделяемые в последние годы атоллы со структурами их облекания являются основным источником прироста запасов нефти.

Учитывая все здесь изложенное, можно сделать вывод, что при любых палеопостроениях, включая и палеогеоморфологические, всегда будут искажения, но они будут тем меньше, чем меньше интервал осадочного чехла

будет привязан к одному реперу. Во избежание потери "рельефности", т.е. контрастности рельефа, представляется целесообразным строить палеоразрезы от репера вверх.

Говоря о рельефах по времени соотносимых с горизонтами и ярусами, мы ориентировались на какой-то определенный краткий момент в истории формирования данного рельефа (в основном завершения формирования, поскольку нам важны не столько палеорельефы, сколько реально существующие в погребенном состоянии рельефы). Это могли быть или рельефы дна моря, или рельефы в моменты осушения. Поэтому не следует придавать большого значения абсолютным отметкам рельефа на картах. Гораздо важнее относительные превышения форм рельефа, отсчитываемые по палеогоризонталям. Ниже приводятся характеристики рельефа, существовавшего в различные периоды общего позднедевонского—раннекаменноугольного этапа его формирования, начиная с доманикового времени.

#### ДОМАНИКОВОЕ ВРЕМЯ (карта № 6)

Формирование саргаевско-доманикового рельефа происходило на базе посткыновской—преддоманиковой поверхности выравнивания в связи с ее погружением под уровень моря, сопровождавшимся морским осадконакоплением и развитием биогенных процессов в условиях шельфа Уральского палеоокеана.

Прогибание морского дна на большей части картируемой территории Оренбуржья не компенсировалось осадконакоплением, поверхность выравнивания превратилась в относительно глубоководную равнину шельфа, о чем можно судить по соответствующим осадкам.

Южная часть территории, по-видимому, более мелководная, имела недостаточно выровненный рельеф с наличием невысоких холмов и гряд, которые в связи с благоприятными климатическими условиями региона послужили основанием для биогермных (рифогенных) сооружений. В конце рассматриваемого времени на изучаемой территории области возник сложный разнообразный рельеф морского дна с ярко выраженными двумя зонами — равнинного и грядово-холмистого рельефа.

На севере и востоке расстилалась слабовсхолмленная равнина с мало-мощными осадками преимущественно доманикового типа. Нерасчлененные саргаевско-доманиковые отложения представлены в основном известняками, реже известковистыми аргиллитами.

Известняки внизу разреза, как правило, плотные, выше сменяются глинистыми, битуминизированными, кремнисто-битуминозно-глинистыми и в некоторых случаях переходят в известковистые аргиллиты. Разрез отложений типичен для внешнего, относительно глубоководного шельфа. Мощность отложений колеблется от 7 до 50 м, увеличиваясь в южном и западном направлениях.

Как сама равнина, так и развитые в ее пределах положительные и отрицательные формы рельефа были довольно плоскими, имели плавные очертания. Горизонтالي, проведенные через 20 м, располагаются редко, изгибы плавные, что характерно для седиментационных равнин. Относительные

превышения на значительных расстояниях составляют 20–30 м, достигая в единичных случаях 60 м.

Тем не менее выделяется несколько понижений и повышений равнины, оконтуриваемых, за редким исключением, одной палеогоризонталью, их происхождение вполне можно объяснить неравномерностью процесса седиментации, различным уплотнением слоев, слабым развитием денудационного выравнивания в период осушения морского бассейна. Замкнутые плоские западины и котловины в известняках развиты и выше по разрезу, причем в более контрастной форме. Это указывает на связь процесса их образования с растворением и выносом карбонатов в период тектонического поднятия, т.е. по типу карстообразования.

Выделяемая равнина огибает с востока и юго-востока зону гряд (примерно по изогипсе –200 м), вклинивается в эти гряды в виде узких заливообразных понижений. В юго-западной части Оренбургской области она распадается на две котловины (одна из них замкнутая), на тех же высотах (–200–250 м) и при том же литологическом составе срезаемых ею пород. Незамкнутая котловина, кроме того, осложнена более мелкими западинами и небольшими поднятиями высотой до 30 м. Другая зона представляет собой контрастный рельеф с превышением высот до 250 м. Наибольшая контрастность форм погребенного рельефа типична главным образом для краевых зон равнины в полосе ее непосредственного сочленения с заливами и котловинами более низкой равнины.

Зона контрастного рельефа представляет собой в целом общее широтное поднятие протяженностью более 300 км, шириной до 100 км, ограниченное условной горизонталью –200 м и единым расчлененным склоном. На некоторой высоте от его подножия поднятие расчленено на отдельные продолговатые широтные и субширотные гряды, расположенные взаимно параллельно или кулисообразно. Наиболее крупные вытянуты до 150 км и более и разделены между собой седловинами. В пределах выделяемого поднятия насчитывается до 7 уровней ступеней (от –14–20 до –180 м). Учитывая большое своеобразие этих форм рельефа и их значение как возможных палеогеоморфологических ловушек углеводородов, приведем краткое описание гряд.

Наиболее высоко поднятая гряда (до отметок –14–26 м на вершинах) наблюдается севернее профиля I–I (разрез 6а) между Лебяжинским и Ольшанским месторождениями. Протяженность ее по замкнутой изогипсе –100 м составляет более 80 км при ширине 10–12 км и относительной высоте до 86 м. Она состоит из двух эллипсовидных вершин, разделенных седловиной с отметкой –60 м.

Западнее с небольшим смещением к югу располагается вторая гряда. Она также замыкается изогипсой –100 м и вытянута до 120 км при ширине от 10 до 28 км и относительных высотах вершины от 68 до 44 м, также разделенной седловиной.

Еще далее к западу располагаются две гряды эллипсовидной формы с размерами (16–20)×(6–7) км, но расположенные уже на больших глубинах. Поднятие 4 оконтурено изогипсами –120 м, а поднятие 5 –220 м при относительных высотах их до 55 и 40 м. В этой же полосе находится довольно глубокопогруженное поднятие 8, которое выделяется изогипсой –160 м при

размерах (18×10)×13 м. С ним связаны Ольшанское и Восточно-Ольшанское нефтяные месторождения.

Кроме указанных, имеется еще ряд разрозненных гряд – поднятий, которые могут представлять нефтегазопоисковый интерес как структурные ловушки на границе с Самарской областью (см. карту № 6).

Литолого-фациальные условия данной зоны резко отличаются от таковых первой зоны. Здесь развиты известняки и вторичные доломиты. Известняки светло-серые, белые, массивные, кавернозно-пористые и плотные, сферово-сгустково-водорослевые, интенсивно перекристаллизованные и доломитизированные. Доломиты белые, светло-серые, массивные, пористо-кавернозные, участками сульфатизированные. Пропластки глинистых известняков встречаются редко и лишь на склонах гряд, тогда как вершины несут явные следы выветривания и циркуляции вод (кавернозность, трещиноватость). Наличие водорослей как неперенных рифостроителей и другой фауны, перечисленной выше, указывает на биогенный характер описываемых форм рельефа.

Вопрос о генезисе описываемых форм погребенного рельефа данной зоны весьма сложный. Можно уверенно сказать, что холмисто-грядовый рельеф по своей морфологии (преобладание поднятий, наличие замкнутых котловин и западин) явно не соответствует тектоническо-эрозионному или денудационному генезису. На сплошном поле карбонатов такие формы развиться бы не могли. В то же время замкнутые отрицательные формы (котловины, западины) характерны для деструктивных процессов типа карста и суффозии.

Несомненно, что широкое распространение органогенных известняков, присутствие рифостроителей указывают на развитие рифов. Интенсивные гипергенные изменения известняков свидетельствуют о близости нахождения описываемых образований к уровню моря и чистоте вод. Наличие редких тонких прослоек глинистых известняков не противоречит схеме формирования рифов, так как колебания уровня моря могут производить денудацию верхних частей рифов с отложением глинистых пропластков, тем более что источник глин располагался недалеко, после чего при повторном погружении риф вновь начинает расти. Гораздо важнее факты высокой пористости, кавернозности и трещиноватости известняков, свидетельствующие о фазах выведения последних из-под уровня моря и из-под уровня грунтовых вод, когда происходила свободная циркуляция выпадавших атмосферных осадков. Этому не препятствовало даже наличие тонких глинистых прослоек, поскольку они имели локальное распространение. Морфология и литология рассматриваемых образований не противоречат описаниям девонских рифов, приводимым В.В. Меннером для северо-востока Русской плиты [48], М.М. Грачевским и А.С. Кравчуком для Мирового океана, а также В.В. Макаловским для пермского Приуралья.

Разрез I-I к карте доманикового времени, проложенный в широтном направлении, пересекает разные элементы рельефа рифа, вершину, его склоны и глубокую впадину. "Рельефность" разреза четко подкрепляется особенностями литологического состава. Хотя глинистые прослойки присутствуют в строении рифов, но только рифы сложены пористыми и кавернозно-пористыми известняками и доломитами, существенно насыщены рифостроющей фауной. Другие элементы рельефа формировались на чистых известняках.

Еще более показателен меридиональный разрез к карте предворонежского времени, пересекающий рассматриваемую зону вкрест ее простираения, о чем говорится ниже.

Расположение рифовых форм на разных гипсометрических уровнях с колебаниями последних до 200 м вполне объяснимо общим опусканием территории и, по-видимому, локальными экологическими условиями. Одни рифы успевали нарастать вслед за погружением шельфа, другие не успевали. Последними формировались, по-видимому, рифы, увенчивающие биогермные гряды, т.е. имеющие наивысшие гипсометрические отметки. Не случайно они подверглись сильному выветриванию при выведении их из-под уровня моря.

## ПРЕДВОРОНЕЖСКОЕ ВРЕМЯ

(карта № 7)

Мендымский горизонт почти повсеместно на рассматриваемой территории представлен монотонной толщей переслаивающихся темно-серых и серых известняков в разной степени глинистых, алевролитистых, битуминозных и известковистых аргиллитов. Это указывает в целом на относительно глубоководные условия осадконакопления в то время в пределах шельфа. На большей части картируемой территории (северной и центральной) мощности отложений изменяются слабо.

Рельеф поверхности собственно мендымских отложений в этой зоне мало отличается от рельефа поверхности доманикового горизонта – та же волнистая равнина, лишь слегка более контрастная за счет несколько большего числа плоских котловин и небольших поднятий.

При внимательном рассмотрении расположения этих неровностей выделяется, хотя и слабо, своей равнинностью и наличием цепочки преимущественно мелких впадин будущая котловина Муханово-Ероховского прогиба. Если рассматривать их как обрамление будущей котловины, то восточный борт прогиба располагался, вероятно, далеко на востоке, в полосе профиля I-I (разрез 7а).

В разрезе франских отложений это обрамление, частично отделяющее Муханово-Ероховский прогиб от более глубокой восточной части шельфа, появляется впервые. Хотя оно и выделяется некоторой контрастностью погребенного рельефа, но представлено все же доманикоидными образованиями.

В целом контрастность палеорельефа нарастала в южном направлении и была унаследована от рельефа доманикового времени в основном за счет консервации биогенных форм, сохранившихся и при мендымской седиментации, и при последующих предворонежских деструктивных процессах.

В постдоманиковом и постмендымском время происходило значительное осушение территории Оренбуржья. О первом можно судить по вторичным изменениям известняков на всей закартированной территории по упомянутым выше признакам. В мендымское время осушению подверглась лишь южная часть территории и одним из проявлений эрозии и признаков континентального развития явилась Колганская впадина, выполненная континентальными отложениями. Кроме того, кровля мендым-

ских отложений в южных районах несет явные следы размыва. Локальный характер накопления отложений мендымской толщи в общем мало изменил структурный план доманика. Там, где эти отложения отсутствуют, сохранился доманиковый рельеф, погребавшийся уже в конце франского века, а где происходило его накопление, были сглажены склоны доманиковых гряд, уменьшились в размерах котловины, частично изменилась и конфигурация форм.

О сложном сочетании разновозрастных и различных генетических типов рельефа предворонежского времени можно судить по региональному геолого-палеогеоморфологическому разрезу I-I к карте № 6. Этот разрез пересекает южную зону вкрест ее простираения. Большая часть разреза и в доманике и в мендыме представлена депрессионной фацией – доманикитами. Это известняки кремнисто-битуминозно-глинистые, битуминозно-глинистые, аргиллиты известковистые. Они слагают зарифовую зону.

Риф представлен доломитизированными и кавернозно-пористыми известняками. В предрифовой зоне доманика залегают известняки глинистые и песчаники. Мендымские отложения отсутствуют, а под домаником залегают терригенная толща Колганской впадины.

В плане обеих карт биогеенные формы образуют единый массив из протяженных гряд, который можно назвать барьерным рифом.

Вершины рифовых гряд часто не перекрыты мендымскими отложениями, и образовавшуюся поверхность, сложенную разновозрастными отложениями, именуем предворонежской.

Таким образом, перечисленные изменения палеорельефа вряд ли можно отнести к категории принципиальных. Говоря иначе, мы вправе сделать вывод о едином погребенном доманиково-мендымском рельефе южной зоны Оренбуржья в основном как о биогеенном, лишь с некоторой незначительной моделировкой экзогенными процессами (седиментацией и эрозией).

#### ПРЕДФАМЕНСКОЕ ВРЕМЯ

Рельефы, созданные в течение воронежского, евлановского и ливенского времени, отличаются от описанного выше предворонежского в целом большей контрастностью.

В центральных районах нефтеносных земель Оренбуржья уже достаточно четко обособливалась котловина Муханово-Ероховского прогиба, ограничиваемая с севера, востока и юга изогипсой –100 м, обрамленная полукругом довольно глубоких котловин и достаточно высоких поднятий. Дно котловины было почти плоским – колебания отметок в его пределах не превышают 50 м (от –130 до –80), а разность отметок в полукольце обрамления достигает 250 м. Размеры основной котловины весьма значительны. Ее поперечник с севера на юг составляет свыше 100 км. Обрамляющие котловину полукруглые формы возникли еще в мендымское время, причем с явными признаками вторичных изменений в зоне гипергенеза – с наличием пористо-кавернозных карбонатов. Восточная часть котловины в последующее время прослеживается как весьма подвижная с преобладанием подня-

тий от мендыма до турне, что, вероятно, связано с активным поднятием Восточно-Оренбургского структурного выступа осадочного чехла и фундамента. При этом в палеорельефе выражалась почти вся группа доманиково-мендымских биогеенных поднятий.

#### ФАМЕНСКОЕ ВРЕМЯ

(карта № 8)

Севернее Муханово-Ероховского прогиба и далее, огибая его с востока и юга, в франском веке расстилалась обширная денудационная равнина, сформировавшаяся на пористо-кавернозных известняках. Характерной особенностью ее рельефа являются крупные (10×20, 15×30 км) плоскодонные котловины глубиной до 30 м. Днища котловин сложены теми же породами, что и окружающая их территория, это указывает на их денудационный генезис. О преобладающем денудационном генезисе равнины свидетельствуют и развитые в ее пределах останцы, обычно небольшие по площади (6×10 км), но многочисленные. К некоторым из них приурочены нефтяные залежи пласта Дф-II (Сокское, Пашкинское, Исайкинское, Ново-Федоровское, Ново-Ключевское и др.). В рельефе фаменского века была четко выражена и впадина Муханово-Ероховского прогиба. Ее почти плоское дно окаймлено горизонталью –300 м. В осевой части впадины оно осложнено небольшими западинами глубиной до 15–20 м. Дно впадины ограничено пологим широким склоном (до горизонтали –200 м), переходящим в крутой склон (до 100 м), за которым располагается цепь куполовидных или эллипсоидных поднятий с относительными высотами до 100–150 м.

Основанием дна впадины служат глинисто-битуминозные известняки. Окружающие ее холмы сложены чистыми известняками, иногда с прослоями глин, или кавернозно-пористыми. Они не только наследуют предфаменские рифы, но и значительно превышают их по высоте.

Контрастность рельефа фамена в целом в сравнении с предфаменским рельефом существенно возросла, и не только в пределах Муханово-Ероховской впадины и ее холмистого обрамления, но и восточнее.

В южной части Оренбуржья от доманиково-мендымских рифовых поднятий сохранились лишь некоторые. Большинство из них в связи с мощным осадконакоплением было преобразовано в равнинный рельеф.

#### ЗАВОЛЖСКОЕ ВРЕМЯ

(карта № 9)

Рельеф кровли заволжских отложений в общем аналогичен таковому фаменских. Однако имеются и отличия. Так, несколько сократилось плоское днище Муханово-Ероховской впадины. Окаймляющие ее борта, особенно северный, стали значительно круче. Произошло и некоторое общее увеличение высот холмистого рельефа до относительных отметок 100–170 м.

Увеличение общей контрастности рельефа произошло за счет некомпенсированности погружения осадконакопления, с одной стороны, и за счет роста рифов – с другой, поскольку дно впадины, как и во всех предыдущих рассмотренных случаях, сложено глинисто-битуминозными породами дома-



никовой фации. В то же время на всех поднятиях обрамления развиты пористо-кавернозные известняки, испытавшие воздействие процессов гипергенеза.

В южной полосе Оренбуржья происходило почти полное расформирование, т.е. захоронение, доманико-мендымских рельефов с образованием равнин, на фоне которых выделяется ряд западин и невысоких поднятий. Лишь в юго-западной части сохранилось крупное поднятие, представляющее собой не захороненный в заволжское время одиночный массив доманикового барьерного рифа.

#### ТУРНЕЙСКОЕ ВРЕМЯ

(карта № 10)

В данный век произошла некоторая "потеря" общей контрастности рельефа, существовавшего в заволжское время. Преобладали преимущественно пологие денудационные равнины с множеством мелких западин и котловин.

Денудационная равнина в северной зоне сформировалась на известняках, претерпевших гипергенные преобразования. Не случайно и локальные отрицательные формы по размерам явно преобладают над положительными. Это не что иное, как карстово-суффозионные формы. Между ними много очень мелких, не выражающихся в масштабе карты 1 : 1 000 000, положительных форм, и почти с каждой из них связано месторождение нефти.

Высокое положение турнейская равнина сохраняла довольно длительное время. Однако условий для наращивания фаменско-заволжских рифовых построек не было, и формирование новых рифов сместилось внутрь котловины; они как бы "прижались" к бортовому фаменско-заволжскому уступу, выбрав место на его склоне.

В выработке днища котловины Муханово-Ероховского прогиба и в формировании окружающей ее более обширной зоны рельефа принимала участие эрозия. Пористо-кавернозные известняки наблюдаются даже на днище котловины. Следовательно, и оно поднималось не только над уровнем моря, но и над уровнем подземных вод.

Однако к югу и юго-востоку от котловины развиты более глинистые известняки. Очевидно, привнос терригенного материала в мелководный бассейн был с юго-востока.

Рифовые формы, развившиеся во внутренней зоне Муханово-Ероховской впадины, имеют меньшие размеры как по площади, так и по высоте. Они сложены массивными известняками и доломитами, иногда кавернозно-пористыми. Последнее было обусловлено вторичным изменением литологического состава пород. Это следует из особенностей строения известняков в рифовой зоне и за ее пределами. В первом случае – известняки пористо-кавернозные. За пределами Муханово-Ероховского прогиба они в основном глинистые, причем в малевско-упинском горизонте к тому же еще и кремнисто-битуминозные и лишь в верхних – кизеловских слоях более чистые, доломитизированные.

Формирование рифов происходило при более низком положении уровня моря и при более стабильных тектонических условиях, когда на турнейском шельфе установился типичный платформенный режим.

### 3.4. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА В ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЕ- РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОЕ ВРЕМЯ

Общий процесс развития погребенного рельефа юго-востока Русской плиты начался задолго до формирования осадочного чехла. Он был связан с пенепленизацией горных областей в позднепротерозойское и поствендское время и с длительным субэральным развитием в первой половине палеозоя, протекавшим на фоне общих медленных поднятий.

В результате глобальной пенепленизации рельефа в додевонское время возникла исходная денудационная равнина с присущими ей эрозионными формами разных порядков как единая поверхность, сформированная на кристаллических породах архея и осадочных неметаморфизованных или слабометаморфизованных породах позднего протерозоя.

С тех времен в современном погребенном рельефе исходной денудационной равнины (рифейского пенеплена) сохранились следующие типичные формы: авлакогены или грабен-прогибы, бывшие межгорные впадины с типичными для таких понижений грубыми отложениями; останцы селективной денудации; узкие вытянутые гряды, связанные с антиклинальными складками карельской серии фундамента; зоны разломов, выполненные линейной корой выветривания; мелкие ложбины сток-делли.

В последующем поверхность пенеплена была сильно деформирована вертикальными тектоническими движениями и активным развитием денудации в додевонское время. В результате в его пределах образовалось множество новых антиклинальных гряд и синклинальных впадин, массивных приподнятых блоков рельефа, ограниченных разломами, была значительно сдунудирована и основная поверхность пенеплена с частичным размывом кор выветривания. Основной период всех этих преобразований рифейского пенеплена – додевонский.

В восточной части территории рифейский пенеплен подвергся тектоническим деформациям несколько раньше, в связи с вендским орогенезом. Образовавшиеся горы были пенепленизированы в поствендское время. Оба пенеплена западнее слились в единый, который и просуществовал до раннего девона на востоке и до фамена на западе.

Таким образом, общее время континентального развития территории продолжалось на востоке порядка 200 млн лет (с конца венда до начала эмского времени), а на западе свыше 500 млн лет (с леонидовского времени до начала фамена).

Период относительного тектонического покоя, который имел место при непосредственном образовании пенеплена (тектоника уравнивалась денудацией), был короче и закончился уже в раннедевонское время. В то время проявлялась так называемая платформенная складчатость с образованием протяженных пологих складок, выразившихся в рельефе и поэтому денудированных в первую очередь, происходили плоскостной смыв части коры выветривания и ее перераспределение в зоны синклиналей, образовывались ложбины стока, а в осевых зонах антиклиналей формировались останцы селективной денудации. Практически все формы рельефа пенеплена, перечисленные выше, будучи погребенными породами чехла платформенные, были способны образовать ловушки нефти и газа (см. гл. 4).

В эмское время раннего девона закончился этап медленного восходящего развития территории. Он сменился этапом тектонической активизации при преимущественном прогибании, многократным развитием трансгрессий и накоплением мощного осадочного чехла.

Начальный этап тектонической активизации (эмское время) достигал максимума в ардатовское и пашийское время, и затем, ослабевая, активизация существенно понизилась в конце цикла накопления терригенных отложений. Этот процесс протекал неоднократно в региональном плане. Наиболее подвижными участками территории были южная часть, где начиная с раннего девона формировался эрозионно-тектонический желоб, и юго-восточная, примыкавшая к области каледонско-герцинской геосинклинали, тогда как северная часть Оренбургской и Самарской областей оставалась относительно стабильной, лишь на западе в условиях длительно существовавшей суши происходил тектонический подъем.

Ранне- и среднедевонская трансгрессии протекали пульсационно с приостановками и частичными регрессиями. В это время развивалась эрозия, формировались речные долины и террасы, а площадная денудация создавала поверхности незавершенного выравнивания, последние – из-за установления континентальных условий. Из сопоставления разрезов к палеогеоморфологическим картам для эмско-бийского и воробьевского времени четко виден процесс нарастания контрастности рельефа суши и дна бийского моря. В частности, это следует из разницы высот пенеппена. В первом случае он имеет высоту 50 м (Колыванская гряда около 70 м), во втором – до 160–200 м.

При продвижении трансгрессии в глубь суши из-за равнинности рельефа береговые линии образовывали глубокие заливы – лиманы. На суше в прибрежной полосе формировались абразионно-денудационные равнины, а в морском прибрежье, вероятно, развивались аккумулятивные формы – бары, конусы выноса, отмели.

Наиболее интенсивное развитие эрозионные процессы получили в ардатовское время, в период максимума тектонической активизации. И хотя погружение шло почти непрерывно с большой скоростью, отставание в погружении одних участков от других создавало некоторые градиенты высот, что и способствовало развитию эрозии. Как происходило расчленение палеоповерхности в то время, можно видеть из прогнозной палеогеоморфологической карты ардатовского времени (см. карту № 13).

Кратковременное, но интенсивное поднятие в пашийское время привело к глубокой эрозии муллинских отложений с образованием многочисленных долин и эрозионных останцов в южной части территории. Перекрытие этого рельефа осадками пашийского, а затем тиманского возраста способствовало захоронению многих элементов эрозионного рельефа.

Весьма своеобразным объектом палеогеоморфологического анализа является расположенный на юге территории широтный эрозионно-тектонический желоб. Он не только испытал наибольшее погружение в девоне, но, будучи ограниченным с юга системой разломов, подвергся колебательным движениям, предопределяющим неоднократную ингрессию и регрессию морских вод вдоль желоба, а также накопление отложений в регрессивные фазы. Все это способствовало переслаиванию морских и континен-

тальных отложений, а в конечном итоге – формированию хороших пород-коллекторов и покрышек.

Терригенными отложениями уже в воробьевское время были захоронены мелкие останцы и другие экзогенные формы. Более высокие останцы и гряды, расположенные в западной части территории, погребались под ардатовскими, муллинскими, пашийскими и тиманскими отложениями, а также под карбонатными осадками верхнего девона.

Об особенностях рельефообразования в процессе карбонатного осадконакопления говорилось выше. Здесь подчеркнем, что многие годы считалось, будто бы мощные толщи карбонатов могли образоваться только в едином бассейне и без перерывов в осадконакоплении, поскольку в строении таких толщ отсутствуют базальные слои из терригенных отложений.

В поисковой практике отмечается наличие песчаников, алевролитов в качестве примесей к карбонатам в тех случаях, когда карбонатная толща располагается близко к некарбонатной суше. Но и частичные регрессии моря бывали на участках, весьма отдаленных от такой суши. В этом случае базальный горизонт будет представлен также карбонатным материалом. Из этого следует, что перерывы в осадконакоплении карбонатных толщ могут быть фиксированы по каким-то другим показателям, например по брекчированию, степени выветрелости карбонатных пород, усилению их пористости, появлению кавернозности, окислению примесей и др.

Как показано выше, на юго-востоке Русской плиты карбонатное осадконакопление происходило со многими перерывами. При этом карбонатные толщи вывелись довольно высоко над уровнем моря, о чем можно судить по степени усиления выветривания слоев от нижних к верхним.

При карбонатном осадконакоплении происходили еще и накопления так называемых доманикитов – глинистых и битуминозных карбонатов, и надстройка (рост) рифовых массивов, последние в интервале глубин до 50 м. Недокомпенсация погружения дна моря в первом случае происходила без рифостроителей, и даже там, где они не успевали создавать свои постройки вслед за погружением дна. Вероятно, поэтому рельеф доманикового времени обладал весьма сложными чертами строения. На большей части территории, сложенной доманикитами, расстилается равнина на глубинах свыше 200 м, а в южной части виден широтный барьерный риф со многими уровнями рифовых массивов (см. карту № 6).

В процессе мендымского осадконакопления, которое протекало в основном по типу образования доманикитовых толщ, под осадками были погребены сплошь доманиковая равнина и частично склоны барьерного рифа, исключая высокие рифовые постройки. В то же время начал оформляться северный борт Муханово-Ероховского прогиба в виде образования мелких положительных и отрицательных элементов рельефа, развитых на карбонатных отложениях.

В воронежско-евлановско-ливенское время происходили захоронение широтного барьерного рифа и оформление Муханово-Ероховского прогиба в виде образования полукольцевидного понижения. В фаменское время этот прогиб принял форму, близкую к современной.

В конце фамена (заволжское время) происходило наращивание рифовых построек. Днище Муханово-Ероховской впадины погрузилось еще больше, равно как и окружающая денудационная равнина. С закрытием

Уральского палеоокеана в турнейское время в условиях эпиконтинентального моря и, по-видимому, менее благоприятных экологических условий рифы стали развиваться на склонах фаменского возраста.

Все формы рельефа Муханово-Ероховской впадины в турнейское время выводились из-под уровня моря. Об этом свидетельствует выветрелость верхних слоев доманикитов в центральной части впадины. Именно в момент осушения всей территории впадины в турне ее центральная часть подверглась наиболее интенсивной эрозионной обработке. Захоронение впадины произошло под осадками нижнего и среднего визе.

Устанавливается общая цикличность формирования погребенных рельефов на протяжении всего позднепротерозойского–раннекаменноугольного этапа, выражающаяся прежде всего в региональной смене периодов образования выровненного и контрастного рельефов, которая происходила в тесной связи с общим изменением режима тектонической активизации.

Эта закономерность хорошо проявляется при сопоставлении общего хода рельефообразования на протяжении нескольких тектонических этапов, что нами показано в других работах [16, 38]. Здесь заметим, что на каждом этапе цикличность рельефообразования начиналась с нарастания общей контрастности экзогенных форм рельефа, которая затем уменьшалась по мере завершения цикла тектонического поднятия.

Заметна и более кратковременная цикличность рельефообразования, которая выражена в разрезе осадочного чехла в основном сменяемостью форм рельефа различного генезиса: эрозионная поверхность на новом этапе развития палеорельефа переходила в абразионную, а затем в аккумулятивную и т.д.

Каждому такому циклу был свойствен свой набор форм рельефа. С эрозионными региональными поверхностями связаны погребенные долины рек и временных водотоков, речные террасы, рукавообразные аллювиальные тела, холмы на междуречьях, карстовые поля и др.; с полигенетическими – равнины на разновозрастном основании, денудационные останцы, береговые валы озер и морского побережья; с седиментационными – пластовые равнины с отдельными формами морской аккумуляции и абразии.

Консервация форм происходила во все фазы того или иного цикла, завершалась преимущественно в последнюю фазу или в последующие циклы.

Рассматриваемый временной отрезок охватывает три тектонических этапа, из них последний – герцинский – лишь частично, а два первых – байкальский и каледонский – весьма скудно представлены относящимися к ним осадками. В связи с этим единую закономерность, подобную той, которая выявляется при сравнении герцинского и новейшего этапов, установить трудно, но фрагментарно она просматривается в двух пенепленизациях после карельского и байкальского орогенезов, в двух циклах рельефообразования в герцинский этап. Первый из них начался с тектонической активизации в эмское время: происходили ступенчатое эрозионно-денудационное и абразионное расчленение совмещенного (рифейско-додевонского) пенеплена с увеличением контрастности рельефов вплоть до пашийского времени и параллельное седиментационное выравнивание рельефа с захоронением его форм к концу нижнего франа на территории Оренбуржья и к концу верхнего франа в Самарской области.

Второй цикл начался с саргаевско-доманиковского времени, проявился в быстром погружении всего региона, образовании контрастных, преимущественно биогенных рельефов сначала на юге Оренбургской области (широтный барьерный риф), а с воронежского времени – крупного рифогенного сооружения, именуемого почему-то Муханово-Ероховским прогибом. Понятие “прогиб” можно отнести только к осевой зоне, и то лишь морфологически, так как тектонического прогибания над осевой зоной не наблюдается. Есть центральная впадина, замкнутая с трех сторон в Оренбургской области, и от нее отходит на северо-запад корытообразное понижение. В целом же, вместе с рифогенным обрамлением, это – крупное многокупольное положительное сооружение рельефа из двух параллельных гряд, разделенных понижением седиментационного происхождения при участии турнейской и ранневизейской эрозии. Максимум контрастности рельефа был достигнут к концу фамена, а его полное захоронение произошло в визейском веке.

В заключение следует подчеркнуть, что при многократно отмечавшейся дифференцированности тектонических движений, влиявших на проявления экзогенных процессов, в регионе преобладали все же общие движения (погружения, поднятия), охватывавшие как минимум всю Волжско-Камскую антеклизу, а может быть, и всю Русскую плиту. Именно эти общие движения приводили к созданию контрастных рельефов и погребению их во всем регионе.

## НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА, СВЯЗАННЫХ С ПОГРЕБЕННЫМИ РЕЛЬЕФАМИ

### 4.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОРЕНБУРГСКОЙ И САМАРСКОЙ ОБЛАСТЕЙ

Обе административные области входят в Волго-Уральскую нефтегазодносную провинцию.

Продуктивную часть разреза осадочного чехла провинции, в том числе и обеих областей, принято подразделять на восемь литолого-стратиграфических нефтегазодносных комплексов:

- I – девонский (эйфельско-нижнефранский) терригенный;
- II – верхнедевонско-нижнекаменноугольный (доманиково-кизеловский) карбонатный;
- III – нижнекаменноугольный (елховско-тульский) терригенный;
- IV – нижнекаменноугольно-среднекаменноугольный (окско-башкирский) карбонатный;
- V – среднекаменноугольный (верейский) карбонатно-терригенный;
- VI – каширско-подольско-мячковско-верхнекаменноугольный карбонатный;
- VII – нижнепермский карбонатный;
- VIII – верхнепермский карбонатно-терригенный.

Из приведенного перечня видно, что в разрезе продуктивной части осадочного чехла происходит чередование терригенных и карбонатных комплексов, из них терригенных – 2, карбонатно-терригенных – 2 и карбонатных – 4. В них содержится 60 продуктивных пластов.

Девонский (эйфельско-нижнефранский) терригенный комплекс с востока на запад уменьшается в мощности в связи с региональным выклиниванием горизонтов последовательно, начиная с более древних к молодым, и на вершине Жигулевского свода в зоне развития крупнохолмистого рельефа терригенные отложения отсутствуют. Соответственно выклиниваются пласты-коллекторы эйфельского яруса (Д-V и Д-V'), живетского (Д-IV, Д-III) и пашийского (Д-II и Д-I) горизонтов.

Нефтедержущие пласты сложены в основном грубозернистыми кварцевыми песчаниками в нижней части комплекса и тонкозернистыми хорошо отсортированными, обладающими высокими коллекторскими свойствами в верхней части. Они разделены глинистыми или глинисто-карбонатными покрывками, обеспечивающими сохранность залежей нефти.

Карбонатный доманиково-кизеловский комплекс сложен чередующимися прослоями плотных пластов-покрывок и менее плотных, пористых и проницаемых пластов-коллекторов. Они представлены известняками, час-

то глинистыми, участками доломитизированными, битуминозными и окремнелыми.

Нефтяные залежи в терригенном комплексе содержатся во всех пластах-коллекторах, во II комплексе – в доманиковых, воронежских, фаменских и турнейских отложениях.

I девонский (эйфельско-нижнефранский) нефтегазодносный комплекс на территории Оренбургской области – карбонатно-терригенный. Его отложения продуктивны практически на всей платформенной части области. Продуктивными являются песчаники пашийского (пласты До, ДI), ардатовского (пласт ДIII), воробьевского (пласт ДIV) горизонтов, карбонатные отложения клинцовских и мосоловских горизонтов (ДV). Мощность комплекса изменяется от 180 м на севере до 600 м и более на юге.

Франско-турнейский карбонатный комплекс сложен известняками многих разновидностей, доломитами, мергелями. Известняки прослоями пористые, кавернозные, трещиноватые, т.е. нефтегазопроницаемые, а прослоями – массивные. Однако по латерали изменчивость этих показателей весьма высокая. Мощность карбонатной площади изменчива в связи с наличием внутрiformационных Муханово-Ероховского и Усть-Черемшанского (в Самарской области) прогибов Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП). Наличие осадков депрессионного типа накопления – доманикитов, слагающих осевые зоны или центральные впадины прогибов, а в более древних горизонтах (доманиковый, мендымский) огромные площади исследуемой территории, а также наличие рифовых сооружений (в том числе не относящихся к ККСП) приводят к контрастности рельефа и большой изменчивости толщины горизонтов.

Нефтегазодносность комплекса связана с пористыми, кавернозными, трещиноватыми карбонатами в доманиковом и воронежском горизонтах, фаменском и турнейском ярусах.

Ниже детально рассматриваются вопросы нефтегазодносности по первым двум комплексам осадочного чехла для Оренбургской области и по отложениям, перекрывающим пенеплен на территории Самарской области.

### 4.2. ПЛАСТЫ-КОЛЛЕКТОРЫ, ПОКРЫШКИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ\*

#### I НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

В основу синонимии пластов-коллекторов среднего девона положена укоренившаяся в Оренбургской области система индексов. Для обозначения пластов применяется римская цифра, указывающая на принадлежность к определенному стратиграфическому горизонту, и арабская, определяющая его место (сверху вниз) в этом горизонте.

В рассматриваемых отложениях установлены следующие пласты-коллекторы: пашийского горизонта – До, ДI-1, ДI-2, ардатовского горизонта – ДIII-1, ДIII-2, ДIII-3, воробьевского горизонта – ДIV-1, ДIV-2, ..., ДIV-5, верхнеэйфельского подъяруса (клинцовский, мосоловский, чернойарский го-

\* Подраздел написан В.К. Барановым.

ризонты) – ДV-1, ДV-2, ДV-3, бийского горизонта – Dbs-1, Dbs-2. Исключением в этом списке являются пласты бийского горизонта, которым следовало бы дать индексы ДVI-1 и ДVI-2, но они уже присвоены нижележащему пласту такатинского горизонта.

*Пласты-коллекторы бийского горизонта.* Терригенный пласт Dbs-2 является аналогом пласта ДV Самарской области. Он сложен в основном разноморфными, плохо отсортированными песчаниками и алевролитами. Нередко в песчаниках имеется примесь гравия и мелкой гальки. Песчаники отсортированные встречаются редко. Цемент в них поровый, контактный, редко базальный, по составу карбонатный, глинисто-карбонатный, кремнисто-глинистый. Алевролиты чаще всего разноморфные, песчано-глинистые битуминозные, с большим количеством растительного детрита.

Распространение пластов Dbs-2 ограничено северной частью Бузулукской впадины и южным склоном Южно-Татарского свода (см. карту № 11). Его отложения залегают здесь на породах кристаллического фундамента и перекрыты карбонатами бийского горизонта. На границах выклинивания мощность алевроито-песчаной пачки пласта уменьшается и замещается пачкой глинистых пород, которая прослеживается далее в основании бийской карбонатной толщи. В пределах южного склона Южно-Татарского свода при общей мощности 5–26 м эффективная мощность пласта составляет 2–11 м. В северной части Бузулукской впадины отложения пласта залегают во впадинах между выступами кристаллического фундамента и выклиниваются на их склонах. В целом территория распространения пласта здесь фиксируется в виде округлого залива с относительно узкой горловиной, раскрывающейся на запад в районе Могутовской площади. Общая мощность пласта составляет 7–40 м, а эффективная – 1–7 м. Песчаники развиты в основном в юго-западной части рассматриваемого района.

Коллекторские свойства пласта Dbs-2 изучены слабо. По единичным данным, Кпо (коэффициент пористости) составляет 9–14%, а Кпр (коэффициенты проницаемости) –  $(3-32) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

Карбонатный пласт коллектора Dbs-1 занимает весь объем карбонатной части бийского горизонта. Кавернозно-пористые прослои группируются в верхней и нижней ее частях. Отложения пластов представлены мощными толщами массивных известняков и доломитов, разделенных маломощными пачками переслаивающихся аргиллитов, мергелей, глинистых известняков. Массивные известняки представлены широким набором литологических типов – от пелитоморфно-микрозернистых и тонко-мелкозернистых до органогенно-детритовых, шламовых и крупнообломочных. Органогенный материал весьма различный – криноидный, коралловый, остракодовый, серпулевый, реже кониконхиевый, спикулевый, брахиоподовый.

Среди обломочных известняков залегают прослои биогермных строматопоровых, кораллово-строматопоровых, амфипорово-строматопоровых, водорослево-сгустковых разновидностей, а также прослои вторичных доломитов с реликтами биогермной структуры. Биогермные породы слагают маломощные тела в виде плоских биостромов или малоамплитудных (первые метры) биогермов. Прослои биогермных пород-коллекторов хорошо интерпретируются на диаграммах РК. Их толщина колеблется от единиц до 10–15 м. Площадное распространение обычно не превышает первых кило-

метров, некоторые прослои прослеживаются на десятки километров в виде непрерывных или прерывистых тел.

На юге территории пласт Dbs-1 согласно залегает на карбонатах койвенского горизонта нижнего девона. К северу от границы трансгрессивного выклинивания последних его подстилают различные отложения. В пределах Восточно-Оренбургского структурного выступа это терригенные породы такатинского горизонта, в северной части Бузулукской впадины – терригенные отложения пластов Dbs-2 или породы кристаллического фундамента, на южном склоне Южно-Татарского свода – терригенные осадки такатинского горизонта или пласта Dbs-2.

На большей части области отложения пластов Dbs-1 представлены плотными карбонатами. Кавернозно-поровые биогермные разности среди них встречаются в основном в южных районах. В пределах южного погружения Бузулукской впадины они установлены в центральной и северо-восточной частях. Довольно значительная зона фиксируется в районе Давыдовской площади. Эффективная мощность пласта здесь составляет 2–15 м. В районе Ольховской и Смоляной площадей пористо-кавернозные коллекторы встречаются в узких меридионально ориентированных зонах. Эффективные мощности здесь достигают 3–4 м.

Максимальное развитие биогермные коллекторы имеют в южной части Восточно-Оренбургского структурного выступа. Здесь коллекторы отсутствуют лишь на локальных участках. Эффективные толщины колеблются в пределах 2–15 м. Прослои пород-коллекторов имеют толщину от долей метра до 5–7 м. Четкой закономерности в распределении по разрезу и по площади они не имеют. В северо-восточной части выступа породы-коллекторы пластов Dbs-1 встречаются редко на локальных участках северо-восточного простирания. Эффективные толщины составляют 1–2 м.

Коллекторские свойства пласта Dbs-1 изучены по единичным образцам. Открытая пористость составляет 6–14% (с учетом каверновой составляющей достигает 19%), а проницаемость –  $(5-45) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

*Пласты-коллекторы верхнеэфельского подъяруса.* Терригенный пласт ДV-3 приурочен к основанию горизонта. В соседних районах Самарской области его индексируют как пласт ДV. Он сложен разноморфными плохо отсортированными песчаниками и алевролитами, аналогичными таковым пласта Dbs-2. Распространение пластов ограничено западными районами области (см. карту № 11). Его отложения залегают на карбонатах бийского горизонта, а в пределах выступов кристаллического фундамента – на его образованиях. Перекрыты они карбонатными породами верхнего эфеля. В северной части Бузулукской впадины и в южной части Южно-Татарского свода отмечаются выступы фундамента, где осадки пласта выклиниваются (районы Тананькской, Савельевской, Городецкой, Редкодубовской, Наумовской площадей).

На восточной границе выклинивания пластов ДV-3, где он сложен преимущественно алевролитами с прослоями аргиллитов, происходит постепенное уменьшение его мощности и содержания алевролитов. За пределами границы выклинивания пласт замещен маломощной пачкой глинистых пород, которая прослеживается в восточных районах в основании карбонатной толщи афонинского горизонта.

В пределах южного погружения Бузулукской впадины пласт прослеживается в районе Гаршинского и Росташинского месторождений, где он залегает в базальной пачке верхнего эйфеля, представленной переслаиванием аргиллитов, мергелей и глинистых известняков. В южном направлении происходит постепенное уменьшение зернистости песчано-алевритовых пород и их мощности. На Гаршинском месторождении имеются прослои песчаников, на Росташинском – только маломощные прослои алевролитов, а на Зайкинском нет ни тех ни других.

Песчаные прослои в пласте ДV-3 отмечаются в западной части области его распространения. Общая его мощность здесь составляет 9–35 м, а эффективная толщина колеблется от долей метра до 11 м. На склонах останцов фундамента и та и другая сокращаются до 0. В восточной части, где пласт сложен алевролитами, его мощность составляет 5–17 м.

Коллекторские свойства пласта изучены по единичным образцам. Кпо составляет 8–16%, а Кпр –  $(10-141) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

Карбонатные пласты ДV-1 и ДV-2 являются составными частями карбонатной толщи верхнеэйфельского подъяруса. Они залегают соответственно в ее верхней и нижней частях. В пределах южного погружения Бузулукской впадины пласты четко разделяются пачкой (3–9 м) переслаивающихся мергелей и глинистых известняков. К северу и востоку этот репер нередко уменьшается в мощности, а в ряде районов узнается с трудом. Отложения пластов представлены толщами массивных известняков и доломитов с прослоями биогермных кавернозно-пористых разностей, аналогичных таковым пласта Дbs-1.

Пласты ДV-1 и ДV-2 обладают индивидуальными чертами строения, а содержащиеся в них прослои пород-коллекторов – свои закономерности площадного распространения. Биогермные кавернозно-пористые породы в пласте ДV-1 встречаются на локальных участках и не имеют четкого положения в разрезе. В пласте ДV-2 они более выдержаны, а некоторые прослеживаются на десятки километров.

На юго-западе Бузулукской впадины зоны развития биогермных коллекторов пласта ДV-1 имеют вид узких полос северо-восточного или близкого к меридиональному простирания и установлены в пределах Вишневецкого, Зайкинского, Росташинского, Давыдовского месторождений и на Дружной площади. Эффективные мощности в них составляют 0,5–6 м, а в двух последних зонах достигают 12–17 м.

Зона развития коллекторов пласта ДV-2 охватывает весь район Зайкинской группы месторождений. Эффективные толщины здесь достигают 7–14 м и только в пределах Вишневецкой и Дружной площадей уменьшаются до 2–5 м. Большой район, где отсутствуют коллекторы, отмечается северо-западнее и западнее линии, огибающей Зоринское, Конновское и Гаршинское месторождения. С юго-востока и юга такая же линия выклинивания коллекторов огибает Вишневецкое, Зайкинское месторождения и Чаганскую площадь.

На северо-востоке Южного погружения Бузулукской впадины кавернозно-поровые коллекторы в пласте ДV-1 установлены на локальных участках Лебяжинского, Загорского месторождений и в районе скв. 23 (Веселовской), где эффективные мощности составляют 1–4,5 м. Пласт Д-2 имеет коллекторы на всей рассматриваемой территории, за исключением участка в районе скв. 411 (Ольховской) и 16 (Муромской).

В северной части БВ прослои биогермных коллекторов в пластах ДV-1 и ДV-2 встречаются на небольших изолированных участках, имеющих северо-восточное простирание для первого пласта и субширотное – для второго. Эффективные мощности на этих участках составляют 0,5–3 м, редко достигая 9 м.

На Восточно-Оренбургском структурном выступе кавернозно-поровые коллекторы установлены только в южной части. В пласте ДV-1 эффективные толщины достигают 2–3 м. Они локализируются в зонах субширотного простирания, расположенных в пределах Колганской, Ольшанской и Репинской площадей.

Пласт ДV-2 содержит более значительные прослои пород-коллекторов, которые распространены шире. Максимальные эффективные толщины установлены в районе площадей Землянской (6,5–15 м), Репинской и Колганской (5–8 м), Ольшанской (7–16 м), Смоляной (5–11 м). Относительно небольшие эффективные толщины (до 2–4 м) отмечаются на локальных участках Гавриловской и Успенской площадей.

По лабораторным данным, открытая пористость коллекторов пластов ДV-1 и ДV-2 соответственно составляет 6–11 и 6–22% (с учетом каверновой составляющей), а проницаемость –  $(8-56) \times 10^{-15}$  и  $(10-749) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

*Терригенные пласты-коллекторы воробьевского горизонта* являются составными частями его базальной песчано-алевритовой толщи. Последняя, как уже отмечалось, длительное время формировалась в Южно-Бузулукской палеовпадине и только в заключительный этап распространилась за ее пределы. Максимальные мощности толщи вскрыты скв. 101 (Долинной), скв. 63 и 113 (Кошинскими). В северо-западном, северном и северо-восточном направлениях мощности толщи существенно сокращаются. Дугообразная граница полного выклинивания толщи имеет сложную конфигурацию и образует два заливообразных выступа в районе скв. 166 (Тананыкской) и в районе Ольховского месторождения (см. карту № 12).

В наиболее полных разрезах в терригенной толще выделено 11 темциклитов, которые группируются в 5 пластов-коллекторов. Продуктивные коллекторы в них представлены прослоями песчаников. Алевролиты относятся к группам непродуктивных коллекторов и неколекторов. Среди песчаников преобладают светло-серые, существенно кварцевые мелкозернистые и разнозернистые разности. Последние представлены средне-мелкозернистыми, средне-крупнозернистыми и крупнозернистыми гравелитовыми типами. Редко встречаются тонкие прослои гравелитов.

По степени сортировки воробьевские песчаные породы являются переходными от нижележащих к ардатовским и пашийским. Даже в наиболее отсортированных разностях мелкозернистых песчаников содержится существенное количество средне- и крупнозернистой фракций. Нередко в песчаниках ни одна из фракций не достигает 50%. Тем не менее суммарное содержание псаммитовых зерен высокое (82–98%), что определяет их неплохие коллекторские свойства. Содержание цементирующего глинисто-мелкоалевритового материала в них низкое, а примесь карбонатов редко превышает 1%.

Анализ площадного распространения отложений пластов и их эффективных толщин проведен только для трех верхних. По остальным объектам имеются пока единичные данные.

Пласт ДІV-3 имеет минимальную площадь распространения. Граница его трансгрессивного выклинивания проходит по восточной части Вишневого месторождения, по южной окраине Зайкинского и южнее Давыдовского. Песчаные прослои в пласте встречены в единичных разрезах Вишневого, Зайкинского, Долинного месторождений и в скв. 556 (Мирошкинской). Эффективная толщина составляет 1–2 м.

Пласт ДІV-2 распространен шире. Граница его выклинивания намечается южнее и восточнее Черниговской площади и севернее скв. 30 (Новокостинской) (Самарская область), огибает с севера Конновское и Росташинское месторождения и с северо-востока Давыдовское. Далее она простирается на восток южнее скв. 51 (Дружной). Прослои песчаных коллекторов распространены в зоне широтного простирания, которая охватывает территории Зайкинского, Конновского, Росташинского, Давыдовского месторождений и район скв. 101 (Долинной). Эффективная толщина пластов колеблется в пределах 0,5–3 м, редко достигая 5–8 м.

Продуктивный пласт ДІV-1 распространен почти на всей территории Южного погружения Бузулукской впадины и почти везде содержит прослои песчаных коллекторов. Исключение составляют участки в районе скв. 13 (Давыдовской)–скв. 51 (Дружной) и в северной части Гаршинского месторождения. Эффективные мощности пласта обычно составляют 1–5 м. Максимальные их значения (7–14 м) отмечаются на локальных участках Вишневого, Зайкинского, Конновского, Росташинского, Давыдовского и Пролетарского месторождений.

За пределами южного погружения Бузулукской впадины пласт ДІV-1 распространен в ряде районов Бузулукской впадины и Южно-Татарского свода (ЮТС). Локальная изолированная зона отмечается в районе Смоляного месторождения. Эффективная мощность пласта составляет здесь 0,5–2 м. В западной части Бузулукской впадины намечаются три участка распространения пласта ДІV-1, приуроченные к районам Тананыкской, Староалександровской и Городецко-Пилюгинской площадями. Эффективные мощности здесь невелики (0,5–1 м) и редко достигают 3–4 м. Аналогичный участок имеется в юго-западной части ЮТС, в районе Садкинской площади.

Обширный район распространения пласта ДІV-1, достигающего здесь мощности 15–20 м, фиксируется на севере области, на границе Шалтинской и Исайкинской площадей. Эффективные мощности здесь колеблются в пределах 2–13 м.

По лабораторным данным, открытая пористость пластов ДІV-2 и ДІV-3 соответственно составляет 8–14 и 9%, а проницаемость –  $(10-894) \times 10^{-15}$  и  $12 \times 10^{-15}$  м<sup>2</sup> (одно определение). Коллекторские свойства пластов ДІV-1 изучены лучше. В районе Зайкинской группы месторождений они имеют следующие значения: Кпо – 8,5–19%; Кпр –  $(11-895) \times 10^{-15}$  м<sup>2</sup>. В районе Ольховского и Пойменного месторождений Кпо составляет 6–19,5%, а Кпр –  $(9-729) \times 10^{-15}$  м<sup>2</sup>. В северной части области (Шалтинская, Исайкинская площади) Кпо изменяется в пределах 7–12%, а Кпр –  $(16-62) \times 10^{-15}$  м<sup>2</sup>.

Терригенные пласты-коллекторы ардаповского горизонта являются составными частями его нижней песчано-алевролитовой толщи. Они отличаются лучшей сортировкой и более мелкозернистым составом песчаных пород. Породы-коллекторы представлены песчаниками мелкозернистыми,

реже средне-мелкозернистыми и алевролитами крупнозернистыми песчаными с хорошей и средней сортировкой кластики, преимущественно кварцевого состава. Состав цемента глинистый или известково-глинистый.

Терригенная толща достигает максимальной мощности на Южном погружении Бузулукской впадины и имеет сложную картину распределения по площади (см. карту № 13).

Она залегает на отложениях воробьевской глинистой пачки с четким литолого-стратиграфическим несогласием, выраженным обратным соотношением мощностей. Определяющими палеоплан элементами являются палеовпадины на Южном погружении Бузулукской впадины, очерченные изопакитой 40 м, и разделяющий их палеовал. Последний раскрывается в сторону обширной приподнятой территории в пределах Восточно-Оренбургского структурного выступа и примыкающих районов северной части Бузулукской впадины, где мощность терригенной толщи сокращается до 10 м и менее.

Нижний пласт ДІІІ-3 установлен только в палеовпадинах южной части ЮПБВ. Границы его выклинивания трассируются на их склонах изопакитами 30–35 м. Эффективная толщина пласта не превышает 1–2,5 м и только на Давыдовской площади достигает 4 м.

Пласт ДІІІ-2 распространен значительно шире. Его отложения отсутствуют лишь на обширной приподнятой территории Восточно-Оренбургского структурного выступа и примыкающих районов северной части Бузулукской впадины.

Песчаные прослои в пласте ДІІІ-2 максимально развиты на юго-западе ЮПБВ. Здесь выделяется обширная зона широтного простирания, которая охватывает Зайкинское, Росташинское, Давыдовское, Гаршинское и Пролетарское месторождения. Эффективная толщина колеблется от долей метра до 10 м. Небольшая зона песчаных коллекторов установлена на Вишневском месторождении, где их эффективная мощность изменяется от 1 до 13 м.

В северо-восточной части Южного погружения Бузулукской впадины прослои песчаников в пласте ДІІІ-2 отмечаются в районе Загорского, Пойменного, Ольховского месторождений и в районе скв. 1 Войковской. Эффективные мощности в них колеблются от 0,5 до 8 м. Зоны развития коллекторов имеют северо-восточное простирание.

Аналогичное простирание имеют зоны распространения песчаных коллекторов пластов ДІІІ-2 в северной части БВ. Они фиксируются в районе скв. 1 (Старотепловской)–21 (Новоселовской), скв. 2 и 6 (Колтубанских), скв. 50 (Городецкой)–18 (Пилюгинской), Эффективные мощности изменяются от 1–2 м на юге этой территории до 5–6 м на севере.

В пределах ЮТС песчаные коллекторы пластов ДІІІ-2 известны на юго-западе, в районе Красноярской и Журавлевско-Степановской площадей. Эффективные мощности составляют 0,5–6 м. Небольшая зона коллекторов (эффективные толщины 1–2 м) установлена в районе Сокской площади.

Пласт ДІІІ-1 распространен повсеместно. Однако песчаные коллекторы в нем развиты локально, большей частью в виде узких, различной протяженности зон широтного или близкого к нему простирания.

В пределах Южного погружения Бузулукской впадины песчаные коллекторы в пласте ДІІІ-1 развиты менее широко, чем в пласте ДІІІ-2. Они из-

вестны на небольших участках на Вишневском, Зоринском, Зайкинском, Росташинском, Гаршинском, Пролетарском, Загорском, Пойменном, Ольшанском месторождениях и в районе скв. 556 (Мирошкинской), скв. 101 (Долинной). Эффективные толщины составляют 1–3 м, редко достигая 7–9 м.

В северной части впадины полосовидный характер зон распространения коллекторов проявлен особенно резко. Они имеют северо-восточное простирание, которое на границе с Восточно-Оренбургским структурным выступом меняется на широтное. Такие зоны установлены в районе Пронькинского месторождения, скв. 36 (Алдаркинской)–21 (Новоселовской), скв. 103 (Могутовской) и скв. 88 (Осиповской), скв. 402 (Редкодубовской). Эффективные мощности в них колеблются от 0,5 до 6 м.

На южном склоне Татарского свода зоны коллекторов пласта ДШ-1 имеют широтное и близкое к нему простирание. Исключение – юго-запад территории, где они не имеют четкой ориентировки. Наиболее протяженными являются зоны в районе скв. 121 (Красноярской)–24 (Воскресенской), скв. 97 (Журавлевско-Степановской)–61 (Исайкинской)–130 (Сокской)–6 (Шалтинской), скв. 58 (Ефремово-Зыковской)–160 (Пономаревской), скв. 728, 570 (Абдулинских). Эффективные мощности пласта составляют 0,5–9 м.

В пределах Восточно-Оренбургского структурного выступа зоны песчаных коллекторов имеют в основном широтное простирание. В южной части они относительно узкие и непротяженные. Такие зоны установлены в районе Донецкого, Сыртовского, Кариновского, Колганского, Золотовского месторождений, Дачной, Ольшанской, Владимирской площадей. Единственная протяженная зона коллекторов трассируется из южного погружения Бузулукской впадины через скв. 370 (Малороссийскую) и 380 (Хортицкую). Эффективные мощности пласта колеблются в пределах 1–4 м.

В северной части структурного выступа пласт ДШ-1 изучен наиболее полно. Отложения его имеют довольно резкие колебания мощности. На общем фоне 3–10 м отмечаются толщины до 15–22 м. Они фиксируют эрозионные впадины субширотного и широтного простирания. Наиболее крупные из них установлены в районе Зобовского, Алябьевского, Бесединского, Елгинского, Родниковского, Николаевского и Олимпийского месторождений. Во впадинах отмечается размыв верхних частей воробьевских глин. Дефицит их мощности в результате эрозии достигает 8–10 м.

Песчаные коллекторы пласта ДШ-1 в рассматриваемых районах ВОСВ приурочены к зонам широтного простирания. Максимальные эффективные толщины (6–10 м) установлены в эрозионных палеодолинах. Вне их пределов значения составляют 0,5–3 м.

Коллекторские свойства пластов изучены неравномерно. Менее изучен пласт ДШ-3. По имеющимся лабораторным данным, песчаные коллекторы в нем имеют Кпо–9–14%, Кпр –  $(12–152) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

Пласт ДШ-2 в различных частях территории имеет близкие коллекторские свойства. В пределах южного склона Татарского свода песчаники имеют: Кпо – 13–18%, Кпр –  $(22–291) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ . В северной части БВ и на ЮПБВ эти показатели соответственно равны 11–14 и 9–15%,  $(14–72) \times 10^{-5}$  и  $(12–152) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

Пласт ДШ-1 имеет следующие показатели по тектоническим элементам: Южно-Татарский свод: Кпо – 10–18%, Кпр –  $(9–135) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ; северная часть Бузулукской впадины: Кпо – 9–13%, Кпр –  $(10–92) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ; Южное погружение впадины: Кпо – 9–20%, Кпр –  $(10,5–555) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ; Восточно-Оренбургский структурный выступ: Кпо – 9–20%, Кпр –  $(10–701) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

Терригенные пласты-коллекторы пашийского горизонта составляют его алеврито-песчаную толщу, которая в пределах области имеет весьма переменную мощность (от единиц метров до 95 м). Пласты-коллекторы До, ДІ-1, ДІ-2 в Самарской области индексируются как ДІ, ДІ', ДІІ. Они отличаются еще лучшей сортировкой песчаников и алевролитов, чем ардатовские. Песчаники большей частью мелкозернистые, редко среднезернистые, кварцевые, с глинистым или известково-глинистым цементом. Площади распространения отложений пластов различные и увеличиваются от нижнего к верхнему (см. карту № 14).

Нижний пласт ДІ-2 установлен в двух крупных палеопрогнбах субмеридионального простирания. Один из них занимает северо-западную часть Бузулукской впадины и юго-западную часть Южно-Татарского свода, а другой – юго-восточную часть Восточно-Оренбургского структурного выступа и восточную часть Южного погружения Бузулукской впадины. Между ними расположен крупный поднятый палеоблок, где распространены только верхние пласты Д-1 и До. В наиболее приподнятой юго-восточной его части развиты лишь отложения пласта До (район скв. 450 Зоринской).

Палеоподнятия меньших размеров отмечаются на крайнем севере области (Пашкинский выступ) и в ее юго-восточной части (район Колганской и Гавриловской площадей). В последней также имеется зона, где отмечаются лишь породы пласта До.

Основные параметры пласта ДІ-2 в районе его развития имеют близкие значения. Толщина достигает 17–30 м в наиболее прогнутых частях палеопрогнбов и сокращается до первых метров и полного выклинивания на их склонах. Песчаные прослои нередко отсутствуют, а в ряде разрезов их количество достигает 3–5. Толщина их колеблется от долей метра до 2–3 м, достигая иногда 4–9 м. Наиболее песчаный состав пласт ДІ-2 имеет в западном палеопрогнбе.

Одна из зон развития песчаных коллекторов пласта ДІ-2 установлена в Бузулукской впадине, в районе Зоринского, Конновского, западных частей Зайкинского, Росташинского и Гаршинского месторождений. Эффективные мощности здесь составляют 0,5–9 м. Еще большие их значения (5–16 м) отмечаются в соседних районах Самарской области. Более крупная зона коллекторов прослеживается в западной части впадины, охватывающей районы Староалександровской, Могутовской, Воронцовской, Гремячевской, Твердиловской, Городецкой, Пилюгинской площадей. Эффективные толщины пласта в этой зоне колеблются от 1 до 11 м.

Небольшая зона развития коллекторов установлена в районе Некрасовского и Кармишинского месторождений. Эффективная толщина здесь изменяется от 1 до 10 м. Значительная территория развития песчаников пласта ДІ-2 (эффективная мощность 1–10 м) фиксируется в южной части Татарского свода.

В восточном палеопрогнбе песчаные прослои в пласте отмечаются только в его южной части. Одна из зон установлена в районе Загорского и



Лебяжинского месторождений (эффективная мощность 0,5–6 м). Небольшие зоны намечаются в районе скв. 215 (Борисовской), на Колганской площади и в районе скв. 380 (Хортицкой), где эффективные толщины составляют 1–7 м.

Пласт ДІ-2 распространен на значительной территории. Его формирование связано с широкой трансгрессией пашийского бассейна, которым были не освоены лишь небольшие участки. Характерная черта отложений пласта – почти постоянная полнота разрезов. Установленные в нем 6 элементарных циклитов хорошо прослеживаются по площадям, и на участках, примыкающих к наиболее приподнятым частям палеорельефа (зоны распространения только осадков пласта До), отмечается последовательное трансгрессивное выклинивание циклитов до полного исчезновения пласта. Толщина пласта составляет 8–29 м.

Пласт ДІ-1 отличается исключительно большим содержанием песчаников по всей территории области. Количество прослоев достигает 4–6, а толщина – 2–3 м, возрастая местами до 5–20 м. Участки, где отмечается полное отсутствие песчаников, занимают небольшие площади. Наибольшее их количество фиксируется в северной части Бузулукской впадины.

Пласт До, венчающий терригенную толщу, распространен повсеместно. Его строение и характер распространения отложений свидетельствуют об асинхронности конца их седиментации. В юго-восточной половине территории пласт До, как правило, состоит из 1–2 ЭЛЦ и имеет толщину 1,5–10 м. В северо-западной части выше отложений этих циклитов появляются постепенно, последовательно осадки еще 1–3 циклитов, за счет чего мощность пласта возрастает до 7–15 м. Песчаные прослои в пласте До отмечаются неповсеместно. Они установлены на небольших локальных участках северо-восточного и широтного простирания. Толщина прослоев достигает 2–3,5 м, а местами 6–9 м. Эффективная мощность пласта в различных частях области колеблется в следующих пределах: Южно-Татарский свод – 1–8 м, Восточно-Оренбургский структурный выступ – 0,5–7 м, северная часть Бузулукской впадины – 0,5–5 м. На южном погружении Бузулукской впадины песчаные коллекторы встречены только в районе Загорского и Лебяжинского месторождений, где их мощность не превышает 1 м.

Непростой характер строения и распространения пашийских пластов осложняется предкыновским перерывом. На Южно-Татарском своде и в западной части Бузулукской впадины установлены три зоны полного размыва известняков репера “кинжал” и размыва пласта До. В ряде случаев эродирован пласт ДІ-1.

Предкыновский перерыв характеризуется не только площадным размывом. На севере Восточно-Оренбургского структурного выступа и в Башкирии давно известны локальные эрозионные врезы, приуроченные к линейным тектоническим структурам, названным грабенообразными прогибами. На примере Пономаревско-Алябьевского прогиба показано, что это узкие эрозионные долины (1–2 км), заполненные кыновскими глинами. Глубина вреза 15–17 м, иногда 70 м и более. Участками отмечается размыв, достигавший пород пласта ДІІ-1.

Особенно большие изменения произошли в послекыновское время. В результате подъема южной части территории области были размывы кы-

новские, пашийские и более древние толщи. В пределах Бузулукской впадины и Оренбургского выступа намечаются зоны частичного и полного размыва пашийских пластов. Охарактеризовать их можно на примере разрезов скважин Землянской и Шуваловской площадей.

Частичный размыв с тенденцией возрастания его амплитуды на юго-восток прослежен в разрезах скв. 54, 56 (Землянских) и скв. 50 (Шуваловской). В первых отсутствуют известняк репера “кинжал”, пласт До и верхняя часть пласта ДІ-1, а в скв. 50 сохранился от размыва только пласт ДІ-2. В более южных разрезах скважин Шуваловской площади карбонатные отложения верхнего франа залегают на породах муллинского и ардатовского горизонтов. Аналогичные примеры можно привести по разрезам скважин на Сидоровской, Росташинской, Зайкинской и других площадях.

Коллекторские свойства пластов пашийского горизонта изучены наиболее полно. Они суммированы по тектоническим элементам.

Пласт ДІ-2 имеет следующие емкостные и фильтрационные параметры: Бузулукская впадина, южная часть Кпо – 9–12%, Кпр –  $(10-44) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ; то же, северная часть: Кпо – 9–19,5%, Кпр –  $(10-59) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ; Восточно-Оренбургский выступ: Кпо – 8–12%, Кпр –  $(10-44) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

Пласт ДІ-1 обладает более высокими коллекторскими свойствами: Южное погружение Бузулукской впадины: Кпо – 9–15%, Кпр –  $(10-655) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ; северная часть впадины: Кпо – 9–29%, Кпр –  $(10-627) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ; Восточно-Оренбургский выступ: Кпо – 8–27%, Кпр –  $(10-845) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ; южный склон Татарского свода: Кпо – 12–31%, Кпр –  $(76-373) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

Аналогичные показатели пласта До имеют следующие значения: Южное погружение Бузулукской впадины: Кпо – 9–10%, Кпр –  $(16-34) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ; север Бузулукской впадины: Кпо – 8–16%, Кпр –  $(10-73) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ; Восточно-Оренбургский выступ: Кпо – 9–28%, Кпр –  $(10-712) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ; южный склон Татарского свода: Кпо – 10–23%, Кпр –  $(10-720) \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

## II НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Нами уточнены стратиграфическое положение пластов и их номенклатура во франских отложениях. Для терригенных пластов франского и фанменского ярусов предложена единая индексация. Каждый пласт проанализирован с помощью эффективных мощностей содержащихся в них прослоев. Выделены зоны развития и отсутствия пород-коллекторов.

Во франском ярусе выделены карбонатные пласты ДфрІІ, ДфрІІІ саргаевско-доманиковского горизонта, терригенные пласты-коллекторы Дфрт-3 доманиковского горизонта, Дфрт-2 мендымского горизонта, терригенные пласты Дкт-1 и Дкт-2 колганской толщи, карбонатный пласт ДфрІ воронежско-евлановско-ливенской толщи и ее же терригенный пласт-коллектор Дфрт-1.

Карбонатные пласты саргаевско-доманиковского горизонта, развитые на юге области в зоне грядово-холмистого рельефа, представлены толщами массивных известняков и вторичных доломитов. Пласты разделены пачкой глинистых и глинисто-битуминозных карбонатных пород переменной мощности, которая служит покрывкой пласта ДфрІІІ. Покрывкой пласта ДфрІІ служат глинистые породы мендымского и воронежского горизонтов (см. карту № 15).

Терригенные пласты доманиковского и мендымского горизонтов имеют локальное распространение, будучи установлены бурением соответственно на Восточно-Ольшанской и Колганской площадях.

Терригенные пласты Дкт-1 и Дкт-2 колганской толщи распространены в пределах одноименной палеовпадины.

Карбонатный пласт Дфр-1 воронежско-евлановско-ливенской толщи на разных территориях области залегает в различных частях разреза, представлен в основном органогенными известняками. Покрышка над ним имеет локальное развитие. Терригенный пласт Дфрт-1 развит на Колганской площади.

В фаменском ярусе выделены карбонатные пласты-коллекторы ДфII и ДфIII, предположительно относимые к среднефаменскому подъярусу, и пласт ДфIV – к нижефаменскому, а также терригенные пласты Дфт-1 и Дфт-2 (см. карту № 16).

Отложения карбонатных пластов представлены органогенными известняками, среди которых преобладают сгустково-комковатые разности, реже – детритовые. Основную массу органогенного детрита представляют остатки багряных и синезеленых водорослей. Установлены фораминиферы, остракоды, обломки брахиопод и кораллов.

Перечисленные пласты-коллекторы распространены широко, но повсеместно, преобладая в той или иной литолого-структурной зоне.

Терригенные пласты известны только на крайнем юге Восточно-Оренбургского выступа, где приурочены к нижней части фаменских отложений, залегающих трансгрессивно на колганской толще. Песчаники пластов представлены серыми и серовато-зелеными алевритистыми и мелко-среднезернистыми разностями, средне- и хорошо отсортированными.

В заволжском надгоризонте выделены пласты-коллекторы Зл и Дф1. Они наиболее изучены на Восточно-Оренбургском выступе и Южно-Татарском своде, где из них получены притоки нефти (см. карту № 17). Они мало отличаются от карбонатных пластов фамена как по литологии, так и палеоантологически. Органогенный детрит представлен остатками синезеленых водорослей, остракодами, фораминиферами, члениками криноидей, спикулами губок, обломками брахиопод и кораллов. Встречаются прослои доломитов, глинисто-битуминозных карбонатов и мергелей. В прослоях пород-коллекторов, в основном органогенно-детритовых и детритово-комковатых, отмечаются крупные поры и каверны размером до 1 см. Кроме того, встречаются мелко-среднезернистые пористо-кавернозные доломиты.

Развиты пласты повсеместно, за исключением района Муханово-Ероховского прогиба и южной части Восточно-Оренбургского выступа, и имеют значительные мощности.

Пласт Зл более продуктивен, чем Дф1, по-видимому, по причине лучшей покрышки. Почти все открытые к настоящему времени залежи расположены на территории Восточно-Оренбургского выступа и южного склона Татарского свода.

В турнейском ярусе выделяются карбонатные пласты-коллекторы Т<sub>1</sub>, Т<sub>2</sub> и Т<sub>3</sub>, соответствующие кизеловскому, черепетскому и малевско-упинскому горизонтам (см. карту № 18).

Вне пределов Муханово-Ероховской впадины установлены все три пласта. Отложения представлены органогенными известняками, среди кото-

рых преобладают детритовые, детрито-комковатые и комковатые разности, в различной степени перекристаллизованные и доломитизированные. Отмечаются прослои глинистых и битуминозно-глинистых карбонатных пород. Прослои коллекторов значительно выщелочены, с образованием пор и каверн.

Подавляющее количество открытых в турнейских отложениях залежей нефти относится к пласту Т<sub>1</sub> (143 ед.), повсеместно перекрытому региональной покрышкой, представленной глинистыми породами елховского горизонта. Мощность его в пределах Муханово-Ероховского прогиба изменяется от 20 до 254 м, на остальной территории колеблется от 3 до 32 м.

Необходимо также упомянуть о присутствии коллекторов на локальных участках центральной части Муханово-Ероховской впадины.

### 4.3. ЗАЛЕЖИ УГЛЕВОДОРОДОВ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

#### I НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС\*

Рассматриваемые горизонты являются основными перспективными толщами I нефтегазоносного комплекса Оренбургской области. Отмечается четкая закономерность снижения количества открытых залежей сверху вниз. Максимальное их количество [68] установлено в пластах пашийского горизонта. По тектоническим элементам они размещены так: Южно-Татарский свод – 21, север Бузулукской впадины – 22, южное погружение БВ – 20. Их распределение по пластам следующее: До – 23, До+ДI-1 – 28, ДI-1 – 13, ДI-1+ДI-2 – 4.

В отложениях ардатовского горизонта открыто 33 залежи. Большинство из них установлено в пласте ДIII-1 – 25 залежей. Совместно в пластах ДIII-1 и ДIII-2 обнаружено 7 залежей. В пласте ДIII-2 имеется одна залежь.

В терригенной толще воробьевского горизонта открыто 20 залежей. Их распределение по пластам следующее: ДIV-1 – 16, ДIV-1+ДIV-2 – 3, ДIV-1+ДIV-2+ДIV-3 – 1.

В карбонатных пластах верхнего эйфеля установлено 15 залежей углеводородов, из которых 12 сосредоточены в Бузулукской впадине, 3 – на юге Восточно-Оренбургского выступа. В терригенном пласте ДV-3 обнаружена одна залежь на Гаршинском месторождении.

В карбонатном пласте бийского горизонта к настоящему времени известны 2 залежи на юге Оренбургского выступа и 3 залежи на юго-востоке Бузулукской впадины (Ольховское месторождение). В терригенном пласте Дbs-2 открыта 1 залежь (скв. 125 Ленинградская).

Приуроченность залежей углеводородов Оренбургской области к ловушкам различного типа достаточно полно проанализирована в 1991 г. И.А. Денцкевичем, Г.В. Макаровым, В.К. Барановым. В рассматриваемых горизонтах среди них отмечаются ловушки структурные (антиклинальные), структурно-дизъюнктивные, структурно-литологические, связанные со структурами облекания останцов фундамента, литологические

\*Подраздел написан В.К. Барановым.

и стратиграфические. Ловушки структурного типа сосредоточены на Южно-Татарском своде, главным образом в пределах Большекинельского вала. Имеются они также на севере Бузулукской впадины (зона Самаркинских дислокаций, район Ольховского месторождения).

Наибольшим распространением пользуются ловушки структурно-дизъюнктивные. Они известны по всей территории, но наибольшее развитие имеют на Южном погружении Бузулукской впадины. Здесь в ловушках этого типа роль разрывных нарушений определяющая. Структуры не несут четкого облика антиклинальных складок. Большой частью они не имеют одного крыла, роль которого выполняет дизъюнктивное нарушение. Ловушки структурно-дизъюнктивного типа установлены также в центральной части Бузулукской впадины, на юго-востоке Южно-Татарского свода, в восточной и северной частях Восточно-Оренбургского выступа.

Небольшим развитием пользуются так называемые структурно-литологические ловушки. Анализ их строения показывает, что это типичные антиклинальные структуры. Литологическая неоднородность продуктивных пластов только осложняет структурные ловушки, вычлняя из антиклинальной залежи различные части. Фациальные замещения песчаников на слабопроницаемые алевролиты происходит без видимой закономерности на различных участках структур (сводах, крыльях, переклиналях).

Ловушки, связанные со структурами облекания останцов фундамента, выделяются в северной части Бузулукской впадины, где с ними связан ряд мелких залежей нефти в пашийских пластах, перекрывающих эти выступы, но не исключается обнаружение залежей в пластах, примыкающих к выступам.

Ловушки стратиграфического типа выделяются рядом исследователей [43] в северной части Восточно-Оренбургского выступа. Здесь открыты неантиклинальные залежи нефти в пластах пашийского, ардатовского и такатинского горизонтов. Существуют разные мнения о том, что представляют собой их северные экранные зоны (тектонические нарушения, литологические замещения и т.д.).

В последнее время ловушки углеводородов (УВ) в пласте ДШ-1 стали связывать со стратиграфическими экранными зонами, контролируемыми эрозионными врезами. Это относительно широкие (2–3, редко до 5 км) палеодолины широтного простирания, в центральных частях которых воробьевские глины, подстилающие пласт ДШ-1, эродированы на глубину до 10–15 м. В пределах погребенных долин мощность пласта возрастает в 1,5–2 раза, достигая 15–20 м. Увеличение мощности происходит за счет песчаных пластов более ранней седиментации. На склонах врезов эти слои трансгрессивно выклиниваются, запечатываясь воробьевскими глинами. Всего открыто 14 долин, из них самые протяженные Алябьевская, Иванова-Максимовская, Олимпийско-Богдановская.

Таким образом, абсолютное большинство рассмотренных залежей углеводородов связано с антиклинальными формами, а значительная их часть приурочена к тектоническим зонам, выраженным в современном структурном плане территории. Исключением являются неантиклинальные ловушки пласта ДШ-1 северной части Восточно-Оренбургского выступа, контролируемые предардатовским погребенным рельефом, а также ловушки облекания выступов фундамента в пластах пашийского горизонта. Кроме то-

го, ловушки углеводородов сложного структурно-стратиграфического типа в воробьевском пласте ДШ-1 встречаются в районе границы его трансгрессивного выклинивания (см. карту № 12). К такому типу можно отнести ловушки Гаршинского, Ольховского, Лебяжинского, Исаковского месторождений.

Убывание количества залежей углеводородов и ареала развития сверху вниз по горизонтам комплекса можно объяснить тем, что при сохранении благоприятных структурных условий книзу ухудшаются условия литологические: уменьшаются площадь распространения продуктивных пластов и их коллекторская емкость (эффективная мощность). Этим же обусловлено территориальное несовпадение площадей с установленной нефтегазоносностью. Так, для пашийских отложений они имеют наибольшее развитие, отсутствуя лишь на крайнем юго-западе области. В ардатовском горизонте распространение площадей с выявленными залежами углеводородов ограничивается южной и восточной частями изученной территории. В северной части обнаружены лишь небольшие нефтепроявления (забалансовые залежи). В нижних горизонтах ареал установленной нефтегазоносности сужается еще больше: в воробьевских отложениях – на юго-западе области, в эйфельских – в ее южной части, в бийских – в юго-восточной части.

Картина распределения нефтегазоносных площадей становится более ясной при рассмотрении последних совместно с рельефом палеогеоморфологических карт. Однако об этом ниже.

## II НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС\*

К настоящему времени во франско-турнейском карбонатном нефтегазоносном комплексе обнаружено 229 залежей углеводородов почти во всех пластах-коллекторах. Однако концентрация их как в разрезе, так и по латерали крайне неравномерная. Большая часть открытых залежей [145] сосредоточена в карбонатных пластах турнейского яруса.

В отложениях заволжского надгоризонта открыто 22 залежи. Большинство из них установлено в пласте Зл [14]. Совместно в пластах Зл и Дф1 обнаружено 6 залежей, в пласте Дф1 – 2.

В карбонатных пластах фамена имеется 36 залежей углеводородов и в терригенных – 3 залежи. Их распределение по пластам следующее: ДфII – 35, ДфIII – 0, ДфIV – 1, Дфт-1+Дфт-2 – 2, Дфт-2 – 1.

В воронежско-евлановско-ливенских отложениях обнаружена одна залежь в восточной части Оренбургского выступа. В колганской толще на юге того же выступа открыто 5 залежей в терригенных пластах (Дкт-1 – 2, Дкт-1+Дкт-2 – 3).

В саргаевско-доманиковых отложениях на юге Восточно-Оренбургского выступа и в прилегающих площадях Бузулукской впадины установлены 17 залежей в карбонатных пластах (ДфрII – 12, ДфрII+ДфрIII – 5) и одна залежь в терригенном пласте Дфрт – 3.

Для определения типа ловушки важна степень разведанности залежи. Из 145 открытых турнейских залежей лишь 34 разведаны тремя скважина-

\* Подраздел написан В.К. Барановым.

ми и более, при этом около 100 залежей открыто скважинами, вскрывшими только пласт Т<sub>1</sub>. Такое положение затрудняет установление генезиса ловушек. Для этой цели пригодно лишь около 20 объектов.

В верхнефранском структурном этаже основная часть залежей (18 из 19) открыта в саргаевско-доманиковых отложениях. Из них можно проанализировать только три, остальные вскрыты единичными скважинами. Сложный характер строения верхнефранской толщи объясняет сложный генезис ловушек.

#### О ТОЧКАХ ЗРЕНИЯ НА ГЕНЕЗИС ЛОВУШЕК ВО II НЕФТЕГАЗОНОСНОМ КОМПЛЕКСЕ

По-видимому, недостаточная разведанность абсолютного большинства залежей во II комплексе породила разнообразие точек зрения на происхождение ловушек данного комплекса. Отметим сразу же, что разногласия не касаются антиклинальных ловушек – традиционных в нефтяной геологии. Речь идет о ловушках нетрадиционных, а они крайне разнообразны и требуют многостороннего подхода при определении их генезиса.

Этим ловушкам посвящен ряд работ, к сожалению редко публикуемых. В 1991 г. выполнена как бы итоговая по данному вопросу научно-исследовательская (фондовая) работа с районированием нефтегазоносных комплексов (включая II комплекс) части территории Оренбургской области по типам нетрадиционных ловушек углеводородов и зонам их концентрации.

И.А. Денцкевичем с соавторами ловушки углеводородов отнесены в основном к структурам облекания рифов и биогермных построек во франских, фаменских и турнейских карбонатах. Главные отличительные особенности этого типа ловушек – следующие элементы их строения:

присутствие структурообразующего карбонатного ядра органогенной породы, служащего основанием структуры облекания в вышележащих пластах;

концентрация залежей нефти в карбонатных коллекторах структур облекания, тогда как ядра обычно непродуктивны;

бескорневой характер структур, т.е. отсутствие антиклинальной структуры в терригенном девоне при наличии ее в карбонатной фамен-турнейской толще.

Такие образования приурочены к интервалам разреза от франского до фаменского яруса (дифференцированно) и связаны с бортовыми зонами Муханово-Ероховского прогиба в системе Камско-Кинельской впадины, которые являются одновременно основными зонами нефтегазонакопления во II нефтегазоносном комплексе (НГК).

Указанный тип ловушек, кроме бортов Муханово-Ероховского прогиба, развит также на некотором (иногда значительном) удалении от них в так называемом биогермно-шельфовом фациальном поясе. Здесь они представлены единичными или групповыми биогермами в форме небольших куполов примитивных рифов и банок. Однако строение их то же – ядро и структура облекания.

Несколько иную точку зрения на классификацию структурных ловушек рассматриваемого комплекса высказал Г.В. Макаров. По генезису локаль-

ные поднятия им делятся на два типа – тектонические и седиментационные, по признаку структурных соотношений выделены сквозные, наложенные и погребенные структуры.

К типичным поднятиям тектонического генезиса Г.В. Макаров отнес структуры Большекинельского, Могутовского, Воронцовского, Туймазино-Бавлинского валов. Они имеют, как правило, сквозные соотношения структурных планов. Тектонические структуры погребенного типа он рассматривает как ряд поднятий на южном склоне Татарского свода (Шалтинское, Аркаевское, Краснооктябрьское), в Бузулукской впадине (Петрохерсонское, Чекалинское, Воробьевское, Ольховское) и на юге Восточно-Оренбургского выступа (Восточно-Сыртовское). Основную часть структур Г.В. Макаров отнес к седиментационным.

Основываясь на собственных исследованиях, В.К. Баранов соглашается с данными В.Г. Макарова, что абсолютное большинство ловушек углеводородов приурочено к локальным антиклинальным складкам, но признает только тектонический их генезис, нацело отрицая не только наличие седиментационных структур облекания, но и теоретическую возможность их формирования. В качестве альтернативы “облекания” предлагается объяснение бескорневых структур наличием двух структурных этажей в рассматриваемом НГК – дофаменского и постфаменского, что, по его мнению, вполне может объяснить наличие трех типов тектонических структур – сквозных, погребенных и наложенных (бескорневых). Подчеркивая именно тектонический генезис всех трех указанных типов структур, В.К. Баранов увязывает их с размахом тектонических движений, с совпадением или несовпадением структурных планов. В то же время отмечается наличие осложнений тектонических (структурных) ловушек, имеющих различную природу. В фаменско-турнейском этаже на ряде поднятий наблюдается литологические неоднородности в пластах, образующие дополнительные экранные зоны. Известен единственный случай осложнения антиклинальных ловушек эрозионными врезами на Ибряевском месторождении. Последнее представлено тремя кулисообразно расположенными поднятиями широтного простирания, разделенными заливообразными прогибами, формирующими достаточно амплитудные западные и северо-западные крылья, но не обеспечивающими при этом надежного замыкания северо-восточных периклиней. В структурном плане по поверхности турнейских известняков в центральной и западной частях Ибряевского месторождения наблюдаются два предвизейских эрозионных вреза. Они осложняют критические восточные периклинали западного и восточного куполов, несколько уменьшая их площадные размеры, но существенно увеличивая их амплитуды по турнейской поверхности. В результате высота турнейской залежи на западном куполе оказалась в 4 раза больше бобриковской (соответственно 22 и 5 м). Глубина врезов достигает 11–15 м.

На Ольшанском месторождении ловушки нефти в пластах ДфрII и ДфрIII, видимо, относятся к структурно-дизъюнктивному или структурно-литологическому типу. На Загорском месторождении фиксируется погребенная антиклинальная структура, осложненная биогермами. Так, в скв. 42, 40, 41 (Веселовских) мощность саргаевско-доманиковых отложений из-за увеличения биогермного тела возрастает от 119 м до 132 и 165 м соответственно.

Особый интерес представляет Рыбкинское месторождение углеводородов, где в формировании залежи участвуют три фактора – эрозионный, седиментационный (биогермный) и, видимо, дизъюнктивный. В результате размыва верхней части саргаевско-доманиковых отложений и трансгрессивного залегания нижних слоев мощность толщи уменьшается от скв. 166 до скв. 167 со 194 до 46 м. Изменение мощности за счет биогермообразования имеет подчиненное значение. Залежь с востока, по данным сейсморазведки, ограничена дизъюнктивным нарушением. Видимо, в критическом северном направлении также следует ожидать разлом широтного простирания, аналогичный тому, что установлен на Землянской площади.

В.К. Баранов отметил участие эрозии, литологического замещения в формировании ловушек в карбонатном комплексе.

Не останавливаясь на чисто тектонических – антиклинальных ловушках или структурах, которые есть в любом регионе, включая и Оренбуржье (например, на Могутовском месторождении, где сквозному тектоническому изгибу, начиная с поверхности архея и до кровли тульского горизонта, не помешали ни размывы, ни смена структурных планов), отметим, что все названные выше авторы до наших исследований выделяли в большем или меньшем количестве ловушки в карбонатном комплексе, связанные с погребенными формами рельефа, хотя и под другими названиями, и отводили им разную роль, вплоть до вспомогательной.

Так, структуры облекания рифов и биогермных построек (по И.А. Денцкевичу) наиболее близки к ловушкам, которые будут рассмотрены ниже, но не идентичны им. Навешенные и погребенные структуры (по Г.В. Макарову) – это не что иное, как те же погребенные формы рельефа, в основном не тектонического, а экзогенного и биогенного происхождения. Да и термин “седиментационная структура” – аналог нашему “биогенная форма рельефа”.

Известно, что для формирования нефтяной и газовой залежи в нефтегазоносном регионе необходимо и достаточно наличия трех элементов: пласта-коллектора для проникновения в него нефти, непроницаемой крыши для предотвращения утечки нефти или газа в вышележащие горизонты и ловушки любой формы, ограничивающей дальнейшую миграцию углеводородов, т.е. как места скопления последних. Выше в тексте и на многих прогнозных картах детально освещен вопрос о пластах-коллекторах, несколько меньше сказано о крышках. Понятно, что здесь приведен лишь минимум сведений о коллекторах и крышках, необходимый для нашей специфической работы. В поисково-разведочной практике и нефтяной геологической науке имеется большое количество этих данных по Оренбуржью.

Иначе дело обстоит с ловушками для нефти и газа. В предыдущих главах перечислены практически все типы ловушек, традиционных и нетрадиционных, известных к началу наших палеогеоморфологических исследований.

Традиционными ловушками являются те, которые соответствуют концепции антиклинального залегания нефти, предложенной И.М. Губкиным и сыгравшей исключительно важную роль в поисково-разведочной практике. Под антиклиналями понимались как линейные складки складчатых областей, так и складки – положительные структуры платформ, краевых проги-

бов. Созданная структурная карта вот уже много десятилетий служит основным инструментом поисково-разведочной практики и не утрачивает своего значения и в настоящее время.

Поэтому когда в 70-х годах возник вопрос о нетрадиционных ловушках (сначала их называли неструктурными, неантиклинальными, сложнопостроенными, параллельно появились понятие и термин “палеогеоморфологические ловушки”), то естественно, что при выявлении, изучении, а затем и классификации нетрадиционных ловушек сказывалось влияние в первую очередь сослуживших большую службу понятию и термина “структура”. В названиях их появились или новые дополнения (структурно-дизъюнктивная, структурно-литологическая ловушки), или ранее употреблявшиеся (структура облекания, бескорневая структура и т.д.). Это влияние, по моему мнению, сказалось и при классификации нетрадиционных ловушек в Оренбургской области, приведенной выше в настоящей главе.

#### 4.4. ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА, СВЯЗАННЫХ С ПОГРЕБЕННЫМИ РЕЛЬЕФАМИ

Связь залежей с погребенным рельефом нельзя сводить только к ловушкам, образованным его конкретными формами. Размещение последних определяется комплексом процессов, действующих на значительных территориях и создающих не одиночные формы (что бывает лишь в редких случаях), а целые ассоциации форм, группирующихся в определенные типы рельефа. Поэтому ниже рассматривается связь нефтегазоносности как с типами, так и с формами рельефа и на основе установления этой связи предпринимается попытка определения перспектив поисков залежей, связанных с рельефом, как в зональном, так и в локальном плане.

##### В ОТЛОЖЕНИЯХ, ЗАХОРОНЯЮЩИХ РИФЕЙСКО-ВЕНДСКИЙ ПЕНЕПЛЕН ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОЛЖСКО-КАМСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (карта № 11)

Большое разнообразие типов и форм рельефа этого пенеплена возникло не столько на стадии его формирования, сколько в период интенсивных преобразований в связи с девонскими трансгрессиями. При этом, чем дальше тот или иной участок пенеплена оставался сушей, тем больше усложнялась его морфология.

В связи с этим под ортоплатформенным осадочным чехлом погребенными оказались участки пенеплена, находившиеся в различной степени преобразования своего рельефа – значительно большей на западе и менее значительно на востоке. Это предопределило существенное разнообразие типов и форм погребенного рельефа, а следовательно, и ловушек, благоприятных для накопления углеводородов.

В западной части территории, в пределах бывшей позднепротерозойской-бийской суши, при ее захоронении возникло множество ловушек в связи с разнообразием типов рельефа. Не случайно на этой территории имеется 14 нефтяных и нефтегазовых месторождений с залежами в отложе-

ниях, лежащих на фундаменте. Возможности этой территории в нефтегазодности не исчерпываются указанными месторождениями, так как при поисках не учитывались ловушки интересующих нас типов.

Крупнохолмистый рельеф, оставшийся сухой вплоть до фамена, имеет в общем плоские вершины, увенчанные останцами селективной денудации, холмы разделены долинообразными понижениями (или просто долинами), имеют крутые склоны, верхние края которых нарушены ложбинами. Постепенное их захоронение осадками от воробьевских до фаменских (всего 11 горизонтов), имеющих как продуктивные пласты, так и покрывки, могло сформировать ловушки следующих типов:

кольцеобразные вокруг останцов денудации, поскольку останец как скальная порода, хотя бы в объеме одного горизонта, может содержать и пласт-коллектор и покрывку;

выклинивания пластов-коллекторов на плоских вершинах холмов;

экранирования пластов-коллекторов крутыми уступами-склонами холмов.

Особенно широко могут быть распространены кольцеобразные ловушки и ловушки прислонения в связи с широким развитием гряд и останцов на пенеппле и на расположенной ниже его денудационной равнине (педиплен), сопряженных соответственно с бийской и воробьевской седиментацией.

Кольцеобразные ловушки охватывают останец со всех сторон. Ловушка прислонения образуется на части периметра останца. В случае охвата крупного останца или гряды кольцеобразно пластом-коллектором ловушка образуется лишь в верхней части (относительно регионального наклона) кольца. Так, на Колыванской гряде ловушкой может быть северо-западная периклиналь, покрытая пластом-коллектором.

Здесь же на педиплене сформировались ловушки других типов:

заливообразные в связи с выклиниванием пластов-коллекторов в седловинах между грядами, а также в связи с трансгрессивным выклиниванием их в морских заливах при извилистой береговой линии;

облекания породами-коллекторами мелких холмов, представленных скальными (кристаллическими) породами;

запечатывания аккумулятивных холмов разного генезиса породами-покрывками.

Ловушки этих типов концентрируются в зоне крупнохолмистого рельефа, а также к северу от него вплоть до г. Жигулевска, восточнее г. Тольятти и на севере Самарской области. В пределах прибрежной денудационно-аккумулятивной равнины в связи со сложной конфигурацией ее западной границы и обтеканием одного из "островов" в районе г. Бузулука могут быть развиты ловушки всех трех указанных типов.

Таким образом, бывшая бийская суша перспективна примерно на половине всей ее территории в пределах Самарской области. Конкретные перспективные площади охватывают реликты пенеппла – зону крупнохолмистого рельефа и зону грядового рельефа, а также значительную полосу педиплена, протягивающуюся с севера области до прибрежной денудационной равнины на ее юге.

Упомянутую равнину можно считать перспективной вблизи педиплена и самого западного из островов бийского моря. Переходя к бывшей мор-

ской части и островам в пределах уже Оренбургской области, приведем следующие данные.

В нижнедевонских и бийских отложениях наибольшее значение среди элементов рассматриваемых рельефов имеют многочисленные выступы фундамента. На севере области, как уже упоминалось выше, имеется блок кристаллических пород фундамента, погруженный под уровень бийского моря. Генетически он разнороден, представляет собой абразионную террасу или поднятое подводное плато эйфельского моря с бийскими отложениями в том и другом случае. Мощность их колеблется от 5 до 30 м, что отражает неровности подстилающей поверхности.

Поверхность фундамента денудационная, и "рельефность" ее, т.е. количество положительных и отрицательных форм, безусловно выше, чем установлено пробуренными скважинами. Вероятна и большая разность крайних отметок. Поэтому наиболее характерными формами могут быть останцы селективной денудации и понижения между ними, в частности ложбины стока.

Этот мелкохолмистый рельеф перекрыт терригенной, а выше карбонатной толщами. В терригенной толще имеются коллекторы с эффективной мощностью от 2 до 11 м. Сочетание мелкохолмистого мелко-расчлененного рельефа с коллекторами при наличии мощной карбонатной покрывки является благоприятным фактором для образования ловушек типа облекания положительных форм рельефа (кольцеобразных, прислоненных) и запечатывания холмов, а также типа деллей.

Выявление ловушек указанных типов возможно методом современной сейсморазведки, учитывая, что глубина их залегания невелика – около 2 км. Для этого необходима целенаправленная сейсморазведка определенной эффективной модификации.

После получения достаточно детальной рисовки фундамента поисковое бурение должно ставиться или на вершину холма, если он небольшой высоты, т.е. как при поисках залежей сводового типа, или, при высоком крутосклонном холме, на его склоне для поиска кольцеобразной или прислоненной залежи.

Южнее описанного участка располагается целая группа островов – Пилюгинский, Редкодубовский, Кушниковский и др., а также крупный массив суши в районе Герасимовской и Старо-Александровской площадей, окаймленных террасой, и коренное основание шельфа (проливы и открытое море). Суша, естественно, эмских и бийских осадков не несет, все остальное пространство прикрито бийскими терригенными и карбонатными породами. Поэтому рельеф суши имеет значение для ловушек в вышележащих верхнеэйфельских отложениях, тогда как террасы и шельф – в бийских осадках.

Учитывая денудационный характер дна моря и террас и примерно такие же, как и на предыдущем участке, мощности (от 0 до 40 м) и состав осадков, все сказанное выше об образовании ловушек и способах их выявления следует отнести и к рассматриваемому участку.

В пределах распространения терригенных коллекторов (границы их показаны на карте) возможно образование уже названных типов ловушек: облекания положительных форм рельефа, запечатывания холмов, деллей.

Однако наличие островов, изрезанность берегов массива суши создают

дополнительные условия для образования заливообразных ловушек. Такие условия имеются в глубоком заливе массива суши на Алдаркинской площади в заливе южного берега Пилюгинского острова, в проливах между Редкодубовским и Кушниковским островами, а также между Кушниковским и расположенным южнее островом в связи с выклиниванием здесь бийского терригенного пласта-коллектора.

Главное условие успешности поиска таких (заливообразных) ловушек – уточнение сейсморазведкой морфологии заливов суши, после чего поиск ловушки с учетом уже пробуренных скважин упрощается.

Что касается выступов суши – островов и массива, то их денудационный рельеф с останцами и низинами может образовывать ловушки в перекрывающих верхнеэйфельских отложениях. В этом плане Пилюгинский остров, перекрытый указанными отложениями с коллекторами, отнесен полностью к перспективным на поиски ловушек типа облекания или запечатывания положительных форм рельефа. Возможны также ловушки и в ложбинах стока. В пределах крупного массива суши пласты-коллекторы (терригенные) развиты неповсеместно. Поэтому лишь половина массива (северная и западная части) отнесена нами к перспективным территориям, другая половина массива (южная часть) ловушек, по-видимому, не несет.

В пределах шельфа бийского–раннедевонского моря коллекторы распространены спорадически и выделить перспективные участки не представилось возможным.

На глубоководном шельфе имеется крупный выступ фундамента – Сидоровско-Лебяжинская гряда, сложенная породами верхнего протерозоя. По данным скважин, на его склонах выклиниваются сначала эмские отложения, а затем, у вершины, и бийские.

При небольшом количестве скважин выступ в плане представляется почти правильным эллипсом, что не может соответствовать природным условиям. В связи с длительностью его существования в период осушения района и в условиях близкого берега моря при трансгрессиях склоны острова суши неизбежно должны были расчлениваться стекающими водами с образованием заливов и ложбин стока. Поэтому весьма вероятны ловушки заливообразные в заливах и типа деллей в ложбинах. В связи с региональным современным подъемом фундамента на север перспективен и южный склон выступа.

С севера и востока выступ окаймляется эрозионно-тектонической расцелиной, соединяющейся на юге с эрозионно-тектоническим желобом. Глубина расселины 10–30 м. Она выполнена известняками с хорошими коллекторами с эффективной мощностью 5–10 м. Учитывая наличие коллекторов в пределах расселины и достаточной по мощности покрывки, здесь, возможно, сформировались одна или несколько ловушек, связанных с данной отрицательной формой погребенного рельефа. На рассматриваемом шельфе карбонатные коллекторы развиты в районе Давыдовского месторождения и особенно восточнее Сидоровско-Лебяжинской гряды. Эффективная мощность их достигает 8–10 м. Есть залежи в бийских, верхнеэйфельских и воробьевских отложениях. Не исключается обнаружение других залежей. Поэтому оба выделяемых участка отнесены к перспективным.

Большой интерес в поисках залежей в ловушках неантиклинального типа представляет раннедевонский–бийский эрозионно-тектонический же-

лоб. Примечателен он тем, что в его пределах широко развиты карбонатные коллекторы с большой эффективной мощностью – до 17 м. При этом наибольшие мощности коллекторов в общем совпадают с осью желоба. По-видимому, в осевой зоне в случае последующей ундуляции шарнира прогиба могли образоваться ловушки в зонах поперечных поднятий.

Кроме того, южный борт желоба обретен разрывным нарушением. В более позднее время он был поднят. В связи с этим произошло и некоторое воздымание края днища желоба. В таком случае вполне могли образоваться ловушки, экранированные с юга разломом. Не исключена серия залежей по всему борту желоба. Нами показаны два перспективных участка, опирающиеся на пробуренные скважины.

Для поисков залежей на Сидоровско-Лебяжинской гряде, в Лебяжинской расселине и в нижнеэйфельском желобе (Рубежинском прогибе) необходимо прежде всего уточнение морфологии этих крупных форм рельефа. При этом если для детализации палеорельефа выступа применима площадная сейсморазведка, то детализация отрицательных форм рельефа – желоба и расселины возможна в начале проходкой поперечных сейсмопрофилей для уточнения границ бортов и осевых линий и затем проходкой продольных профилей по осевым линиям в целях выявления местных поперечных поднятий. Перед поперечными поднятиями палеодолин вполне могли скапливаться углеводороды в виде залежей, на которые и следует проектировать поисковые скважины.

**В ОТЛОЖЕНИЯХ I НЕФТЕГАЗОНОСНОГО КОМПЛЕКСА  
ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.  
В ВОРОБЬЕВСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ  
(карта № 12)**

Основные перспективы поисков залежей в пласте ДІV-1 воробьевского горизонта, кроме отмеченных в предыдущем разделе, связаны с террасовидной ступенью и небольшими впадинами, осложняющими денудационную равнину. Уступ, отделяющий эту ступень, от денудационной равнины, невысок (5–10 м) и, видимо, имеет очень сложную конфигурацию в связи с многочисленными заливами. Такие заливы вырисовываются на картах для наиболее разбуренных площадей в районе Ольховского, Загорского и Лебяжинского месторождений.

К настоящему времени здесь открыто 10 залежей углеводородов в пласте ДІV-1. На пяти из них северные экранированные залежи связаны с выклиниванием пласта. Большие пространства пока не опробованы, поэтому здесь могут быть открыты и заливообразные ловушки, связанные с выклиниванием пласта.

Обращает на себя внимание большая концентрация залежей в юго-западной части рассматриваемой территории. Они относятся к Зайкинской группе месторождений. Скопление залежей в пределах двух структурно-денудационных террас, усложненных холмами и денудационно-тектоническими грядами, при небольшом их числе на окаймляющей плоской абразионной равнине вряд ли является случайным.

В эрозионно-тектоническом желобе и приспособившейся к нему речной долине выделяются перспективные зоны на его северном борту и в осевой

части долины. Борт желоба не может быть прямолинейным, хотя бы из-за разнородности субстрата. Небольшие изгибы неизбежны, а это влияет на экзогенные процессы – денудацию и эрозию. По северному борту выклинивается пласт ДІV-2. Таким образом могли образоваться как минимум два типа ловушек – выклинивания пластов-коллекторов и заливообразные. Не исключаются также ловушки запечатывания аллювия по мелким, попережным борту ложбинам стока.

В речной долине при возможной переработке ее аллювия морской трансгрессией качество коллекторов может только возрасти за счет улучшения сортировки и окатанности песчаного материала. Об этом свидетельствуют и данные бурения. Долинной скв. 101 вскрыта промышленная залежь нефти. В скв. 63 и 113 (Кошинских) вскрыты мощные пачки кварцевых отсортированных песчаников в пластах воробьевского горизонта. В осевой части желоба возможно обнаружение рукавообразных залежей, связанных с запечатыванием аллювия.

Поиск залежей в указанных типах ловушек должен начинаться с уточнения сейсморазведкой морфологии типов рельефа: террасовидной ступени – площадной съемкой, северного борта желоба и строения долины – поперечными сейсмопрофилями, а продольного профиля бывшей долины – путем проходки продольного сейсмопрофиля вдоль ее тальвега, что позволит сэкономить затраты на детальную площадную разведку.

Практический интерес представляет южная часть ранневоробьевской эрозионно-денудационной поверхности. Здесь непосредственно на карбонатах афонинского горизонта залегают достаточно мощная пачка воробьевских глин. Последние запечатывают наклонно залегающие и последовательно размываемые слои карбонатных пород – пластов ДV-1 и ДV-2, среди которых отмечаются как плотные, так и пористые разности. При этом в карбонатах в эпоху континентального перерыва и развития гипергенеза вполне могла сформироваться участками значительная вторичная пористость и кавернозность. В рассматриваемом районе могут быть обнаружены ловушки, экранированные поверхностью денудации.

#### В АРДАТОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (карта № 13)

Отложения, перекрывающие раннеардатовскую поверхность с ее сложным рельефом, весьма насыщены залежами нефти и газа. Однако размещение их крайне неравномерное.

В западной части региона в пределах волнистой денудационной равнины залежей крайне мало, несмотря на наличие коллекторов. Причина такого явления кроется, по-видимому, в слабой дислоцированности и слабой эрозионной расчлененности субстрата.

Вместе с тем высокая степень эрозионного расчленения платформенных массивов при одновременном их интенсивном тектоническом поднятии в юго-восточной части карты предопределила развитие здесь множества мелких залежей нефти в ардатовских отложениях. Они встречаются на протяжении всего плато, начиная с севера области до Оренбургского вала.

Большинство залежей приурочено к мелким котловинам эрозионно-тектонического и карстово-суффозионного происхождения. Именно в запади-

нах погребенного рельефа проявляется пласт ДІІІ-3. На северных бортах котловины располагаются залежи нефти в пласте ДІV-1 Романовского, Врезовского, Родниковского и Богдановского месторождений. Залежи, экранированные палеорельефом и запечатанные в песчаных прослоях воробьевского глинистого горизонта, появляются в пласте ДІV-1.

Подобные новые залежи вероятны на двух выделяемых перспективных участках. За их пределами намечаются лишь мелкие неантиклинальные залежи, ограниченные с севера дизъюнктивными или литологическими экранами. Кроме западин, здесь вероятны делли, эрозионные врезы. В пределах плато возможны залежи в карстово-суффозионных ловушках.

В юго-западной части Оренбургской области в пределах тектонической котловины и осложняющих ее эрозионных форм наблюдается большая концентрация довольно крупных залежей месторождений Зайкинской группы. Котловина имеет сложный рельеф с денудационно-тектоническими грядами, ложбинами стока, мелкими западинами, что позволяет считать этот район единой зональной ловушкой для залежей углеводородов. В основном это полоса вдоль северного борта эрозионной котловины между Восточно-Зайкинским и Давыдовским месторождениями и юго-западнее. Здесь в ардатовских отложениях развиты выклинивающиеся нефтеносные пласты ДІІІ-2 и ДІІІ-3.

Развитие указанных форм рельефа в сочетании с благоприятными коллекторами достаточной эффективной мощности и покрывками предопределяет возможность формирования нескольких типов ловушек, поиски которых могут быть обеспечены детальным сейсмическим картированием высокой разрешающей способности. Это прежде всего Сидоровско-Лебяжинская гряда, на склонах которой выклинивается пласт-коллектор ДІІІ-2. В зависимости от формы погребенного ранневоробьевского рельефа могут быть выявлены залежи в ловушках заливообразного типа или типа деллей, особенно на южном склоне, совпадающем с общим северным подъемом территории.

В пределах долины, выработанной в ардатовских отложениях эрозионно-тектонического желоба, имеются два месторождения нефти – Долинное и Ташлинское. Здесь развиты коллекторы всех трех пластов, причем третий пласт выклинивается на борту желоба. Поэтому, как и в случае с ранневоробьевской поверхностью, здесь выделяется перспективная зона разнообразных ловушек – запечатывания аллювия, поднятий тальвега долин, а на северном борту желоба – ловушки выклинивания пластов-коллекторов и заливообразные.

#### В ПАШИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (карта № 14)

В соответствии с усилением степени расчлененности (контрастности) рельефа раннепашийского возраста возрастает перспективность поисков ловушек в направлении с севера на юг области, намечаются четыре перспективных района с общим числом известных залежей 51. Генезис ловушек по каждой залежи нами не анализировался (это, очевидно, должно составить предмет отдельного исследования).



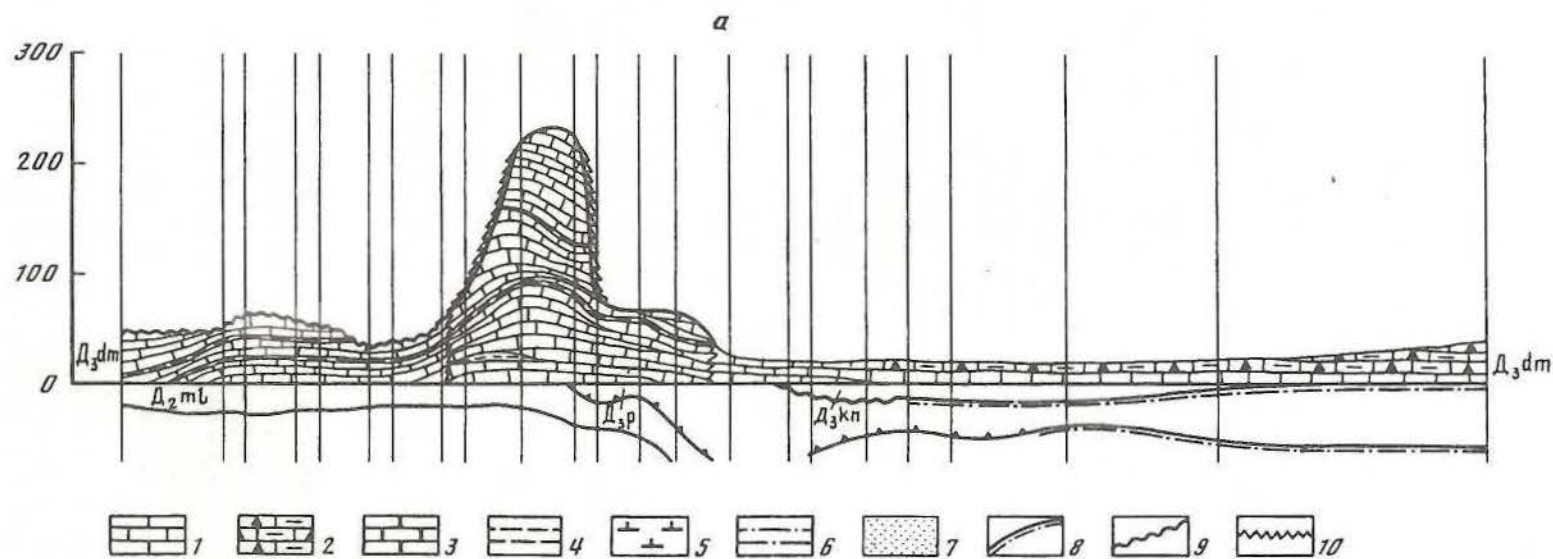
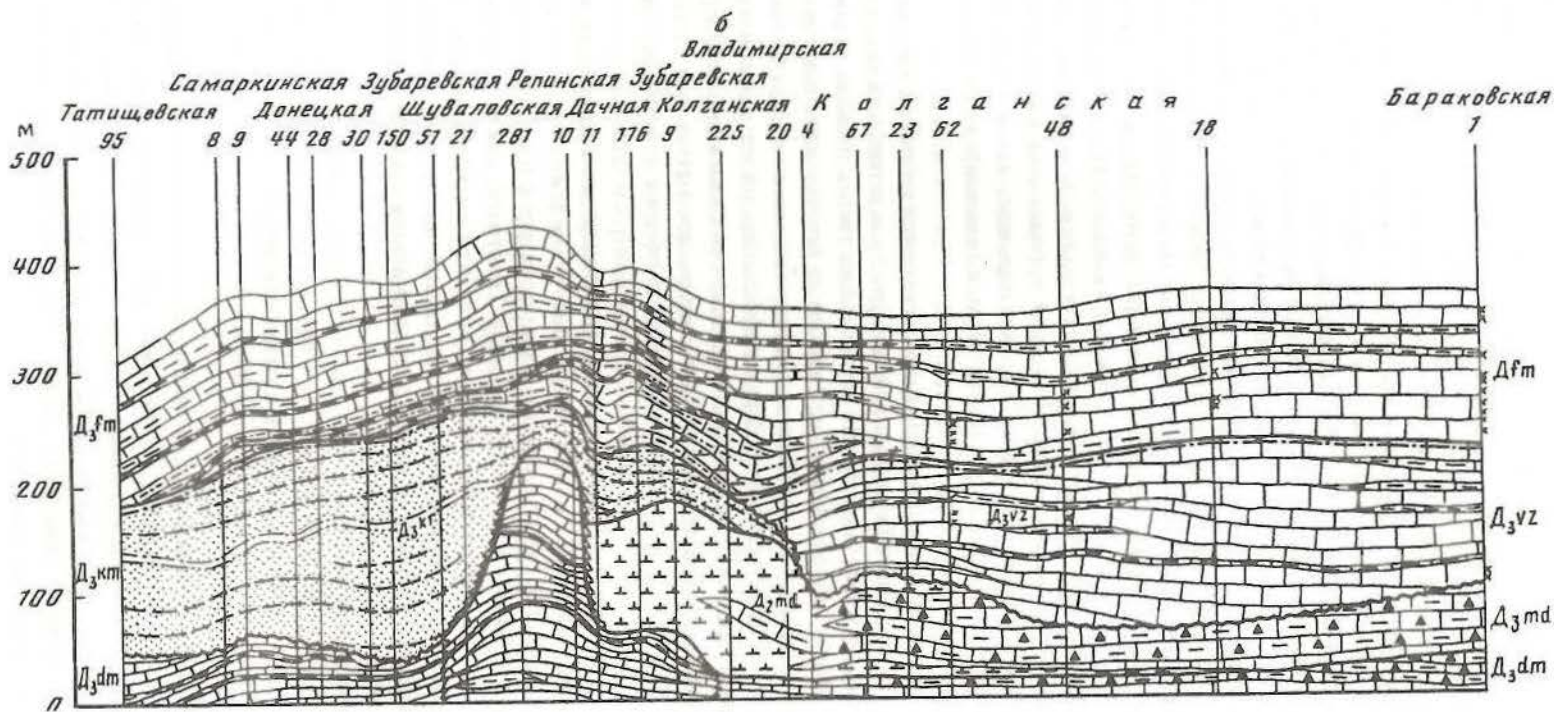


Рис. 16. Геолого-палеогеоморфологический разрез южной части профиля I-I. Формирование (а) и захоронение (б) рифа

1 - известняк; 2 - слоисто-битуминозный известняк; 3 - доломит; 4 - аргиллит; 5 - слоистый листоватый аргиллит; 6 - алевролит; 7 - песчаник; 8 - поверхности полигенетические (аккумулятивно-денудационные); 9 - поверхности эрозионные субэаральные и субаквальные; 10 - поверхности биогенные

В наиболее контрастном по рельефу южном районе в первом приближении можно наметить следующие зоны поиска эрозионных ловушек. Первая перспективная зона включает слаборазбуренное обширное широтное понижение с крупной долиной в западной части. Оно прослеживается через Западно-Швейцарское, Пойменное, Ольховское, Смоляное и Красное месторождения, где контрастный эрозионный рельеф выгодно сочетается с наличием пластов-коллекторов достаточно эффективной мощности и с хорошими покрышками.

Высокая контрастность рельефа выделяемой зоны проявляется прежде всего в наличии эрозионных останцов муллинской толщи. Так, в частности, между Пойменным и Ольховским месторождениями находится крупный останец муллинских глин, окруженный тремя залежами указанных месторождений. Учитывая неразбуренность пространства к югу от останца, нельзя исключать, что все три залежи образуют единую полукольцеобразную залежь или залежи прислонения.

Еще более крупный явно эрозионный останец представляет собой массив муллинских карбонатов (Заринский). На профиле I-I (5a) видны два вреза с пластами ДI-1. К нему примыкают или находятся вблизи залежи Красного, Смоляного и Кодяковского месторождений. Здесь также возможны залежи прислонения, полукольцевые и даже облекания, если учитывать и пласт До.

Вторая перспективная зона намечена южнее, в районе Загорского, Лебяжинского и Исаковского месторождений. Все залежи находятся в глубоком долинообразном понижении (до 50 м), которое выполнено песчаниками пласта ДI-2 мощностью 20 м, алевролитовой толщей пласта ДI-1. Не все залежи доразведаны. Исаковская залежь вскрыта одной скважиной с эффективной мощностью пласта ДI-2 – 12 м. Вдоль долинообразного понижения в таких условиях могли формироваться и другие залежи, что предопределяет целесообразность их поиска.

Для обеих зон в целях поиска залежей в пашийских отложениях необходима достаточно детальная сейсморазведка для уточнения морфологии эрозионного рельефа, картирования конкретных форм – эрозионных останцов, погребенных долин и врезов. На наш взгляд, не только выделенные зоны, но и вся погребенная раннепашийская расчлененная равнина заслуживает дальнейшего изучения.

#### В ОТЛОЖЕНИЯХ II НЕФТЕГАЗОНОСНОГО КОМПЛЕКСА. ВО ФРАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (карта № 15)

На картах погребенных доманиковского и мендымского рельефов в южной зоне выделен весьма контрастный грядово-холмистый рельеф. Массивные гряды, увенчанные вытянутыми в том же направлении холмами, определены как биогенные (рифогенные) образования не только по морфологии, но и по составу слагающих пород.

Очевидно, что в зоне подобного рельефа могли формироваться палеогеоморфологические ловушки разных типов, связанные прежде всего с рифогенными постройками. Подобный вывод вытекает из анализа данных бурения.

На рис. 16 показан процесс образования и захоронения рифов. Видно, что доманикиты доманика и мендыма на стадии захоронения (стадия "б")

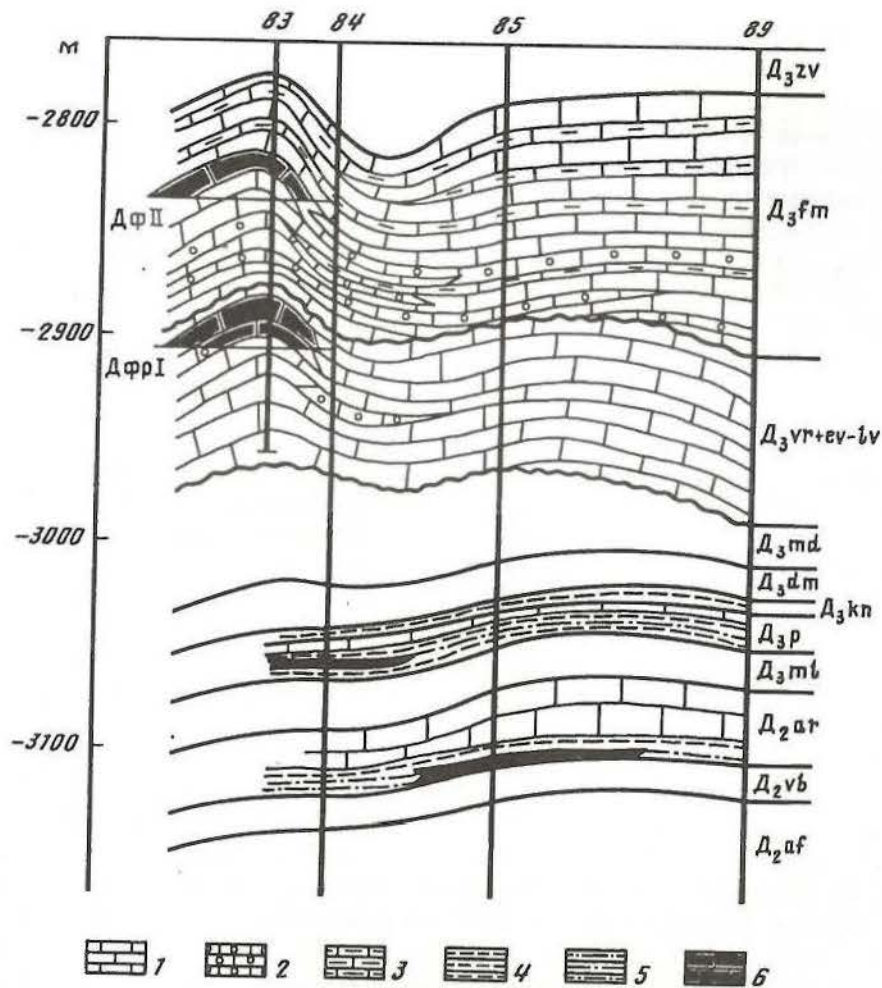


Рис. 17. Геологический разрез Золотовского месторождения

1 – известняк плотный; 2 – известняк кавернозно-пористый; 3 – известняк глинистый; 4 – аргиллит; 5 – алевролит; 6 – залежи нефти

сменяются аргиллитами – терригенными отложениями. Над рифом образуется положительный изгиб слоев колганской толщи воронежского горизонта и нижних слоев фамена, к которому приурочена залежь Дачного месторождения.

В пределах развития грядово-холмистого (рифового) франского рельефа расположены в доманиковых отложениях следующие месторождения: Загорское, Лебяжинское, Лапасское, Рыбкинское, Жоховское, Капитоновское, Ольшанское и Восточно-Ольшанское. Залежи приурочены в основном к пласту ДфрII, реже – ДфрIII. Месторождения Лебяжинское, Рыбкинское, Жоховское, Ольшанское и Восточно-Ольшанское располагаются непосредственно в пределах рифогенных куполов; Загорское, Лапасское, Капитоновское – на склонах гряд у подножий рифов. Как те, так и другие не могут относиться к структурам облекания, а заключены непосредственно в теле рифа или его основания, так как пласт ДфрII доманиковского горизонта

та располагается под мендымскими или воронежскими глинами, а пласт ДфрII – под пачкой глинисто-битуминозных карбонатных пород и аргиллитов в нижней части доманика.

В воронежских отложениях имеется единственная залежь на Золотовском месторождении нефти. Судя по разрезу (рис. 17), оно также относится к описываемому типу ловушек, так как имеет изгибы карбонатных пластов в пористо-кавернозных известняках верхнего франа и фамена, значительно превышающие изгибы слоев в ниже- и среднефранских отложениях. Залежь, по-видимому, относится к одиночному рифу. Выше по разрезу в тех же известняках, но уже фаменского возраста, образовалась аналогичная залежь нефти.

#### В ФАМЕНСКО-ЗАВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (карты № 16 и 17)

На карте погребенных фаменских рельефов в северной зоне развития денудационной равнины показан ряд месторождений: Сокское, Пашкинское, Ново-Федоровское, Краснонижское, Школьное, Ефремо-Зыковское, Самодуровское, Пономаревское и др. Залежи углеводородов в их пределах относятся к пласту ДфII. Размеры залежей от 1×2 до 4×10 км. Большинство из них вскрыто одной скважиной, некоторые – до пяти скважин.

На Сокском месторождении имеются четыре залежи (рис. 18). Одна из них относится к пласту До и приурочена к антиклинальному изгибу. Три залежи в рифогенных постройках располагаются вблизи кровли среднефаменских, заволжских и турнейских отложений со смещением свода по отношению к залежи До на 4 км. При этом сводовые части трех залежей приходятся на синклинальный прогиб пласта До. По данному разрезу можно предположить образование в верхней его части (начиная с фамена) формы рельефа типа рифа (биогерма). Эту мысль подкрепляет помещенный на рис. 18 разрез Врезовского месторождения с литологией, причем видно, что все пять залежей – фаменская, заволжская и три турнейские – связаны с пористо-кавернозными известняками и заключены в контрастную положительную форму рельефа или структуру при очень пологом тектоническом изгибе слоев пашийских, тиманских, доманиковых и мендымских отложений.

Пожалуй, наилучшее объяснение смещению залежей дает разрез, составленный А.Г. Галимовым по находящемуся вблизи Сокского Пашкинскому месторождению (рис. 19). Над изогнутой толщей пород от пашийского до мендымского горизонта, свод которой располагается вблизи скв. 1, выше по разрезу наблюдается крыло другой структуры. Со смещением на 8 км к северо-западу в воронежско-евлановско-ливленское время сформировалось рифогенное тело, которое унаследованно развивалось до конца турне, образовав залежи в фамене (пласт ДфII-1), в заволжском надгоризонте (пласт Зл) и в кизеловском горизонте турне (пласт Т<sub>1</sub>). Разрез представлен пористо-кавернозными известняками с прослоями чистых и глинистых известняков. Над этой огромной мощности толщей (480 м) залегают очень маломощные толщи елховских, бобриковских и тульских отложений на несколько выполаживающемся изгибе без смещения с оси рифогенного тела, совершенно не считающегося с антиклинальным изгибом в интервале пашийский-мендымский горизонты. Подобное залегание маломощных елхов-

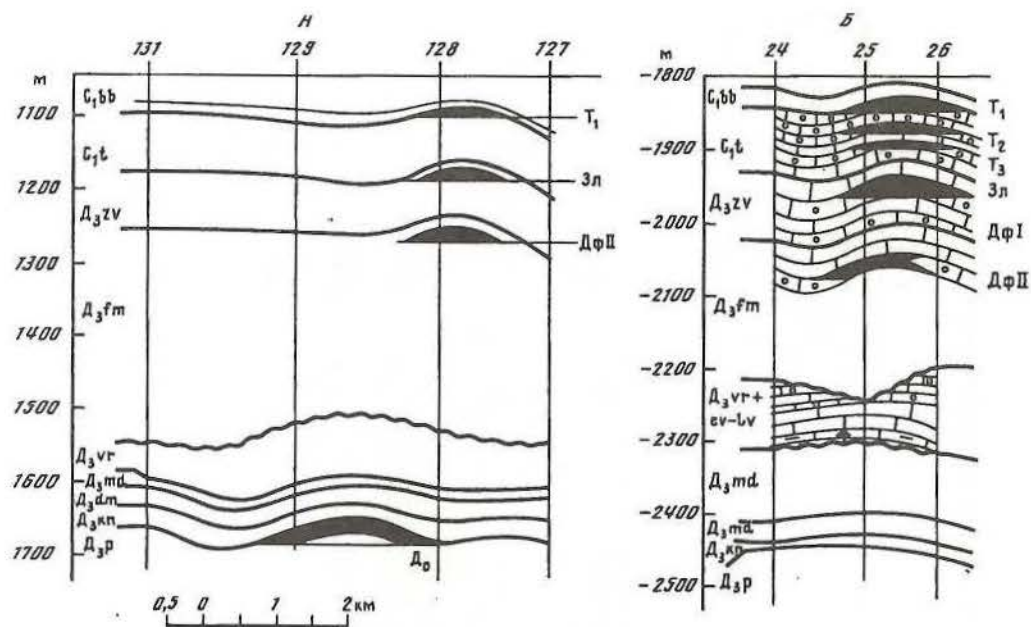


Рис. 18. Геологические разрезы Сокского (А) и Врезовского (Б) месторождений  
Условные обозначения см. на рис. 17

ского, бобриковского и тульского горизонтов, по-видимому, можно связывать с формированием структур облекания рифов.

На Краснонижском месторождении нефти по геологическому разрезу на первый взгляд намечается сквозная тектоническая структура. При детальном анализе выявляется, что она вверх по разрезу становится круче, приобретает наибольший изгиб в отложениях фамена, а еще выше вновь выполаживается. Иначе говоря, предполагается вывод о появлении какого-то биогенного тела в средней части разреза (погребенного рифа), которое могло способствовать промышленному накоплению углеводородов.

Аналогичное “появление” биогермных ловушек (рифов) намечается на Сокском, Кодяковском и других месторождениях. В среднедевонских и нижефранских отложениях в терригенных и карбонатных породах нефтегазовые залежи связаны с антиклинальными ловушками. После предворонежского размыва структурный план в вышележащих породах не нарушился, складки прослеживаются вверх по геологическим разрезам без нарушения положения своих осей. Но в части разрезов верхнего франа появляются биогермные известняки. Они образовали над крылом антиклиналей свой однотипный изгиб, который прослеживается по всему фамену, заволжскому горизонту и турне, а также выше. По оси каждой новой складки ярусно располагается ряд залежей в фамене, заволжском надгоризонте, турне и бобриковском горизонте. По аналогии с Сокским и Кодяковским месторождениями можно предположить, что и в данном случае происходило образование рифогенных палеогеоморфологических ловушек, а также ловушек облекания в бобриковском горизонте.

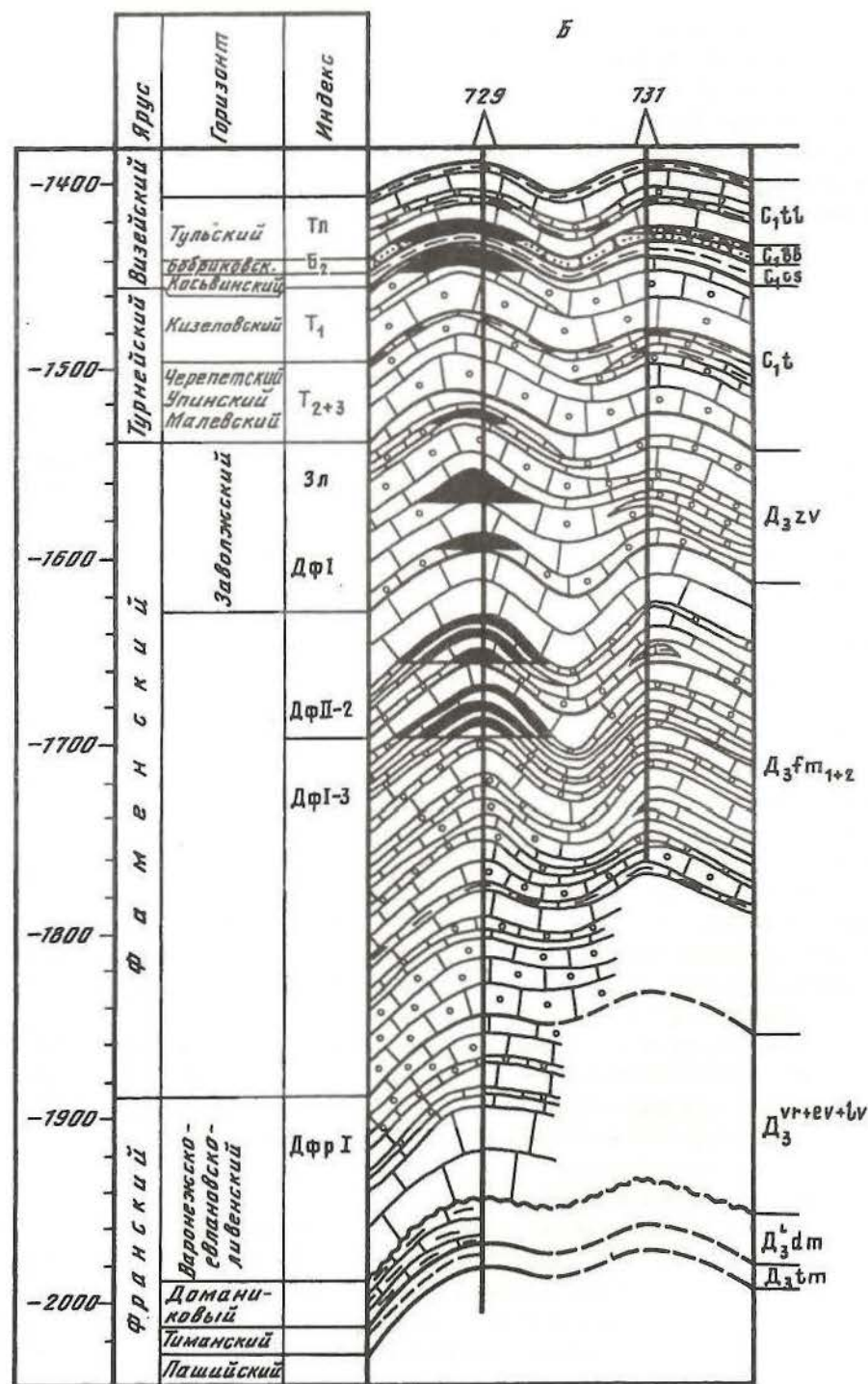
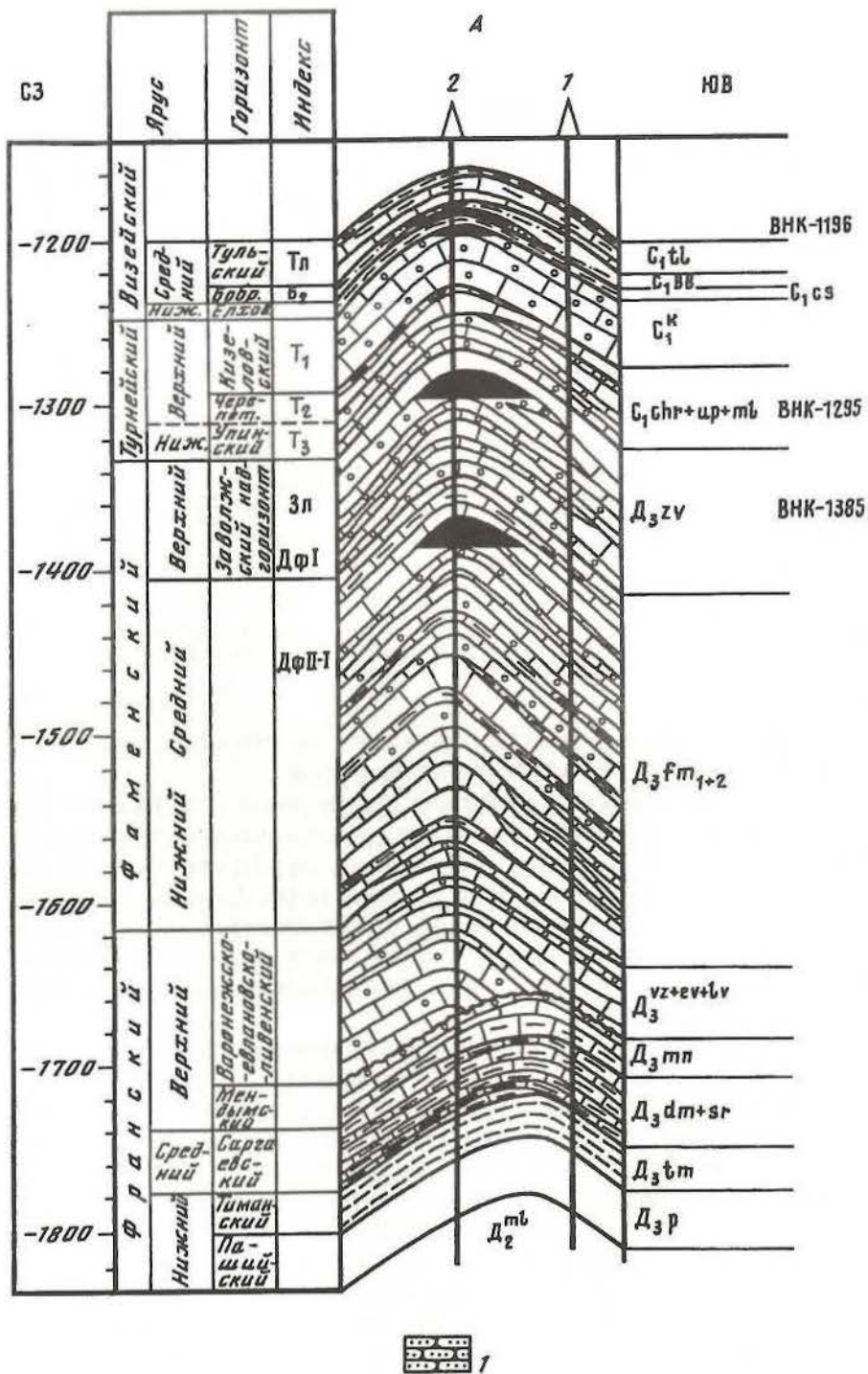


Рис. 19. Геологические разрезы Пашкинского (А) и Краснониевского (Б) месторождений нефти. Иллюстрация к формированию рифа на крыле антиклинали

1 – песчаник. Остальные условные обозначения см. на рис. 17

Судя по карте, составленной для заволжского времени многие элементы погребенного фаменского рельефа продолжали свое формирование. Это относится к месторождениям нефти и газа (Сокское, Пашкинское, Исайкинское, Краснонижское, Школьное, Врезовское, Кончагышское, Богдановское и др.). Со значительно большим, чем в фамене, распространением денудационной равнины к югу расширяется и площадь возможного развития месторождений интересующего нас типа.

### В ТУРНЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (карта № 18)

Залежи в турнейских отложениях имеют развитие значительно более широкое, чем в отложениях заволжского надгоризонта. Общее число их составляет 82. Ряд из них был перечислен выше (Сокское, Врезовское, Пашкинское, Краснонижское и другие месторождения), где турнейские залежи находятся строго над заволжскими и фаменскими. Это объяснимо, если серия ловушек образована одной биогенной формой рельефа и лишь наличие глинистых прослоев или покрывок из непроницаемых карбонатов разделяет их.

Но существует большое число месторождений, приуроченных только к турнейским отложениям. Таковы месторождения Чекалинское, Воробьевское, Кирсановское (рис. 20), Северо-Красноярское (рис. 21) и др. Намечаются две главные причины наличия подобных одноярусных залежей: а) прекращение буровых работ после открытия первой турнейской залежи; б) турнейские рифы не надстраивали верхнедевонские, а прислонялись к ним. Имеются случаи, когда верхнедевонские рифы перекрываются турнейскими отложениями небольшой мощности. В этом случае могли возникнуть структуры облекания фаменско-заволжских рифов. Например, в Пермской области поднятия в заволжских и турнейских отложениях рассматриваются как структуры облекания франско-фаменских рифов. В Оренбургской области можно считать бесспорным существование турнейских рифов во внутренней бортовой зоне Муханово-Ероховского прогиба. В этом случае в рифе будут только турнейские залежи.

О том, что на всех указанных выше месторождениях ловушки не являются тектоническими, но связаны с формами биогенного, реже экзогенного (останцы денудации) генезиса, можно судить по прилагаемым разрезам.

На Чекалинском месторождении залежь в карбонатном пласте  $T_3$  смещена относительно залежи в терригенном пласте До, то же самое на Воробьевском месторождении (рис. 22).

Турнейская поверхность со складчатой кровлей, к поднятиям которой приурочены массивные залежи нефти на Кирсановском месторождении (см. рис. 20), совершенно не соответствует пашийской структурной поверхности. На меридиональном разрезе намечается легкий перегиб кровли пашия, но он не обеспечивает развития складки по кровле турне. Следовательно, это поверхности разного генезиса. Для турне в данном случае она, скорее всего, биогенная, не исключается и возможный денудационный ее генезис.

Судя по приведенным выше описаниям ловушек нефти и газа во II нефтегазоносном комплексе (см. раздел 4.3), наиболее распространенными и

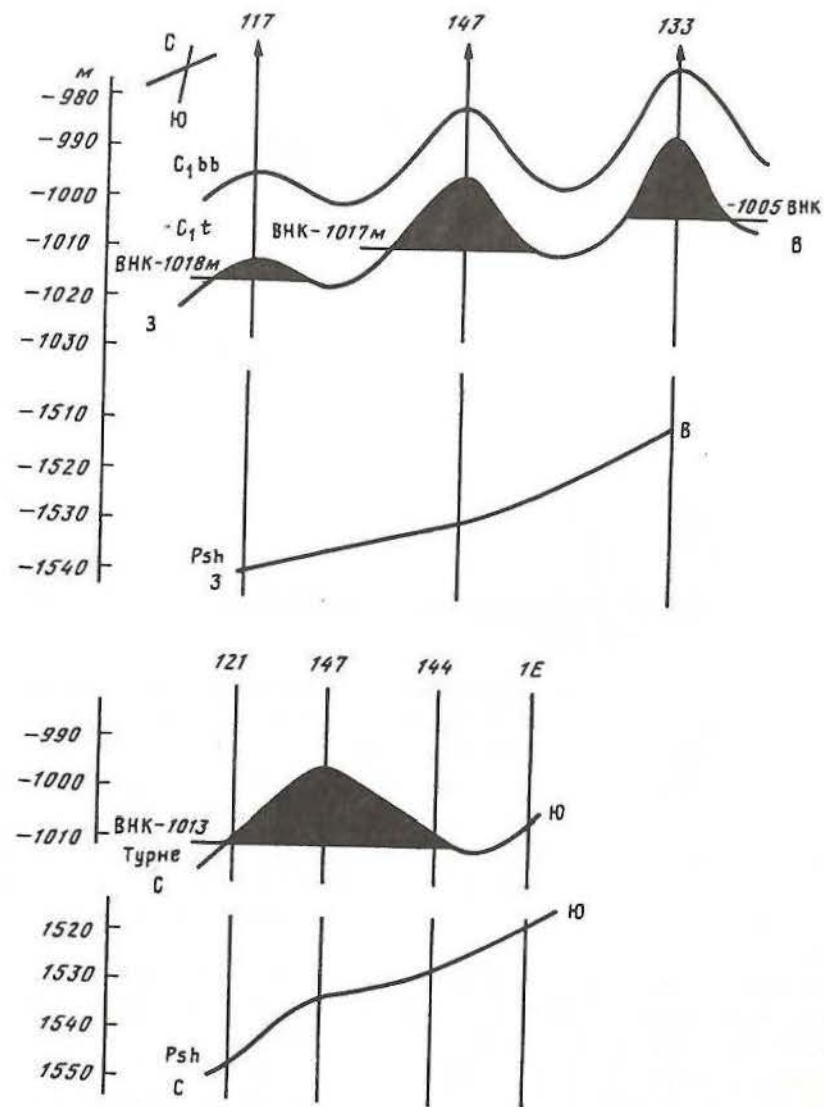


Рис. 20. Профильные разрезы Кирсановского месторождения

наиболее важными для поисков нефти и газа являются ловушки, образованные биогенными формами рельефа, т.е. в основном рифами. Данный вывод подтверждается особенностями размещения нефтегазовых месторождений в южной зоне доманиково-мендымских барьерных рифов и по другим разведанным площадям (см. карту № 15). С этим не согласуется небольшое число месторождений, открытых в рифовом обрамлении Муханово-Ероховского прогиба при достаточно хорошей разбуренности площадей.

Хорошая разбуренность для карбонатных толщ – понятие относительное, так как изменчивость пластов-коллекторов в карбонатах значительно выше, чем в терригенных отложениях. Это известно из практики геолого-разведочных работ на нефть и газ и разработки рудных месторождений, ко-

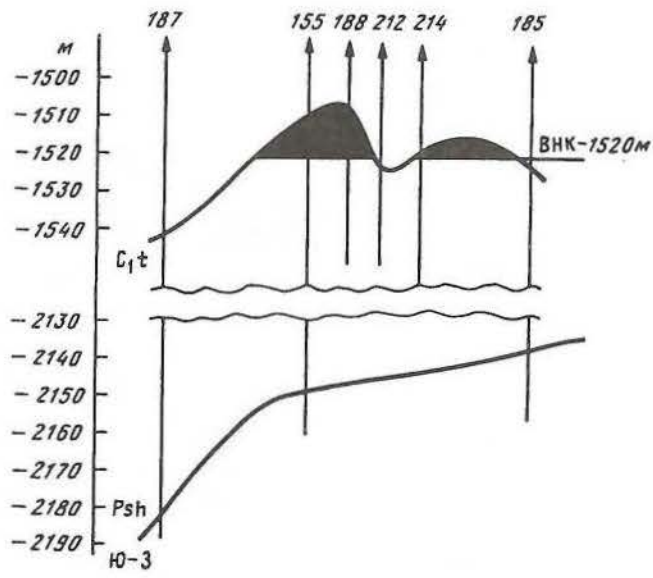


Рис. 21. Профильный разрез Северо-Красноярского месторождения

гда дренажные скважины в известняках приходилось бурить по очень густой сетке, вплоть до 5×5 м, ввиду прихотливого распределения флюида в связи с различной плотностью известняка.

С учетом этого обстоятельства проходка даже нескольких скважин не решает проблему нефтегазоносности рифового массива. Поэтому на прогнозных палеогеоморфологических картах (см. карты № 16–18) зона рифового обрамления Муханово-Ероховского прогиба по отложениям фамена, заволжского надгоризонта и турне нами выделена как перспективная.

Следует также иметь в виду возможность открытия месторождений в одиночных рифах в пределах перспективных территорий, показанных на прогнозных картах редкой диагональной штриховкой.

Выделяя перспективные территории на поиски нефти и газа в ловушках, связанных с погребенными формами рельефа, мы понимаем эти территории в широком смысле возможного нахождения в их пределах не только доказанных – рифовых, денудационных, но и седиментационных, карстово-суффозионных и других типов и форм ловушек.

В заключение подчеркнем, что диагностические признаки палеогеоморфологических ловушек углеводородов лучше всего проявляются при изучении выступов фундамента, тектонических разрывных нарушений, участков выклинивания пластов-коллекторов, развития мощной коры выветривания, резкого несогласия в залегании слоев, несколько слабее – эрозионных врезов. Во всех указанных случаях сейсмическими методами в сочетании с бурением могут быть выявлены разнообразные типы ловушек, конкретная характеристика которых была дана выше. Это подтверждено результатами специально проведенного геологического и сейсмического моделирования. Выявление рифов и биогермных построек сейсморазведкой можно считать освоенным. Проведенные работы по моделированию

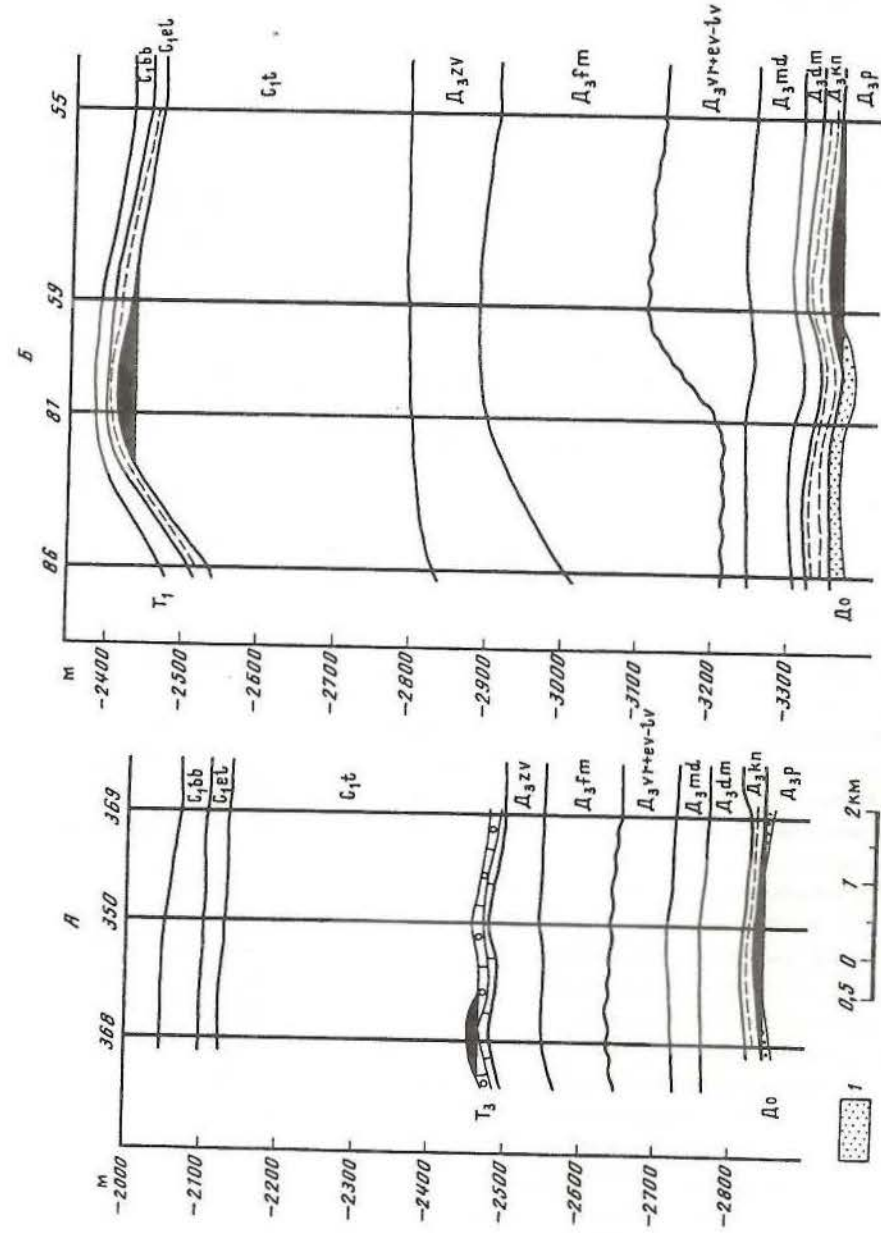


Рис. 22. Профильные разрезы Чекалинского (А) и Воробьевского (Б) месторождений  
1 – пещок. Остальные условные обозначения см. на рис. 17

позволяют частично решать задачи по поиску залежей, связанных с погрешными рельефами, путем переинтерпретации имеющихся геофизических материалов на площадях промоделированных типов ловушек.

#### 4.5. НОВЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПОИСКОВ НЕФТИ

Промышленная нефтеносность региона, как указывалось, ограничена восемью нефтегазоносными комплексами, включающими девонские, каменноугольные и пермские отложения, а территориально – Волжско-Камской антеклизой и Предуральским краевым прогибом. Стремление нефте-разведчиков расширить эти рамки направлено как в глубь земных недр, так и вширь – в сторону горного сооружения Урала. Рассмотрим очень кратко возможности поиска на некоторых направлениях с позиций данной концепции.

##### В РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕРНОВОДСКО-АБДУЛИНСКОГО АВЛАКОГЕНА

Изучение рифейских отложений в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции в нефтепоисковых целях ведется уже давно. В обобщении, произведенном в 1977 г. [14], указывается, что в рифее отмечены лишь слабые нефтепроявления в калтасинской, леонидовской и серафимовской свитах, которые по новой стратиграфической схеме рифея платформы и западного склона Южного Урала относятся к нижнему и среднему рифею. Другими сведениями об открытиях не располагаем.

В позднем протерозое до формирования рифейского пенепплена Серноводско-Абдулинский авлакоген представлял собой межгорную впадину, аккумуляировавшую континентальные осадки. По Л.З. Егоровой [29], они представлены песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами и аргиллитами. Среди песчаников есть пачки слоев с хорошо окатанными кварцевыми зернами, которые можно считать аллювием постоянных водных потоков.

Аллювиальные песчаники (это, по-видимому, русловая фация) могут создавать пласты с хорошими коллекторскими свойствами. Аргиллиты, алевролиты являются покрышками. При погружении дна впадины выполняющие ее осадки должны были опускаться в центральной части больше, чем в периферических зонах, создавая ловушки типа выклинивания пластов, запечатывания аллювия, заливообразных и др. Таким образом, имеют место все три необходимых условия для образования залежей нефти.

Сложнее вопрос с источником нефти. Нефтепроизводящими породами в Волго-Уральской провинции некоторые ученые считают “доманикиты” – сильно битуминизированные карбонатные породы II нефтегазоносного комплекса (доманик-фамен) [2]. Из этих пород нефть, по-видимому, мигрировала как вверх, так и вниз. Но насколько глубоко вниз, достигла ли мигрирующая нефть рифейских образований авлакогенов – вопрос, подлежащий изучению. Наличие хотя бы слабых нефтепроявлений в этих отложениях диктует необходимость поиска промышленных залежей независимо от точек зрения на вопросы происхождения и миграции нефти.

К настоящему времени в провинции открыты два месторождения нефти – Шарканское и Соколовское.

Шарканское месторождение нефти обнаружено в терригенных отложениях венда в Удмуртии на глубине 2297 м. Нефть имеет плотность 0,965, сернистость 0,28%. Подсчитаны геологические и извлекаемые запасы по категориям  $C_1$  и  $C_2$ .

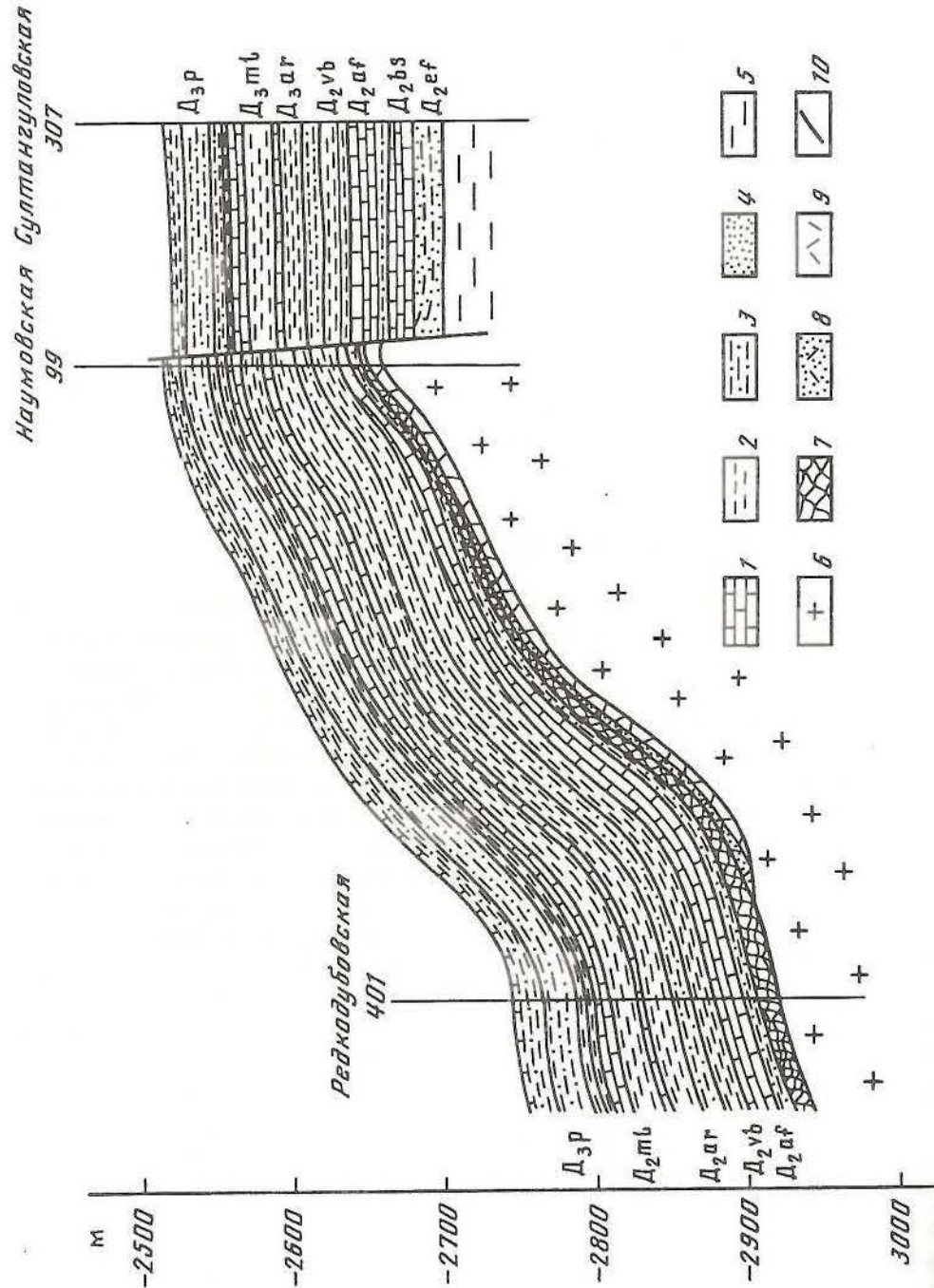
Промышленная нефть выявлена на Соколовской площади в каировской свите венда. Кроме того, в венде встречены интенсивные нефтепроявления.

По-видимому, можно считать венд уже вовлеченным в сферу поисков. Больших затруднений в этом направлении не предвидится, поскольку венд, являясь составной частью ортоплатформенного чехла, имеет те же условия для проведения поисково-разведочных работ, что и палеозойские отложения. Однако одно существенное отличие необходимо учесть. Восточная часть региона в венде подверглась орогенезу. Поэтому на какой-то территории платформенные формации замещены или дополнены орогеническими, в частности молассой. Плогие платформенные складки могут смениться более крутыми орогеническими. Однако последние даже более благоприятны для формирования ловушек.

##### В ДРЕВНИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Вскрытая рядом скважин кора выветривания на рифейско-вендском пенепплене представлена несколькими разновидностями, создающими в сумме нормальный профиль коры, – от слаботрещиноватых коренных кристаллических пород до полностью преобразованных химическим выветриванием в глины. Среди них отмечены и породы-коллекторы (см. карту № 11). Учитывая сложный рельеф пенепплена в современном структурном плане, когда рифейско-девонская кора выветривания может залегать гипсометрически выше ниже- и верхнедевонских отложений и, в частности, выше нефтепроизводящих свит, вполне вероятно миграция углеводородов в коры выветривания. Таких участков в южной части Волжско-Камской антеклизы много. В Самарской области выделяется большая территория, охватывающая крупнохолмистый рельеф, педиплен. В Оренбургской области в районе площадей Редкодубовской и Наумовской пенеппленизированный фундамент из кристаллических пород нижнего архея изменяет свое положение от отметки –2950 до –2650 м, т.е. на 300 м. При этом в районе скв. 99 Наумовской фундамент оказывается на 100 м выше пашийских отложений, как это видно на разрезе (рис. 23), а также выше доманикового и мендымского горизонтов, т.е. горизонтов продуктивных.

На разрезе видны три зоны выветривания: трещиноватые породы фундамента, дезинтегрированные породы фундамента и глинистая кора выветривания. Коллектором для нефти может служить средний слой – дезинтегрированная порода – продукт физического выветривания, покрышкой – глинистая кора выветривания и вся вышележащая карбонатная толща. Нефть может свободно мигрировать по дезинтегрированным породам до встречи с экраном, которым является дизъюнктивное нарушение. Образуется ловушка типа тектонического (дизъюнктивного) экранирования. По



заклучению В.Ф. Хлуднева, производившего математическое сейсмическое моделирование, такого типа ловушки в настоящее время может успешно картировать сейсморазведка МОГТ, причем по обоим элементам: по тектоническому нарушению, так как на сейсмических разрезах отчетливо видно взаимное положение поднятого и опущенного блоков, и по коре выветривания, так как ее акустические параметры  $V_p = 5500-5000$  м/с можно рассматривать как слой пониженных скоростей, расположенный между высокоскоростными породами фундамента и перекрывающими карбонатами.

Поиски залежей в коре выветривания целенаправленно в Волго-Уральской провинции пока не производятся. Обосновывая предложение о поисках, мы предполагаем, что размеры залежей в коре выветривания будут различными в зависимости от многих условий: мощности коры, типа коры, типа ловушки и др. А реальность предложения можно подтвердить примером газонефтеносности коры выветривания фундамента Шаимского района Западной Сибири, где промышленные притоки нефти и газопроявления в породах коры установлены почти на всех месторождениях района. Продуктивность коры довольно высокая: по многим скважинам получены притоки нефти, достигавшие 100 м<sup>3</sup>/сут и более, и газа 6000 м<sup>3</sup>/сут через 8 мм штуцер [30].

Кора выветривания в этом районе образовалась в триасовое и нижнеюрское время на палеозойских породах, метаморфизованных в различной степени. Сравнивая геологические и геоморфологические условия образования коры выветривания Шаимского района и исследуемого нами, видим полную аналогию, с той лишь разницей, что в одном случае кора выветривания формировалась на фундаменте молодой постгерцинской платформы, в другом – на древней докембрийской.

#### В ОТЛОЖЕНИЯХ ОРДОВИКА

Ордовик Оренбуржья, как и всей Волго-Уральской провинции, изучен слабо. Залежей нефти в нем неизвестно. Ордовик лучше изучен в Тимано-Печорской провинции. Верхний ордовик представлен карбонатами и содержит залежи нефти и нефтепроявления в пределах Хорейверской и Косью-Роговской впадин. В нижнем ордовике, представленном базальной пестроцветной терригенной формацией, залежей нефти неизвестно. В Оренбургской области ордовикская толща сложена в основном песчаниками и частично алевролитами.

Литологический состав и порядок напластований этих отложений не отличаются от терригенных девонских отложений. Однако по скв. 630 они имеют большую мощность, ранее в платформенных условиях Волжско-Камской антеклизы не встречавшуюся. Не исключено, что вскрытые отложения являются осадками краевой зоны каледонской миогеосинклинали или погруженного шельфа ордовикского моря. Они имеют платформенный

Рис. 23. Ловушка в коре выветривания, тектонически экранированная

1 – известняк; 2 – аргиллит; 3 – алевролит; 4 – песчаник; 5 – породы рифа и венда; 6 – кристаллический фундамент; 7 – кора выветривания глинистая; 8 – дезинтегрированные породы фундамента; 9 – трещиноватые породы фундамента; 10 – тектонические нарушения



облик и могут быть неплохим коллектором, покрывка из алевролитов не обладает достаточной мощностью. Учитывая изменение литологии под краевым прогибом и зоной линейной складчатости (см. рис. 2), толща ордовика может быть нефтеносной, однако требует дополнительного изучения в литологическом, тектоническом и палеогеоморфологическом плане.

### В СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ЮЖНОГО УРАЛА

Вопрос о возможной нефтегазоносности Южного Урала нами изучался детально для территории Башкирии [40]. Поскольку Южный Урал, как и весь Урал, имеет субмеридиональную зональность, строение его в Оренбургской области в общем сходно со строением на смежной территории Башкирии. В общем виде перспективы, а точнее, вероятность открытия месторождений нефти и газа на Южном Урале сводится к следующему.

На основе анализа развития формаций по латерали и вертикали, типов складчатости выделены три зоны, имеющие различную вероятность формирования месторождений.

1. Зона палеошельфа, охватывающая часть западного склона Южного Урала, включая краевую зону линейной складчатости, часть Зилаирского синклиория и Башкирского мегаантиклиория, представлена палеозойскими комплексами платформенного облика с присутствием рифовых и биогермных известняков и доломитов, кварцевых песчаников прибрежно-морского и континентального генезиса. Зона является непосредственным продолжением палеошельфа, и разрезы ее принципиально не отличаются от разрезов платформенного чехла Русской плиты. В отличие от типичной платформы здесь развита альпинотипная складчатость. Но в современных представлениях этот тип складчатости не является признаком геосинклинального развития территории и не служит основанием для противопоставления рассматриваемой территории платформе. Наличие такой складчатости не снижает, а, напротив, увеличивает перспективы нефтегазоносности, так как высокая контрастность складок обеспечивает формирование крупных ловушек нефти и газа.

Зона отнесена к перспективным на поиски месторождений углеводородов, тем более что в ее пределах находятся Ветосское и Сурсайское месторождения нефти.

2. Зона континентального склона палеозойской материковой окраины с преобладанием кремнисто-глинисто-сланцевых и кремнисто-кварцевых образований с существенно ухудшенными коллекторскими свойствами. Усиление метаморфизма и наличие магматических пород – неблагоприятные условия для нефте- и газообразования и накопления.

3. Океаническая зона (эвгеосинклиналь). Располагается к востоку от Главного Уральского разлома и ныне представлена Магнитогорским мега-синклиорием. Эвгеосинклиналь развивалась весьма сложно на океанической коре с образованием к концу палеозоя коры континентального типа. Выделены два структурных яруса: кембрийско-нижнедевонский геосинклинального типа с интенсивно дислоцированными и метаморфизованными породами и среднедевонский–среднекаменноугольный, сложенный как эффузивами, так и осадочными образованиями. В кизильской структурно-фаци-

альной зоне развиты субплатформенные известняки, в том числе рифогенного типа. Среди них геофизическими методами выделены крупные погребенные поднятия, предположительно рифовые массивы, заслуживающие проверки на наличие углеводородов.

Следует обратить внимание на такую закономерность: если степень метаморфизма пород Южного Урала увеличивается с запада на восток, от западного склона к восточному, то в Магнитогорском мегасинклиории она ослабевает снизу вверх, от геосинклинальных к платформенным формациям. В обратной последовательности изменяется вероятность нахождения углеводородов.

Все промышленные месторождения нефти, газа и конденсата в пределах платформы, краевого прогиба и два месторождения на Урале выявлены в платформенных формациях. Вероятность накопления нефти в орогенных и геосинклинальных формациях тем больше, чем меньше метаморфизм пород и чем меньше в них магматогенных образований. В связи с этим к перспективным отнесена вся область палеошельфа по палеозойским отложениям. В зону с неясными перспективами включены области континентального склона и подножия палеоокеана, сложенные мио- и эвгеосинклинальными палеозойскими формациями, а также все рифейско-вендские отложения шельфа и континентального склона. Однако среди них выделены платформенные формации рифея западного склона Южного Урала и субплатформенные – палеозоя восточного склона, где нефтегазоносность более вероятна. Поиск углеводородов следует проводить не только во впадинах горного сооружения, но и в хребтах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В последние 10–15 лет в нефтяной геологии все больше укореняется мнение, что поиски месторождений нефти и газа в традиционных (антиклинального типа) ловушках – лишь первый этап освоения потенциальных ресурсов углеводородного сырья, за которым должен наступить второй, более трудный этап освоения недр, связанный с поисками залежей в других, более сложнопостроенных ловушках углеводородов.

Разведочная практика последних лет показывает, что из числа выявляемых, главным образом попутно, залежей в ловушках неантиклинального типа наиболее разнообразны ловушки, образованные погребенными в осадочном чехле платформ древними рельефами земной поверхности. Залежи нефти связаны с конкретными ловушками, а значит, с конкретными формами рельефа. Но выявление этих форм в процессе поисковых работ – дело трудное и малоэффективное без знания закономерностей их формирования и пространственного размещения в конкретном районе. Палеогеоморфологическая наука пока мало накопила необходимых для этой цели сведений по столь древним эпохам рельефообразования, которые существовали в рифее и девоне.

Исследования, проведенные в Оренбургской и Самарской областях, показали, что задача воссоздания древних рельефов и связанных с ними месторождений углеводородного сырья в принципе решается в той или иной степени в зависимости от разведанности территории, масштаба исследований и при обязательном комплексировании геоморфологических и геологических методов при изучении погребенного рельефа.

Считаем необходимым раскрыть понятие “комплексирование”, употребленное в данном случае. Общеизвестно, что поиски полезных ископаемых – прерогатива геологии и ее методов. И может сложиться мнение, что при комплексировании роль геоморфологии может сводиться лишь к “присутствию при сем”. Но известно также и то, что при поисках месторождений ряда полезных ископаемых, таких, как россыпи благородных и редких металлов, бокситовые руды и др., значение методов геоморфологического (палеогеоморфологического) анализа выходит на первый план.

В данном случае при поисках месторождений нефти привлечение методов таких чисто геологических наук, как литология, учение о фациях, динамическая тектоника, необходимо в первую очередь для решения геоморфологических задач: определения генезиса форм рельефа и их ассоциаций, закономерностей их формирования и пространственного распространения, т.е. анализа истории развития погребенных рельефов в целом и частностях.

Это еще пока не комплексирование. Это привлечение “услуг” смежных наук для своих целей. И если названные задачи решены и результаты полу-

чили отображение на соответствующих картах и разрезах, то это собственный, причем огромный, вклад геоморфологии и палеогеоморфологии в геолого-разведочный процесс. Собственно комплексирование должно производиться позднее, на стадии выбора площади под детальную сейсморазведку или точки для заложения глубокой поисковой скважины, когда использование информации, полученной от всех наук, совершенно обязательно. На этой стадии прогнозная палеогеоморфологическая карта может и должна использоваться в качестве базовой наряду со структурной картой и прогнозной геологической.

Несколько неожиданными оказались относительно слабая разбуренность нефтеносных земель Оренбуржья и особенно слабая разбуренность большинства открытых месторождений. Ведь изложенная в первых главах монографии методика палеогеоморфологических исследований основана как раз на наличии кустов скважин, которые позволяют получить достаточно полное представление о морфологии и о генезисе объекта изучения. Слабая разбуренность территории потребовала еще более тщательного изучения региональной палеогеоморфологии, при котором накапливались хотя бы отрывочные, неполные сведения, относящиеся к формам рельефа, но в сумме позволяющие решить и эту задачу. В большинстве случаев формы экзогенного рельефа, как и принято считать, оказались связанными с поверхностями несогласий в залегании осадочных пород. Образование их происходило в эпохи континентальных перерывов, особенно в терригенном комплексе. Но такие перерывы имели место и при карбонатном осадконакоплении, и некоторые экзогенные формы возникали во время этих перерывов. Однако в карбонатных толщах формы рельефа создавались и биогенными процессами, при этом возникали формы, прослеживающиеся через толщу пород в объеме двух-трех горизонтов и даже целого яруса, включая и континентальные перерывы.

В региональном плане, благодаря тому что многие глубокие скважины в Оренбургской и особенно Самарской областях пробурены до фундамента осадочного чехла платформы, удалось уточнить представления о древнем, обычно именуемом додевонским, пенеплене. Его возраст определен как позднерифейский. Установлено, что к востоку он расщепляется на две ветви – позднерифейскую и поствендскую. Пенеплен в первичном виде имел остаточные формы процесса выравнивания – монадни, гряды, ложбины, которые при захоронении в осадочном чехле образовывали ловушки для залежей нефти (кольцеобразные, прислонения, облекания, закупоривания аллювия). С началом девонской тектонической активизации пенеплен претерпел существенные преобразования, при этом, чем дальше он находился в непогребенном состоянии, тем больше геоморфологические изменения он претерпел, а усложнение морфологии все больше и больше увеличивало количество потенциальных ловушек для нефти и газа. Погружение пенеплена под уровень Уральского палеоокеана происходило порционно, последовательно с востока на запад и сопровождалось захоронением его осадками с консервацией форм. Контрастность погребенного рельефа больше там, где пенеплен сформировался на кристаллических породах раннеархейского фундамента, и меньше на глинистых породах рифея и венда. Полное захоронение пенеплена произошло в предфаменское время.

За время захоронения пенеблена сформировалось несколько поверхностей выравнивания, расположившихся ступенчато с увеличением высоты и снижением возраста с востока на запад.

В осадочном чехле I нефтегазоносного терригенного комплекса (эмское время раннего девона–тиманское время позднего девона) экзогенное рельефообразование связано с континентальными перерывами в осадконакоплении – с поверхностями стратиграфического несогласия. Происходило образование поверхностей выравнивания, иногда не успевавшее завершиться, эрозионное расчленение, образование холмов разных размеров, причем устанавливается связь между контрастностью погребенного рельефа и степенью дислоцированности отложений. Таким образом, хотя поверхность несогласия и принято изображать линией, фактически она представляет собой ярус выровненного или контрастного рельефа. Чем больше степень эрозионного площадного и глубинного расчленения, тем перспективнее территория на обнаружение ловушек.

На юге Волжско-Камской антеклизы изучался эрозионно-тектонический желоб, приблизительно совпадающий с известным Рубежинским прогибом. В процессе его развития он слегка мигрировал к северу и югу, сменялись осевая и бортовые зоны. В эмское, бийское, воробьевское и ардаатовское время в его пределах происходила ингрессия океанских вод, сменявшаяся каждый раз образованием речной долины. Возникло переслаивание морских осадков с речными аллювиальными. Русловая фация аллювия всегда является отличным коллектором, пойменная фация при достаточной мощности – покрывкой. Морские ингрессивные осадки увеличивали мощность покрывки. Образовалось закупоривание аллювия. С ловушками в аллювии связаны залежи нефти. Река имеет большую протяженность. Наблюдаются поперечные относительно долины поднятия, вследствие чего возможно в долине как в разрезе, так и по тальвегам наличие нескольких ловушек.

В карбонатном комплексе палеогеоморфологическим анализом выявлена ранее неизвестная крупная зона рифогенных образований широтного простираения на юге Оренбургской области. Она располагается на северном борту отмершего эрозионно-тектонического желоба. Возраст этого рифового сооружения средне-верхнефранский (доманиково-воронежский). Очевидно, это барьерный риф.

К северу от него расстилается относительно глубоководная (свыше 200 м) равнина, сложенная осадками депрессионной фации, которая послужила основанием для формирования Муханово-Ероховского прогиба. На части этой равнины произошла тектоническая активизация, выразившаяся в появлении многих мелких впадин и поднятий. В этих зонах в верхнефранское и фаменское время стали возникать рифовые массивы в основании из синезеленых и багряных водорослей, над которыми нарастали разрозненные рифовые постройки.

С закрытием Уральского палеоокеана развитие рифов в турнейском море происходило в эпиконтинентальных условиях.

Кроме биогенных процессов, в формировании рельефов карбонатной толщи участвовали выветривание при осушении бассейна, денудация, эрозия, суффозионно-карстовые процессы. Довольно яркую роль как рельефообразующий процесс сыграла седиментация. Компенсированное и не-

компенсированное прогибание создало поверхности, различающиеся по высоте многими десятками и сотнями метров. Фациальный состав также влиял на образование уступов на границах фаций. Кремнистые, глинистые, битуминозные известняки создавали меньшие мощности, тогда как чистые органогенные известняки и доломиты – большие.

Большое разнообразие выявленных типов и форм рельефа позволило практически в каждом горизонте наметить значительные по размерам площади, перспективные на поиски ловушек, связанных с формами рельефа. Нефтегазоносность обусловлена рельефами разного происхождения. Наиболее важные в этом отношении во II нефтегазоносном комплексе – биогенные формы. Представляется особенно перспективной южная зона рифогенных образований, где доманиковый горизонт содержит два продуктивных пласта и практически сплошную покрывку из мендымских аргиллитов и толщи воронежско-евлановско-ливенских отложений. Если учесть, что “доманикиты”, по мнению ряда исследователей, к тому же являются нефтепроизводящей толщей, то в данной зоне имеются все условия для нефтегазонакопления с сохранением залежей.

В терригенном комплексе наблюдается большое разнообразие типов ловушек – эрозионных, заливообразных (при выклинивании пластов), захоронения холмов и закупоривания аллювия в речных долинах. Имеются перспективы открытия экранированных поверхностью предворобьевской и воробьевской денудации залежей в крутонаклонных слоях верхнеэфельских известняков.

В нижней части чехла, сопряженной с пенебленом, имеются ловушки, связанные как с бывшей сушей, так и с прибрежными мелководьями эмского, бийского, воробьевского, ардаатовского, пашийского морей в виде аккумулятивных форм рельефа.

В процессе исследований составлено 18 палеогеоморфологических и прогнозных карт, множество геолого-палеогеоморфологических разрезов. Такое количество графических материалов и их анализ позволили прояснить некоторые вопросы как в области развития древних рифейско-девонских и раннекаменноугольных рельефов, так и в представлении о нефтегазоносности региона.

Составленные палеогеоморфологические и прогнозныe карты являются практически картами районирования по степени перспективности территории на поиски описываемой категории ловушек и предназначены для выбора первоочередных площадей под детальную сейсморазведку с указанием конкретных горизонтов производства работ и типов искоемых объектов.

Учитывая масштаб карт 1: 200 000, при постановке поисковых работ желательна дополнительная проработка имеющихся геолого-геофизических материалов в части наличия коллекторов и покрывок для каждой планируемой к опосредованному поиску площади.

Для дальнейшего уточнения построенных палеогеоморфологических карт необходимо в первоочередном порядке проанализировать генезис известных месторождений и залежей во всех случаях, где это возможно.

По результатам геологического и сейсмического моделирования выявилась возможность картирования некоторых типов ловушек в глубокозалегающих отложениях I нефтегазоносного комплекса.

Новое и практически важное направление – поиск залежей в ловушках, связанных с корами выветривания пород кристаллического фундамента и с поверхностями резкого несогласия – денудационными поверхностями на карбонатах, так как те и другие широко развиты на нефтегазоносной территории юго-востока Русской плиты.

Переинтерпретация имеющегося геофизического материала на площадях развития промоделированных типов ловушек, связанных с погребенными формами рельефа, может выявить площади, перспективные для постановки детальных сейсморазведочных работ и поискового бурения.

Проведенные исследования – это первый опыт изучения палеогеоморфологических условий формирования столь древних толщ, древнейших погребенных рельефов. Поэтому естественны недочеты и недоработки. Тем не менее впервые составленные палеогеоморфологические и прогнозные карты – это шаг вперед в направлении внедрения палеогеоморфологии в нефтепоисковую практику для повышения эффективности ее работ. Представляется, что поисково-разведочные работы должны основываться на трех критериях: на современных структурных планах нефтегазоносных толщ, их литолого-фациальных особенностях (закономерностях распространения коллекторов и покрышек) и на геоморфологическом анализе с составлением карт по всем ярусам погребенных рельефов.

Палеогеоморфологические исследования в нефтепоисковых целях должны проводиться по возможности в разных масштабах. Внедрение палеогеоморфологии в нефтепоисковую практику предопределяет как совершенствование палеогеоморфологических исследований путем накопления практического опыта, так и совершенствование технических средств поисковых работ.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев М.М., Батанова Г.П., Хачатрян Р.О. и др. Девонские отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1978. 216 с.
2. Анализ схем формирования месторождений и прогноз нефтегазоносности структур. Л.: Недра, 1977. 188 с.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР: 4 тома карт и краткая объяснительная записка. Л., 1972.
4. Баранов В.К. Цикличность осадконакопления и закономерности распространения нефтегазоносных пластов-коллекторов эйфельско-франских отложений юго-востока Волго-Камской антеклизы // Прикладные вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. Новосибирск: Наука, 1987. С. 80–89.
5. Баранов В.К. Этапность формирования воробьевского горизонта юго-востока Волго-Камской антеклизы // Геология нефти и газа. 1988. № 5. С. 31–35.
6. Баранов В.К., Галимов А.Г. и др. Строение и распространение пашийских пластов юго-востока Волго-Камской антеклизы // Там же. 1990. № 5. С. 13–16.
7. Баранов В.К., Денцкевич И.А. Поисковое значение эрозионных палеоврезов в терригенных породах девона Восточно-Оренбургского структурного выступа // Нефтегазовая геология и геофизика. 1982. № 1. С. 14–17.
8. Билибин О.А. Основы геологии россыпей. М.: Изд-во АН СССР, 1995. 472 с.
9. Бобров С.Т., Щипакина И.Г. О верхнепротерозойской коре выветривания юго-западной части Украинского кристаллического щита // Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985. С. 84–103.
10. Борисевич Д.В. История развития рельефа материков-фрагментов Гондваны. М.: Наука, 1985. 120 с.
11. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 160 с.
12. Ганешин Г.С., Соловьев В.В., Чемяков Ю.Ф. Проблема возраста рельефа // Геоморфология. 1970. № 3. С. 6–15.
13. Гарецкий Р.Г., Янишин А.Л. Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 1. С. 115–136.
14. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции. М.: Недра, 1977. 158 с.
15. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 486 с.
16. Геоморфологический анализ разреза осадочного чехла платформы – основа поисков ловушек нефти и газа неантиклинального типа / Авт.: С.С. Коноваленко, Е.Г. Семенова, М.В. Соколова, И.С. Ткаченко, Б.Е. Фельдман // Поисково-разведочные работы на нефть и газ. М., 1978. С. 118–123. (Тр.ИГ и РГИ; Вып. 17).
17. Герасимов И.П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР // Проблемы физической географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. Вып. 12. С. 39–46.
18. Герасимов И.П. Три цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли // Геоморфология. 1970. № 1. С. 3–16.
19. Герасимов И.П. Проблемы глобальной геоморфологии. М.: Наука, 1986. 208 с.
20. Гинзбург И.И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1964. 152 с.
21. Горелов С.К., Еремин В.К., Леонов Б.Н. Принципы составления Палеогеоморфологического атласа СССР // Геоморфология. 1975. № 3. С. 5–13.
22. Горелов С.К., Проничева М.В., Савинова Г.Н. Палеогеоморфологические условия формирования неантиклинальных ловушек нефти и газа на территории СССР // Там же. 1982. № 2. С. 31–42.

23. Грачевский М.М., Кравчук А.С. Нефтегазоносность рифов мирового океана. М.: Недра, 1989. 190 с.
24. Губкин И.М. Учение о нефти. М.: ОНТИ НКТП, 1937. 459 с.
25. Денцкевич И.А., Баранов В.К., Ощепков В.А. Роль эрозионных процессов в формировании грабенообразных прогибов // Геология нефти и газа. 1982. № 2. С. 42–46.
26. Денцкевич И.А., Моргунов А.П., Ощепков В.А. и др. Новые данные по геологии и нефтеносности восточного замыкания Муханово-Ероховского прогиба и перспективы освоения его ресурсов // Геология и освоение ресурсов нефти в Камско-Кинельской системе прогибов. М.: Наука, 1991. С. 27–33.
27. Додевонские коры выветривания Русской платформы. М.: Наука, 1969. 216 с.
28. Древнейшие коры выветривания в геологической истории литосферы / В.М. Чайка, А.С. Корякин, Е.Б. Горшкова, И.Н. Храмцов // Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1985. С. 9–28.
29. Егорова Л.З. Строение и состав кристаллического фундамента, бавлинских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей // Геология. Куйбышев, 1964. С. 3–207. (Тр. КуйбышевНИИ НП; Вып. 24).
30. Журавлева Е.Г., Лапинская Т.А., Файн Ю.Б. Газонефтеносность коры выветривания фундамента Шаимского района // Геология нефти и газа. 1973. № 6. С. 9–14.
31. Иванов С.Н. Предыстория геосинклиналей (на примере Урала) // Природа. 1983. № 6. С. 60–68.
32. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение нефтегазоносных платформенных структур. Уфа, 1979. 64 с.
33. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Перспективы нефтегазоносности Урала и Зауралья. Уфа, 1983. 48 с.
34. Карагодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра. 1980. 237 с.
35. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР масштаба 1:250000 / Гл. ред. И.П. Герасимов, А.В. Сидоренко. Л.: Недра, 1972.
36. Коноваленко С.С. Основные закономерности размещения россыпей на Южном Урале // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Госгортехиздат, 1960. Т. 4: Россыпи. С. 142–149.
37. Коноваленко С.С. Некоторые вопросы формирования и классификации аллювиальных россыпей // Изв. АН СССР. Сер. геор. 1962. № 5. С. 22–33.
38. Коноваленко С.С. Новейший эпейрогенез восточной окраины Русской плиты // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 170.
39. Коноваленко С.С. Древняя эрозия и ее значение для нефтенакпления на юго-востоке Русской платформы // Направления и методика поисков и разведки нефти и газа. М.: Наука, 1985. С. 31–36.
40. Коноваленко С.С. О районировании складчатых областей в нефтегазопроисловых целях // Геолого-геофизическое моделирование при поисках нефти и газа. М., 1991. С. 43–54.
41. Коноваленко С.С., Ткаченко И.С. О поисках месторождений нефти, связанных с погребенными рельефами в Волго-Уральской области. М., 1976. 8 с. Деп. рук. опубл. РЖ "Геология", реф. 1 к 217–77.
42. Коноваленко С.С., Ткаченко И.С. Новые данные о строении и времени формирования Жигулевской дислокации // Геологические предпосылки и методика поисков залежей нефти Волго-Уральской провинции. М., 1979. С. 74–77. (Тр. ИГ и РГИ; Вып. 24).
43. Леонов Г.В. Стратиграфическая ловушка пласта Д-III Родниковского месторождения – типичная для моноклинали Восточно-Оренбургского выступа // Геология нефти и газа. 1989. № 9. С. 21–25.
44. Лиленберг Д.А. Выдающийся советский географ и геоморфолог академик И.П. Герасимов // Герасимов И.П. Проблемы глобальной геоморфологии. М.: Наука, 1986. С. 173–205.
45. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 310 с.
46. Максимов С.П., Проничева М.В., Эвентов Я.С. Задачи, методика и значение палеогеоморфологических исследований при нефтегазопроисловых работах // Палеогеоморфологические методы при нефтегазопроисловых работах. М., 1975. С. 10–30. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 170).
47. Марковский Н.И. Палеогеографические основы поисков нефти и газа. М.: Недра, 1973. 301 с.
48. Меннер В.В. Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. М.: Наука, 1989. 134 с.
49. Методика палеогеоморфологических исследований нефтегазоносных областей СССР. М.: Недра, 1985. 190 с.
50. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л.: Недра, 1972. 384 с.
51. Меццержаков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.
52. Меццержаков Ю.А. Рельеф СССР. М.: Мысль, 1972. 518 с.
53. Наливкин В.Д. О морфологической классификации платформенных структур // Геология нефти и газа. 1962. № 8. С. 24–28.
54. Наливкин В.Д. О классификации тектонических платформенных структур // Геотектоника. 1965. № 3. С. 14–19.
55. Наумов А.Д. Пенеплены. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1981. 404 с.
56. Нешпта С. Океанология. М.: Мир, 1991. 414 с.
57. Олливер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 462 с.
58. О надвиговой природе Карлово-Сытовского поднятия Жигулевской дислокации / Авт.: В.А. Лобов, И.Х. Кавеев, И.Л. Ханин и др. // Геология нефти и газа. 1974. № 7. С. 33–46.
59. Основные направления геологоразведочных работ на нефть и газ в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М., 1984. 48 с. (Обзор информ. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика; Вып. 2(61)).
60. Основные проблемы геологического строения Русской плиты / Ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1979. 120 с.
61. Палеогеоморфологические методы при нефтегазопроисловых работах. М., 1975. 242 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 170).
62. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974. 442 с.
63. Постоенко П.И., Трофимов В.А. О нефтеносности верхнефаменско-турнейских отложений на юго-востоке Волжско-Камской антеклизы // Геология нефти и газа. 1990. № 10. С. 5–8.
64. Применение палеогеоморфологических методов при нефтегазопроисловых работах: Первое межведомств. палеогеоморфол. совещ. Тезисы. М., 1973. 128 с.
65. Проблемы палеогеоморфологии. М.: Наука, 1970. 322 с.
66. Проничева М.В. Палеогеоморфология в нефтяной геологии. М.: Наука, 1973. 172 с.
67. Проничева М.В., Саввинова Г.Н. Палеогеоморфологический анализ нефтегазоносных областей. М.: Недра, 1980. 252 с.
68. Пучков В.Н. Бативальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 127 с.
69. Сваричевская З.А. Легенда для геоморфологической карты крупного масштаба. Л., 1937. 23 с.
70. Сваричевская З.А. Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его образования. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. 296 с.
71. Селиверстов Ю.П. Эволюция рельефа и гипергенное рудообразование // Сов. геология. 1980. № 2. С. 32–45.
72. Сенченко Г.С. Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 170 с.
73. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 205 с.
74. Стратотип рифея: (Стратиграфия, геохронология). М.: Наука, 1983. 184 с.
75. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 534 с.
76. Строение Бузулукской впадины по данным неотектоники / Авт.: С.С. Коноваленко, И.С. Ткаченко, В.А. Поляков, О.В. Кочубенко // Проблемы геологии нефти. М.: Недра, 1975. Вып. 5. С. 246–250.
77. Тектоника Урала: (Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1000000) / Авт.: А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечухин, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков. М.: Наука, 1977. 120 с.
78. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 269 с.

79. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 240 с.
80. Удот Г.Д. Локальные структуры Печорской плиты в связи с нефтегазоносностью. Л.: Наука, 1979. 96 с.
81. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
82. Формирование и нефтегазоносность доманикоидных формаций. М.: Наука, 1990. 80 с.
83. Хачатрян Р.О. Тектоническое развитие и нефтегазоносность Волжско-Камской антеклизы. М.: Наука, 1979. 160 с.
84. Чемяков Ю.Ф., Галицкий В.И. Погребенный рельеф платформ и методы его изучения. Л.: Недра, 1974. 208 с.
85. Шенпард Ч. Жизнь кораллового рифа. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 184 с.
86. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 222 с.
87. Шульц С.С. О новейшей тектонике Урала // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа, 1969. Вып. 2. С. 45–60.
88. Шульц С.С. Об эпейрогенической складчатости и ее значение в развитии структуры и рельефа Земли // Геотектоника. 1970. № 4. С. 56–64.
89. Шульц С.С. Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
90. Шурунов М.В. Разрывные нарушения кристаллического фундамента и их роль в формировании структур осадочного чехла в связи с перспективами нефтеносности: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Куйбышев, 1983. 138 с.
91. Щукин И.С. Общая геоморфология. Т. 1–3. М.: Изд-во МГУ, 1960–1974. 1092 с.
92. Эмери К.О. Континентальные шельфы // Наука об океане. М.: Прогресс, 1981. С. 43–62.
93. Эпохи региональных континентальных перерывов: Объяснительная записка к Палеогеоморфологическому атласу СССР / Ред.: С.К. Горелов, Б.Н. Леонов. Л., 1982. 204 с.
94. Яблоков В.Г. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. М.: Наука, 1973. 216 с.
95. Ясаманов Г.В. Древние климаты земли. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 296 с.
96. Gilbert G.R. Lake Bonneville. Wash. (D.C.), 1980. 438 p. (US. Geol. Surv. Monogr.; N 1).

## СПИСОК КАРТ И РАЗРЕЗОВ, ОПИСАННЫХ В МОНОГРАФИИ И ПОМЕЩЕННЫХ ВО II ЧАСТИ (В ПАПКЕ)

1. Палеогеоморфологическая карта южной части Волжско-Камской антеклизы. Позднепротерозойский–среднедевонский этап (эмско-бийское время)
- 1а. Разрез I–I к палеогеоморфологической карте южной части Волжско-Камской антеклизы. Позднепротерозойский–среднедевонский этап (эмско-бийское время)
- 1б. Разрез II–II к палеогеоморфологической карте южной части Волжско-Камской антеклизы. Позднепротерозойский–среднедевонский этап (эмско-бийское время)
2. Палеогеоморфологическая карта южной части Волжско-Камской антеклизы. Позднепротерозойский–среднедевонский этап (воробьевское время)
- 2а. Разрез I–I к палеогеоморфологической карте южной части Волжско-Камской антеклизы. Позднепротерозойский–среднедевонский этап (воробьевское время)
- 2б. Разрез II–II к палеогеоморфологической карте южной части Волжско-Камской антеклизы. Позднепротерозойский–среднедевонский этап (воробьевское время)
3. Палеогеоморфологическая карта Оренбургской области. Среднедевонский этап (начало воробьевского времени)
- 3а. Разрез I–I к палеогеоморфологической карте Оренбургской области. Среднедевонский этап (начало воробьевского времени)
4. Палеогеоморфологическая карта Оренбургской области. Среднедевонский этап (ардаатовское время)
- 4а. Разрез I–I к палеогеоморфологической карте Оренбургской области. Среднедевонский этап (ардаатовское время)
5. Палеогеоморфологическая карта Оренбургской области. Позднедевонский этап (раннепашийское время)
- 5а. Разрез I–I к палеогеоморфологической карте Оренбургской области. Позднедевонский этап (раннепашийское время)
6. Палеогеоморфологическая карта Оренбургской области. Позднедевонский этап (доманиковское время)
- 6а. Разрез I–I к палеогеоморфологической карте Оренбургской области. Позднедевонский этап (доманиковское время)
7. Палеогеоморфологическая карта Оренбургской области. Позднедевонский этап (предворонежское время)
- 7а. Разрез I–I к палеогеоморфологической карте Оренбургской области. Позднедевонский этап (предворонежское время)
8. Палеогеоморфологическая карта Оренбургской области. Позднедевонский этап (фаменское время)
- 8а. Разрез I–I к палеогеоморфологической карте Оренбургской области. Позднедевонский этап (фаменское время)
9. Палеогеоморфологическая карта Оренбургской области. Позднедевонский этап (заволжское время)
- 9а. Разрез I–I к палеогеоморфологической карте Оренбургской области. Позднедевонский этап (заволжское время)
10. Палеогеоморфологическая карта Оренбургской области. Раннекаменноугольный этап (турнейское время)
- 10а. Разрез I–I к палеогеоморфологической карте Оренбургской области. Раннекаменноугольный этап (турнейское время)

11. Прогнозная палеогеоморфологическая карта нефтегазоносности нижнедевонских, бийских и других отложений, перекрывающих рифейско-вендский пенеплен южной части Волжско-Камской антеклизы
12. Прогнозная палеогеоморфологическая карта нефтегазоносности воробьевских и афонинских отложений Оренбургской области
13. Прогнозная палеогеоморфологическая карта нефтегазоносности ардатовских отложений Оренбургской области
14. Прогнозная палеогеоморфологическая карта нефтегазоносности пашийских отложений Оренбургской области
15. Прогнозная палеогеоморфологическая карта нефтегазоносности доманиковых отложений Оренбургской области
16. Прогнозная палеогеоморфологическая карта нефтегазоносности фаменских отложений Оренбургской области
17. Прогнозная палеогеоморфологическая карта нефтегазоносности заволжских отложений Оренбургской области
18. Прогнозная палеогеоморфологическая карта нефтегазоносности турнейских отложений Оренбургской области

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	3
ВВЕДЕНИЕ .....	5
Глава 1	
<b>ПРИНЦИПЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ И ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНАЯ ПРАКТИКА .....</b>	<b>9</b>
1.1. Общая постановка проблемы .....	9
1.2. Рельефо- и структурообразование в свете ведущих геотектонических концепций .....	11
1.3. Геотектонические концепции и поисково-разведочная практика .....	20
Глава 2	
<b>МЕТОДИКА ВЫЯВЛЕНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ РЕЛЬЕФОВ ДЛЯ РАЙОНОВ ВЫСОКОЙ И СРЕДНЕЙ РАЗВЕДАННОСТИ .....</b>	<b>38</b>
2.1. О поисково-разведочных работах на юго-востоке Русской плиты .....	38
2.2. Некоторые общие условия применения методики палеогеоморфологических исследований .....	39
2.3. Построение региональных геолого-геоморфологических разрезов и составление палеогеоморфологических карт .....	45
Глава 3	
<b>ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПОГРЕБЕННОГО РЕЛЬЕФА .....</b>	<b>58</b>
3.1. Позднепротерозойский–среднедевонский этап. Южная часть Волжско-Камской антеклизы. Образование исходного рифейско-вендского пенеплена .....	58
3.2. Ранне-среднедевонский этап. Оренбургская область .....	74
3.3. Позднедевонский–раннекаменноугольный этап .....	91
3.4. Общие закономерности развития рельефа в позднепротерозойское–раннекаменноугольное время .....	111
Глава 4	
<b>НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА, СВЯЗАННЫХ С ПОГРЕБЕННЫМИ РЕЛЬЕФАМИ .....</b>	<b>116</b>
4.1. Общие сведения о нефтегазоносности Оренбургской и Самарской областей .....	116
4.2. Пласты-коллекторы, покрышки и закономерности их распространения .....	117
4.3. Залежи углеводородов и геологические структуры .....	129
4.4. Перспективы поисков залежей нефти и газа, связанных с погребенными рельефами .....	135
4.5. Новые направления поисков нефти .....	154
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>160</b>
<b>ЛИТЕРАТУРА .....</b>	<b>165</b>
<b>СПИСОК КАРТ И РАЗРЕЗОВ, ОПИСАННЫХ В МОНОГРАФИИ И ПОМЕЩЕННЫХ ВО II ЧАСТИ (В ПАПКЕ) .....</b>	<b>169</b>

Научное издание

**Коноваленко  
Стефан Селиверстович**

**ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЯ  
ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ  
(ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ)  
ОТ РИФЕЯ ДО ТУРНЕ  
в связи с поисками нефти и газа**

**Часть I**

Утверждено к печати

Научно-техническим советом Волжского отделения Института  
геологии и разработки горючих ископаемых  
Министерства топлива и энергетики РФ и РАН,  
Научно-техническим советом Комитета природных ресурсов  
по Оренбургской области  
Министерства природных ресурсов РФ

Заведующая редакцией "Наука – биосфера,  
экология, геология" А.А. Фролова

Редактор Т.А. Никитина

Художник В.Ю. Яковлев

Художественный редактор Г.М. Коровина

Технический редактор З.Б. Павлюк

Корректоры Г.В. Дубовицкая, В.М. Ракитина

Набор и верстка выполнены в издательстве  
на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 23.06.1997

Подписано к печати 24.12.98

Формат 70×100 1/16. Гарнитура Таймс

Печать офсетная

Усл.печ.л. 14,3. Усл. кр.-отт. 14,6. Уч.-изд.л. 13,6

Тираж 250 экз. Тип. зак. 3071

Издательство "Наука"

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

Санкт-Петербургская типография "Наука"

199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12



С. С. Коноваленко

**ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЯ  
ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ  
(Оренбургская область)  
ОТ РИФЕЯ ДО ТУРНЕ**

Часть II  
**КАРТЫ и РАЗРЕЗЫ**

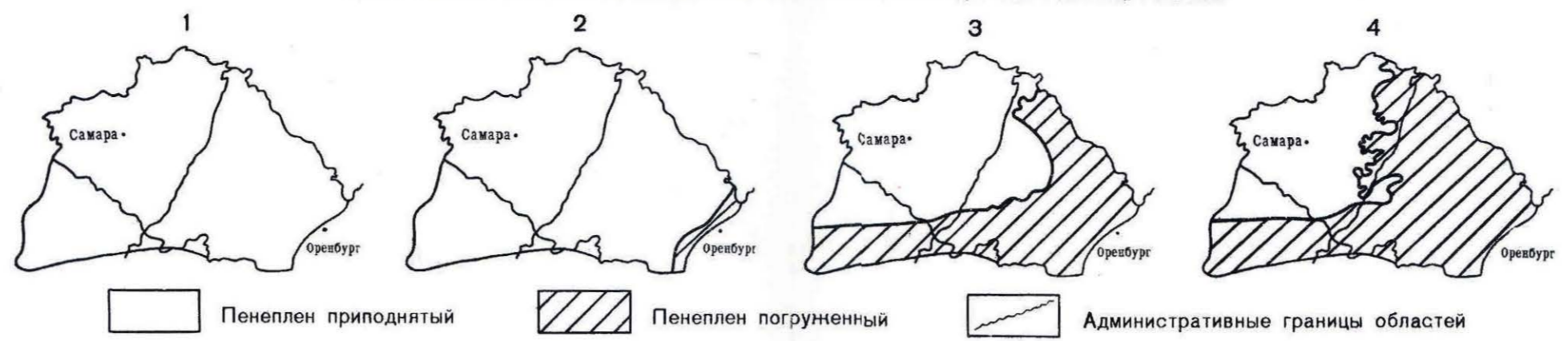


«НАУКА»

**ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
 ВОЛЖСКО-КАМСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.  
 ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП  
 (ЭМСКО-БИЙСКОЕ ВРЕМЯ)**

Редантор С.Н.Горелов  
 Составили: С.С.Ноноваленко, В.Н.Баранов, Е.Л.Васильева

МАСШТАБ 1:1 000 000  
 1997г.



**УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

**I. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА**

**А. СУША**

- Реликты рифейско-девонского пенеплена-плоские вершины холмов и островов бийского моря
- Склоны холмов, образованные расчленением пенеплена
- Денудационная равнина, сопряженная с бийской седиментацией (педиплен)
- Останцы селективной денудации кристаллических пород
- Гряды и моноклины денудационно-тектонические
- Прибрежная денудационно-аккумулятивная равнина
- Норы выветривания

**Б. МОРЕ**

- Шельф бийского моря
- Абразионно-аккумулятивная терраса
- Абразионная равнина с осадками толщиной от 0 до 50 м
- Шельф раннедевонского-бийского моря
- Абразионно-аккумулятивная терраса с нижнедевонскими и бийскими отложениями
- То же, с нижнедевонскими отложениями

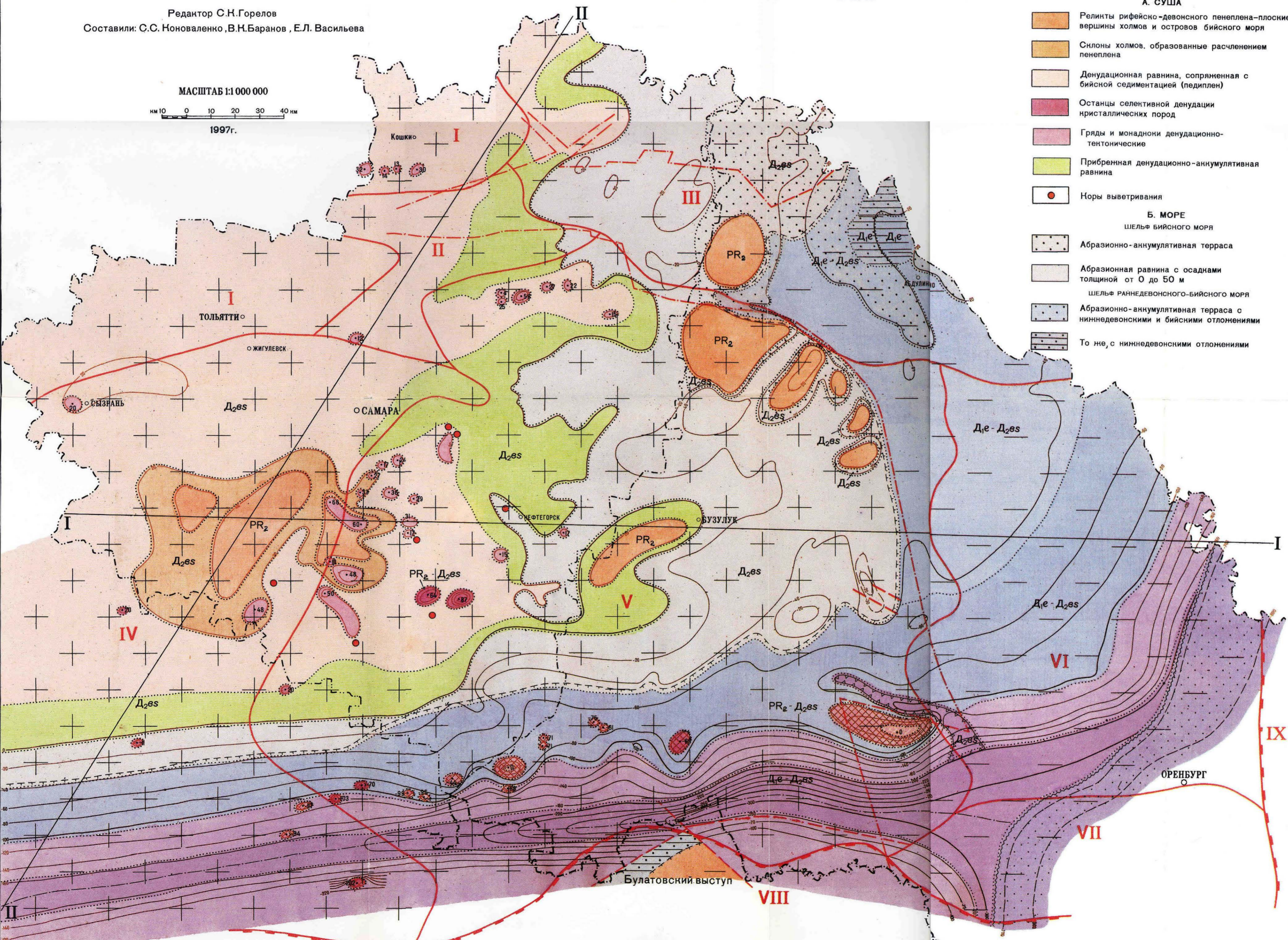
- Мелководный шельф с маломощными нижнедевонскими и бийскими отложениями (до 50м)
- То же, только с нижнедевонскими отложениями
- Морская равнина-глубоководный шельф
- Раннедевонский-бийский эрозивно-тектонический желоб
- Бортовые зоны желоба
- Осевая зона желоба
- Ось желоба
- Погребенные гряды и моноклины денудационно-тектонические
- Погребенные останцы селективной денудации
- Эрозивно-тектоническая расселина
- Краевая зона наледонско-герцинской геосинклинали

**II. СУБСТРАТ И ЕГО ВОЗРАСТ**

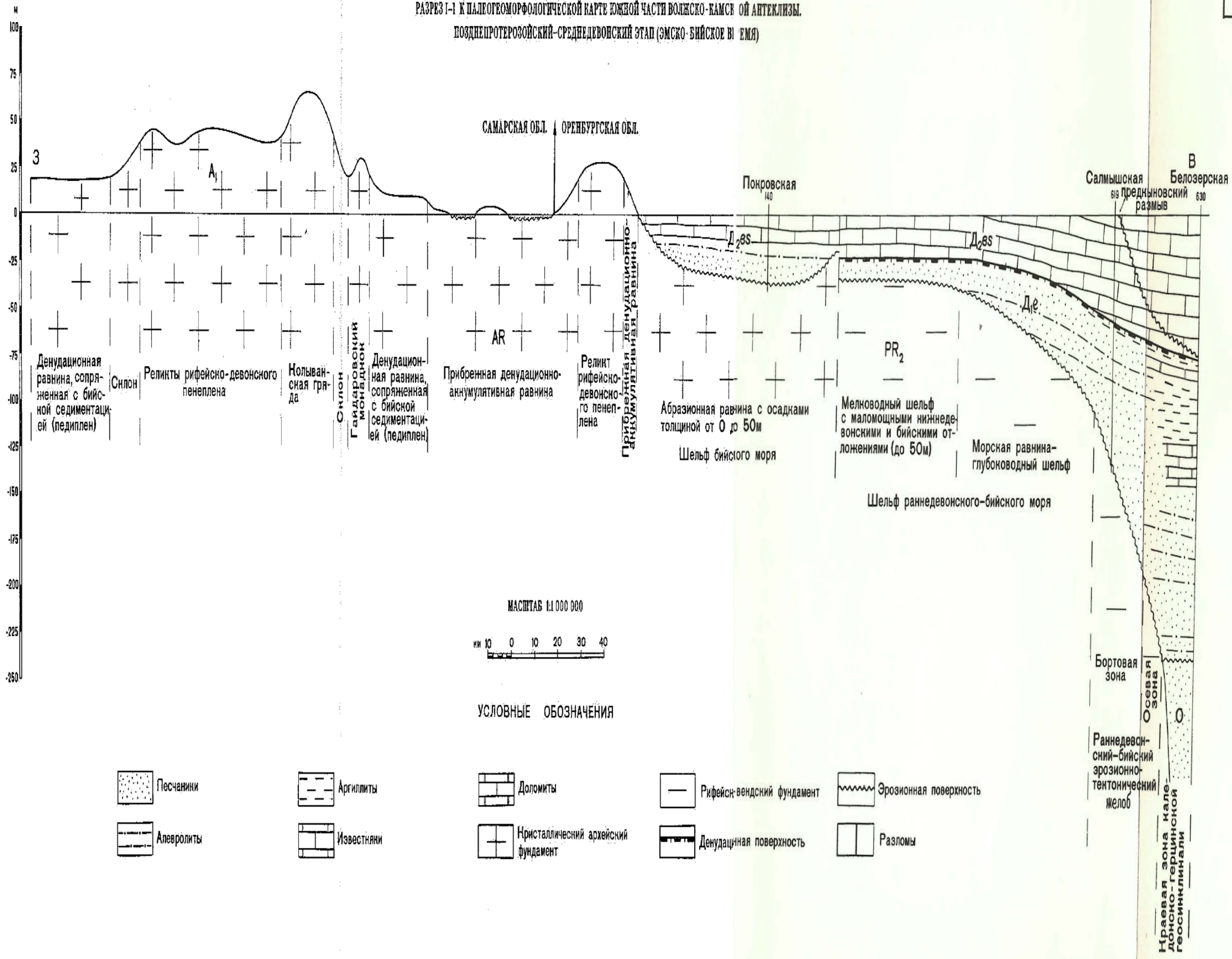
- Кристаллические породы архея
- Осадочные образования рифей и венда

**III. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

- Возраст рельефа
- Разломы достоверные (1) и предполагаемые (2)
- Границы Серноводско-Абдулинского грабена
- Границы типов и форм рельефа
- Береговые линии морей
- Бийского
- Нижнедевонского
- Ордовинского
- Современные границы палеозойских региональных структур
- Мелекесская впадина
- Сокинская седловина
- Татарский свод
- Нигулевско-Пугачевский свод
- Бузулуцкая впадина
- Восточно-Оренбургский структурный выступ
- Соль-Илецкое сводовое поднятие
- Прикаспийская синеклиза
- Предуральский прогиб
- Границы Волжно-Намской антеклизы
- Палеогоризонтالي поверхности фундамента
- Максимальные отметки одиночных форм рельефа
- Линии геолого-палеогеоморфологических разрезов
- Населенные пункты
- Государственная граница
- Граница областей



РАЗРЕЗ I-I К ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОЛЖСКО-КАМСКАЯ АНТЕКЛИЗЫ.  
ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП (ЭМСКО-БИЙСКОЕ ВРЕМЯ)



САМАРСКАЯ ОБЛ. ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛ.

3

A<sub>1</sub>

AR

Покровская 140

D<sub>28S</sub>

D<sub>28S</sub>

De

PR<sub>2</sub>

Денудационная равнина, сопряженная с бийской седиментацией (педиплен)

Силон

Реликты рифейско-девонского пенеплена

Нольванская гряда

Денудационная равнина, сопряженная с бийской седиментацией (педиплен)

Силон

Гайдаровский мондлон

Прибрежная денудационно-аккумулятивная равнина

Реликт рифейско-девонского пенеплена

Прибрежная денудационно-аккумулятивная равнина

Абразионная равнина с осадками толщиной от 0 до 50м

Шельф бийского моря

Мелководный шельф с маломощными нижнедевонскими и бийскими отложениями (до 50м)

Морская равнина-глубоководный шельф

Шельф раннедевонского-бийского моря

Салмышская 619

предныновский разрыв

Белозерская 630

МАСШТАБ 1:1 000 000

км 10 0 10 20 30 40

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Песчаники

Аргиллиты

Доломиты

Рифейско-вендский фундамент

Эрозионная поверхность

Алевролиты

Известняки

Кристаллический архейский фундамент

Денудационная поверхность

Разломы

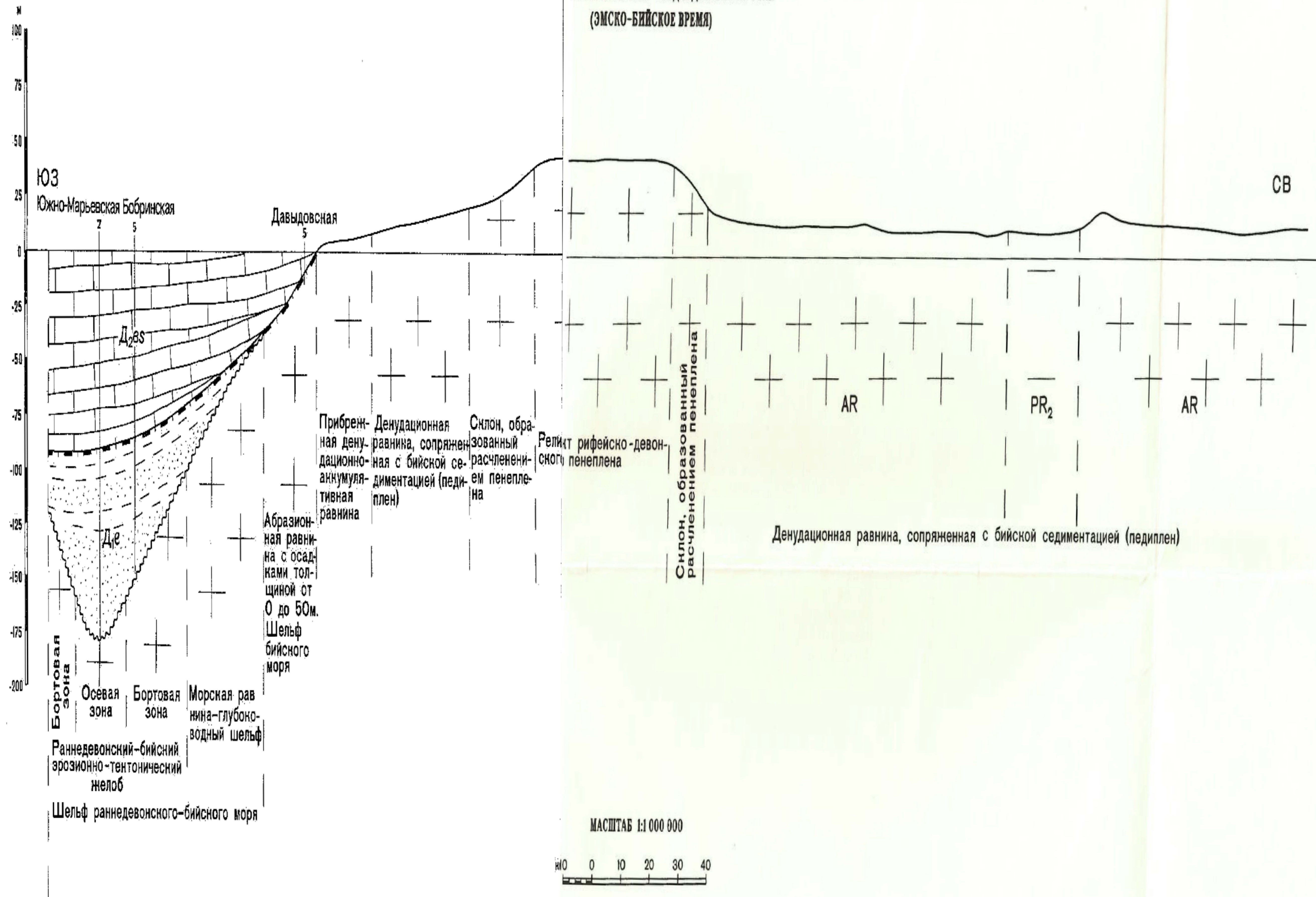
Бортовая зона

Осевая зона

Раннедевонский-бийский эрозионно-тектонический желоб

Правая зона кале-донско-герцинской геосинклинали

РАЗРЕЗ I-II К ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ  
 ЮЖНО-ВОЛЖСКО-КАМСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.  
 ПОЗДНЕРОТЕРОЗОЙСКИЙ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП  
 (ЭМСКО-БИЙСКОЕ ВРЕМЯ)



СЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- |   |           |   |                                   |   |                             |   |                        |
|---|-----------|---|-----------------------------------|---|-----------------------------|---|------------------------|
|  | Песчаники |  | Известняки                        |  | Рифейско-вендский фундамент |  | Эрозионная поверхность |
|  | Аргиллиты |  | Кристаллический бийский фундамент |  | Денудационная поверхность   |  | Разломы                |

**ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОЛЖСКО-КАМСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.  
ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП  
(ВОРОБЬЕВСКОЕ ВРЕМЯ)**

**УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

Редактор С.Н.Горелов  
Составили: С.С. Ноноваленко, В.Н. Баранов, Е.А. Нипаева

МАСШТАБ 1:1 000 000  
0 10 20 30 40 км

1997г.

**I. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА**

**А. СУЩА**

- Реликты рифейско-девонского пенеплена-плоские вершины холмов
- Склоны холмов, образованные расчленением пенеплена
- Денудационная равнина, сопряженная с воробьевской седиментацией (педиплен)
- Склон и впадины
- Остатки селективной денудации кристаллических пород
- Гряды и моноклины денудационно-тектонические
- Прибрежная денудационно-аккумулятивная равнина

**Б. МОРЕ**

- Шельф воробьевского моря**
- Абразионно-аккумулятивная равнина и сопряженные с ней бани и отмели
  - Абразионно-аккумулятивная равнина-коренное основание шельфа с воробьевскими отложениями
  - Абразионная равнина-коренное основание шельфа

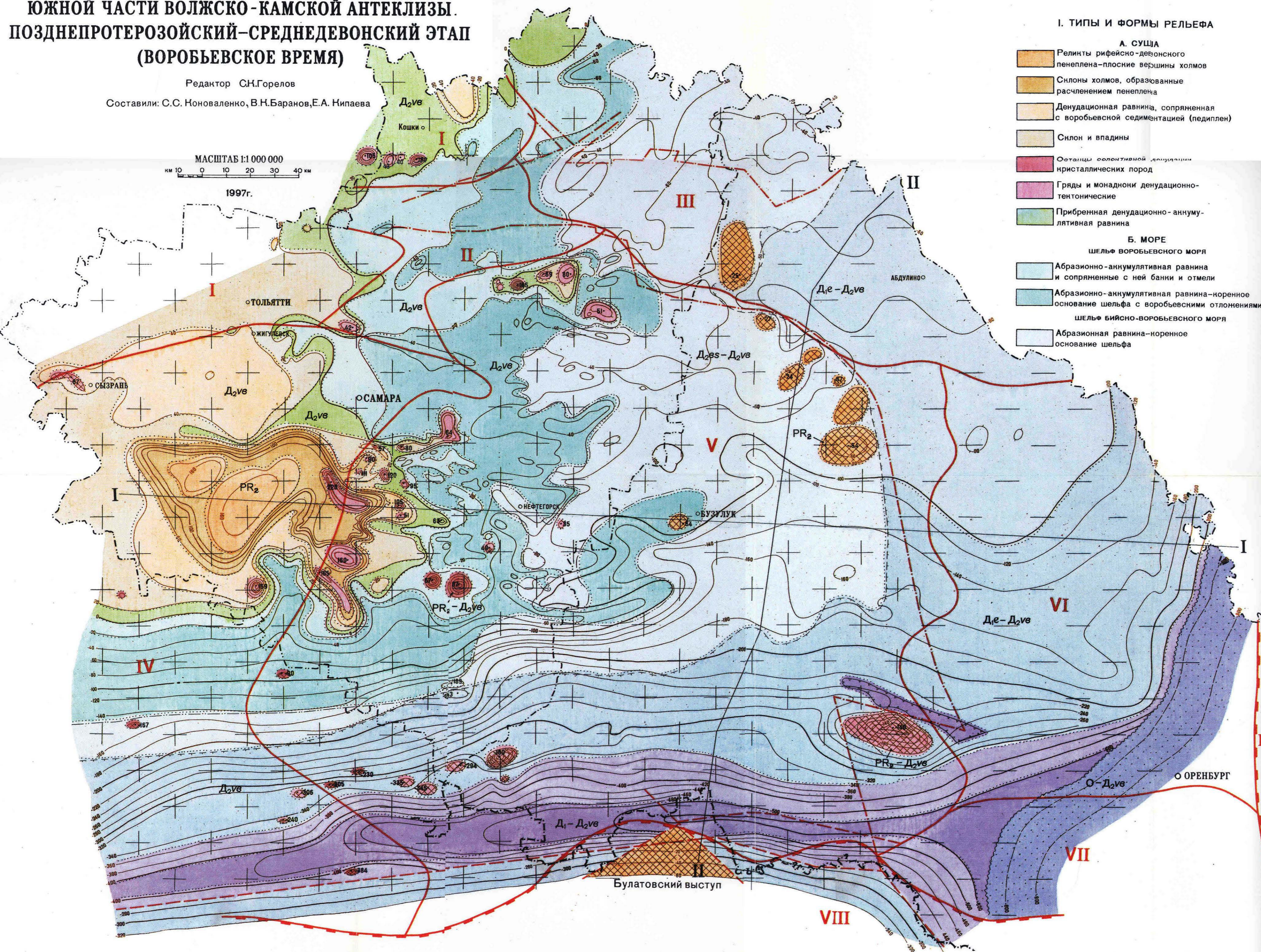
- Погребенные острова бийского моря-реликты рифейско-девонского пенеплена
- Шельф раннедевонско-воробьевского моря
- Плоская денудационная равнина-коренное основание шельфа
- Структурная терраса-внешний шельф
- Погребенные гряды и моноклины денудационно-тектонические
- Погребенные останцы селективной денудации кристаллических пород
- Эрозионно-тектоническая расселина
- Раннедевонский-воробьевский эрозионно-тектонический желоб
- Бортовые зоны
- Осевая зона
- Шельф ордовинского моря
- Краевая зона наледонско-герцинской геосинклинали

**II. СУБСТРАТ И ЕГО ВОЗРАСТ**

- Кристаллические породы архея
- Осадочные образования рифей и венда

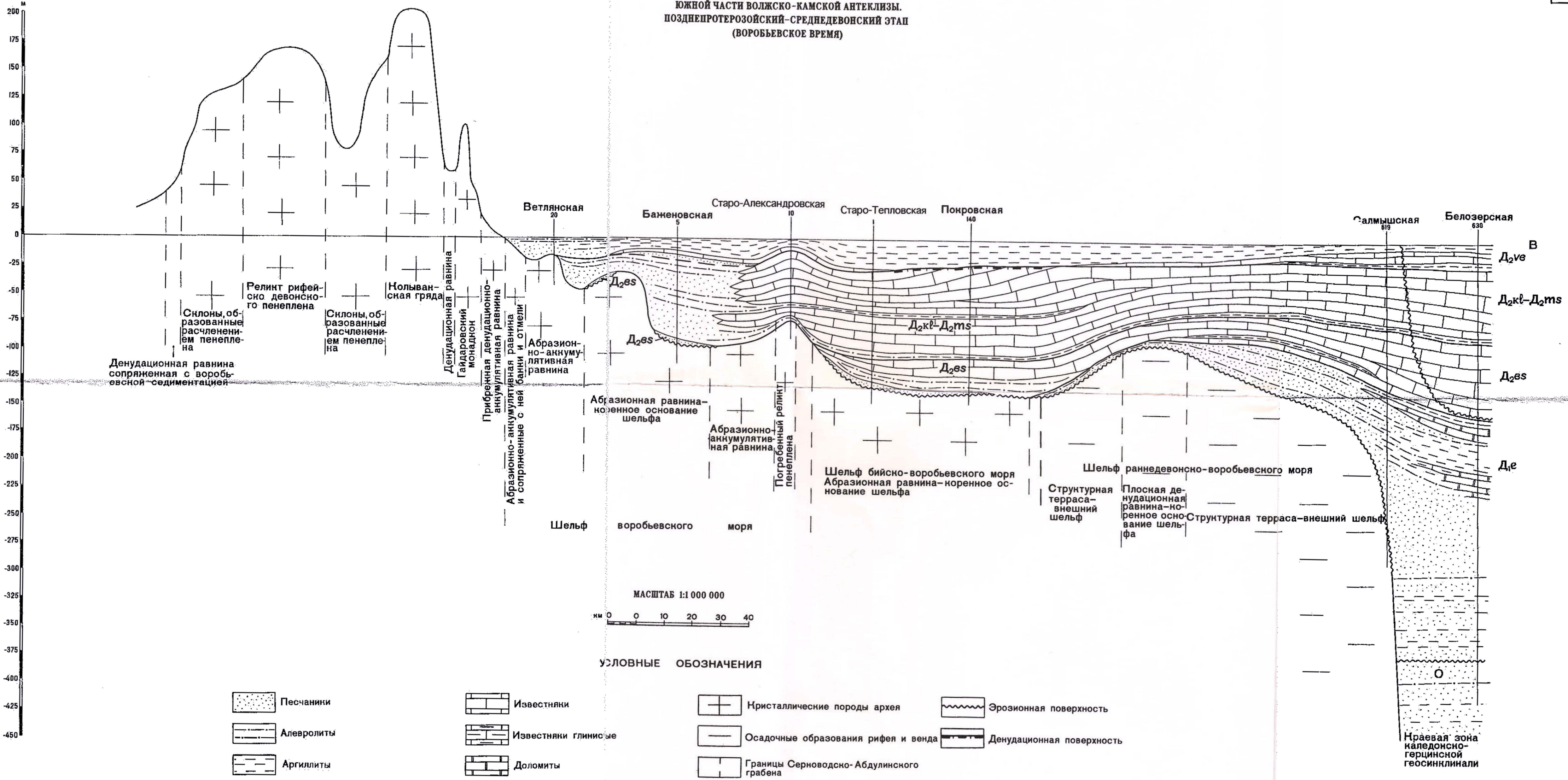
**III. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

- Возраст рельефа
- Разломы достоверные (1) и предполагаемые (2)
- Границы Серноводско-Абдулинского грабена
- Границы типов и форм рельефа
- Береговые линии морей
- Воробьевского
- Бийского
- Нижнедевонского
- Ордовинского
- Современные границы палеозойских региональных структур
- Меленеская впадина
- Сонская седловина
- Татарский свод
- Нигулевско-Пугачевский свод
- Бузулукская впадина
- Восточно-Оренбургский структурный выступ
- Соль-Илецкое сводовое поднятие
- Прикаспийская синеклиза
- Предуральский прогиб
- Границы Волжно-Камской антеклизы
- Палеогоризонтальные поверхности фундамента
- Максимальные отметки одиночных форм рельефа
- Линии геолого-палеогеоморфологических разрезов
- Населенные пункты
- Государственная граница
- Граница областей

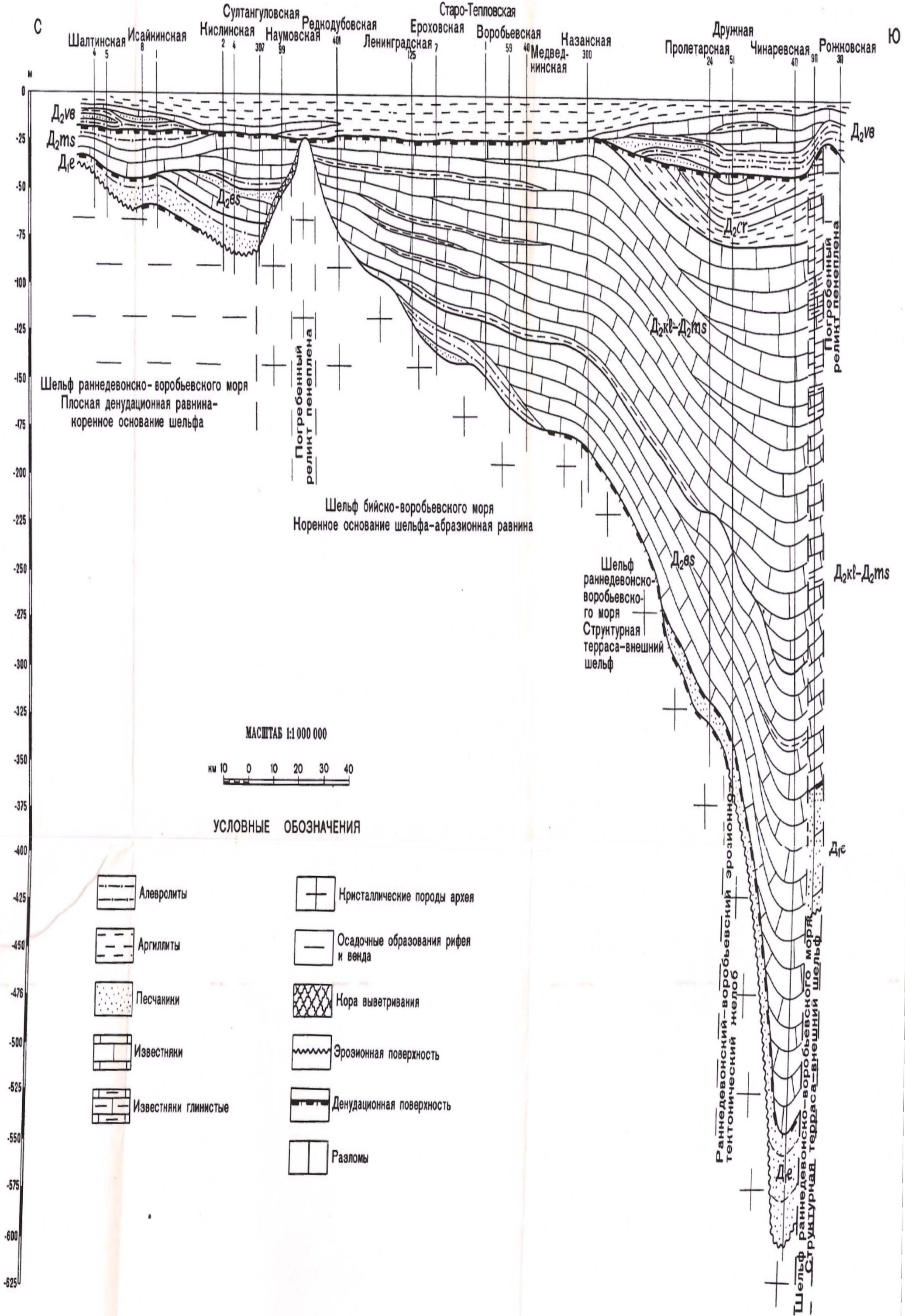


Карта подготовлена изданием Средневолжским аэрогеодезическим предприятием. Роскартография 1997г.

РАЗРЕЗ 1-1 К ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ  
ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОЛЖСКО-КАМСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.  
ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП  
(ВОРОБЬЕВСКОЕ ВРЕМЯ)



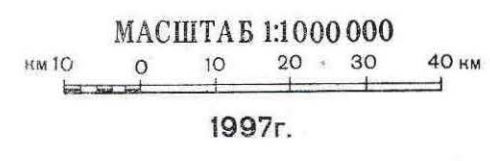
РАЗРЕЗ II-II К ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ  
 ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОЛЖСКО-КАМСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.  
 ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП  
 (ВОРОБЬЕВСКОЕ ВРЕМЯ)



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ  
КАРТА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.  
СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП  
(НАЧАЛО ВОРОБЬЕВСКОГО ВРЕМЕНИ)

Редактор С.Н. Горелов  
Составили: С.С. Ноноваленко, В.Н. Баранов  
Е.Л. Васильева, Е.А. Нипаева



I. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

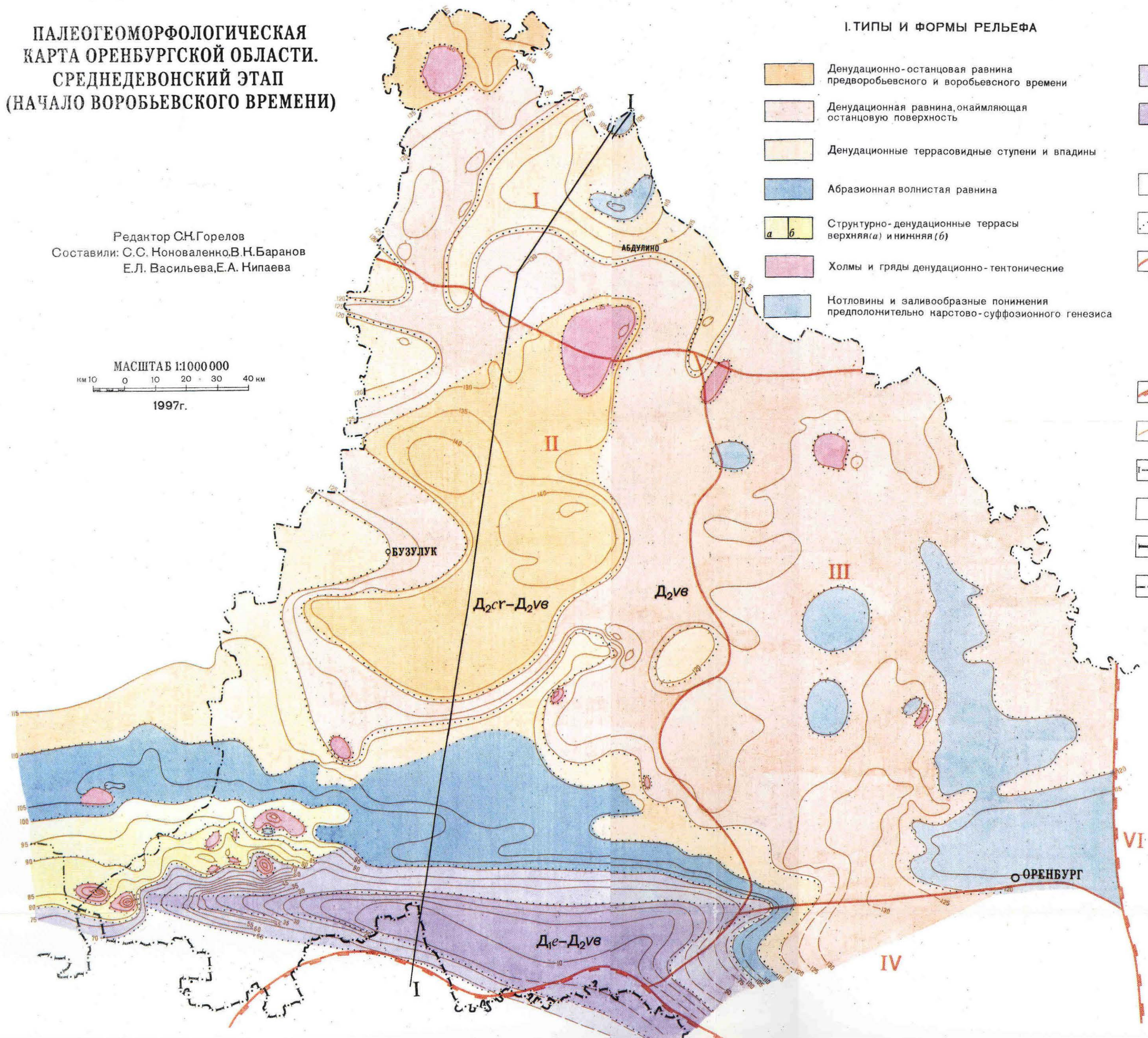
- Денудационно-останцовая равнина предворобьевского и воробьевского времени
- Денудационная равнина, онаямляющая останцовую поверхность
- Денудационные террасовидные ступени и впадины
- Абразионная волнистая равнина
- Структурно-денудационные террасы верхняя (a) и нижняя (b)
- Холмы и гряды денудационно-тектонические
- Нотловины и заливообразные понижения предположительно нарстово-суффозионного генезиса

РАННЕДЕВОНСКИЙ-АРДАТОВСКИЙ ЭРОЗИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЖЕЛОБ

- Бортовые зоны
- Осевая зона

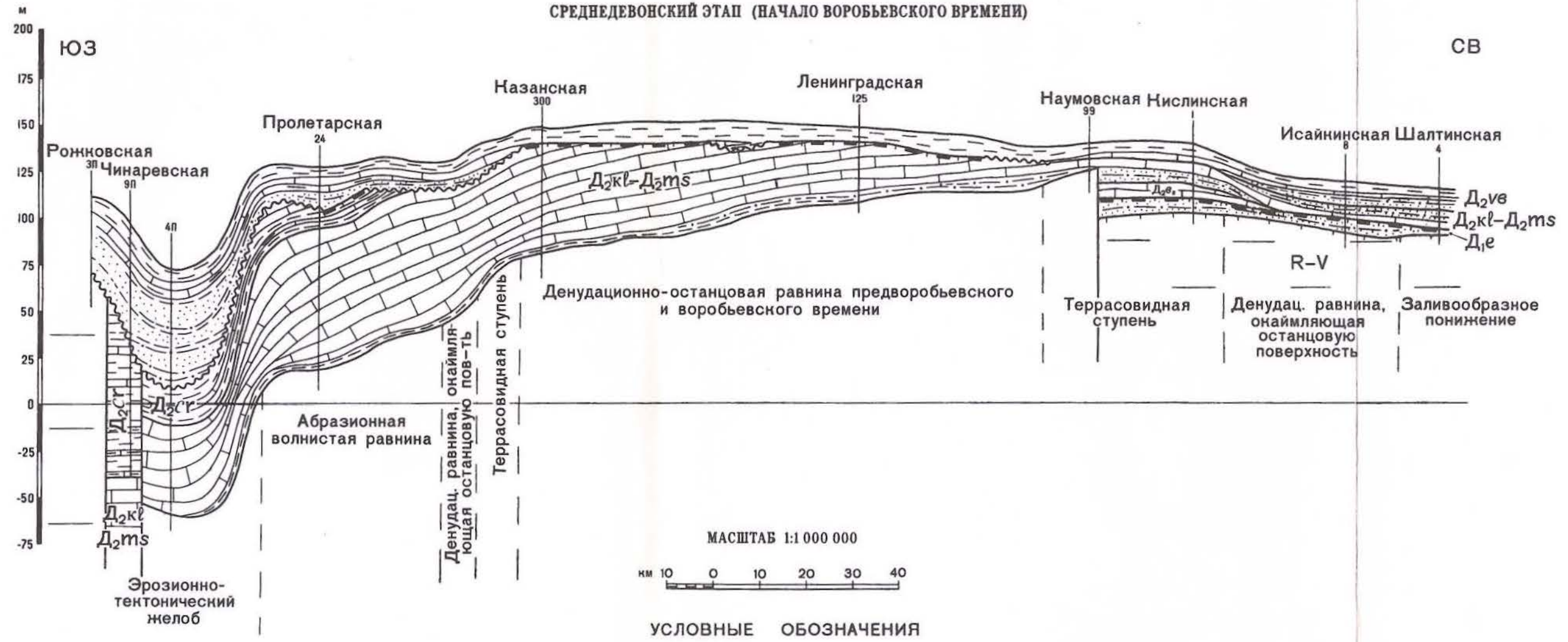
II. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Возраст рельефа
- Границы типов и форм рельефа
- Современные границы палеозойских региональных струнтур
- I** Татарский свод
- II** Бузулукская впадина
- III** Восточно-Оренбургский структурный выступ
- IV** Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V** Прикаспийская синеклиза
- VI** Предуральский прогиб
- Границы Волжно-Намской антелизы
- Палеогоризонталы
- Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
- Населенные пункты
- Государственная граница
- Граница области





РАЗРЕЗ I-I К ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ  
ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.  
СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП (НАЧАЛО ВОРОБЬЕВСКОГО ВРЕМЕНИ)



- |  |            |  |                             |  |  |
|--|------------|--|-----------------------------|--|--|
|  | Песчаники  |  | Известняки глинистые        |  | Поверхность полигенетическая (анкумулятивно-денудационная) |
|  | Алевролиты |  | Разломы                     |  | Эрозионная поверхность                                     |
|  | Аргиллиты  |  | Рифейско-вендский фундамент |  | Пенеплен   |
|  | Известняки |  |                             |  |  |

# ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ. СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП (АРДАТОВСКОЕ ВРЕМЯ)

Редактор С.Н. Горелов

Составили: С.С. Ноноваленко, В.Н. Баранов,  
Е.Л. Васильева, А.И. Игнатов

МАСШТАБ 1:1 000 000  
км 10 0 10 20 30 40 км

1997г.

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

### I. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

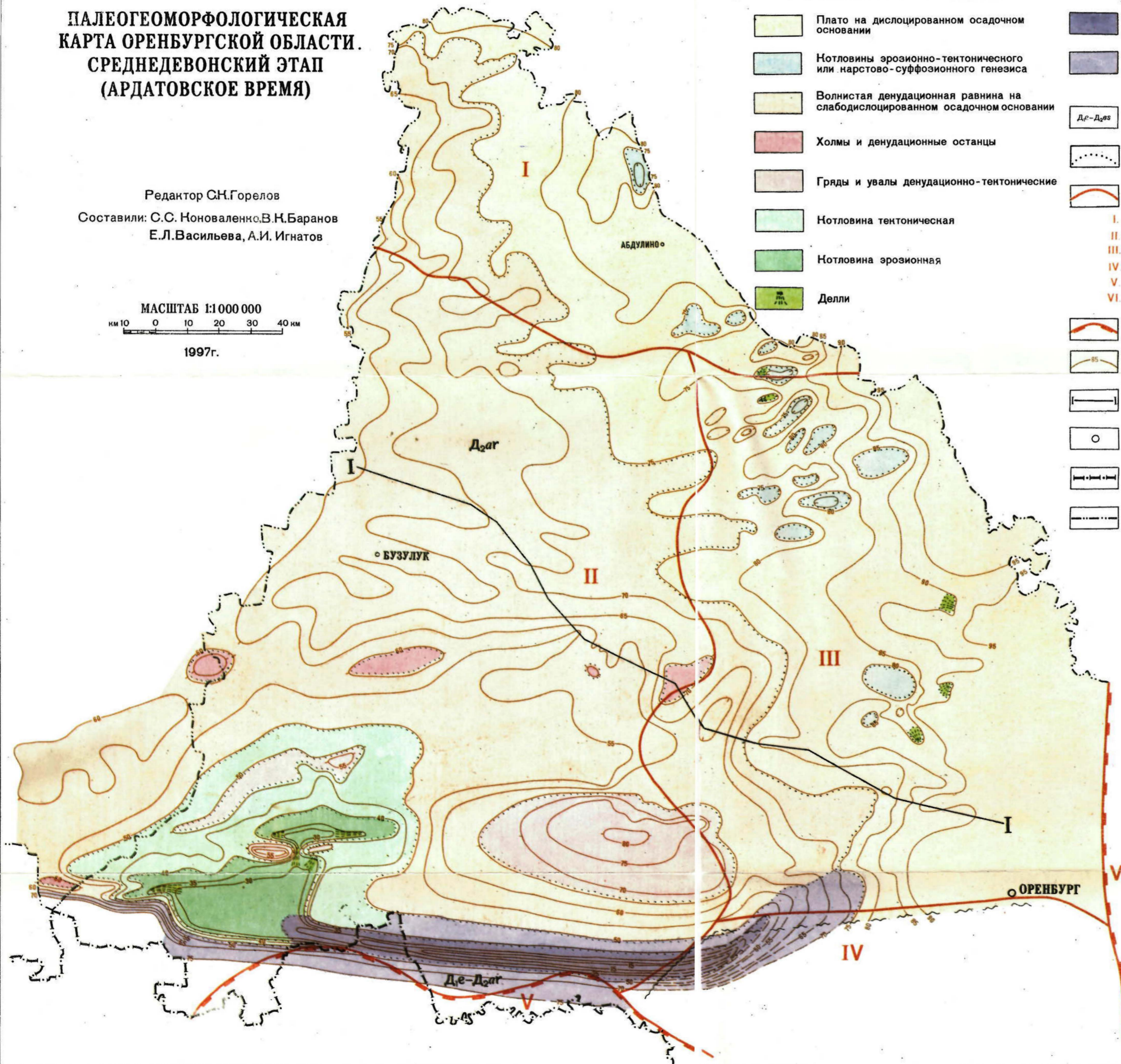
- Плато на дислоцированном осадочном основании
- Нотловины эрозионно-тектонического или карстово-суффозионного генезиса
- Волнистая денудационная равнина на слабодислоцированном осадочном основании
- Холмы и денудационные останцы
- Гряды и увалы денудационно-тектонические
- Нотловина тектоническая
- Нотловина эрозионная
- Делли

### РАННЕДЕВОНСКИЙ-АРДАТОВСКИЙ ЭРОЗИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЖЕЛОБ

- Осевая зона
- Бортовые зоны

### II. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

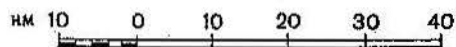
- Возраст рельефа
- Границы типов и форм рельефа
- Современные границы палеозойских региональных структур
- Татарский свод
- Бузулукская впадина
- Восточно-Оренбургский структурный выступ
- Соль-Илецкое сводовое поднятие
- Прикаспийская синеклиза
- Предуральский прогиб
- Границы Волжно-Намской антелизы
- Палеогоризонталы
- Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
- Населенные пункты
- Государственная граница
- Граница области



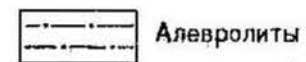
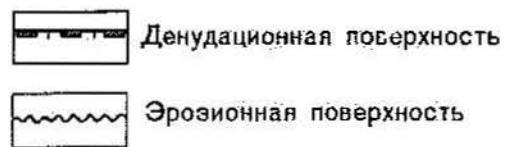
РАЗРЕЗ I-I К ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.  
СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП (АРДАТОВСКОЕ ВРЕМЯ)



МАСШТАБ 1:1 000 000



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ






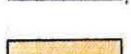

# ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП. (РАННЕПАШИЙСКОЕ ВРЕМЯ)

Редантор С. Н. Горелов  
Составили: С. С. Коноваленко, В. Н. Баранов, Е. А. Нипаева

МАСШТАБ 1:1 000 000  
км 10 0 10 20 30 40 км  
1997г.

## У С Л О В Н Ы Е    О Б О З Н А Ч Е Н И Я

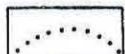
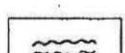




### I. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

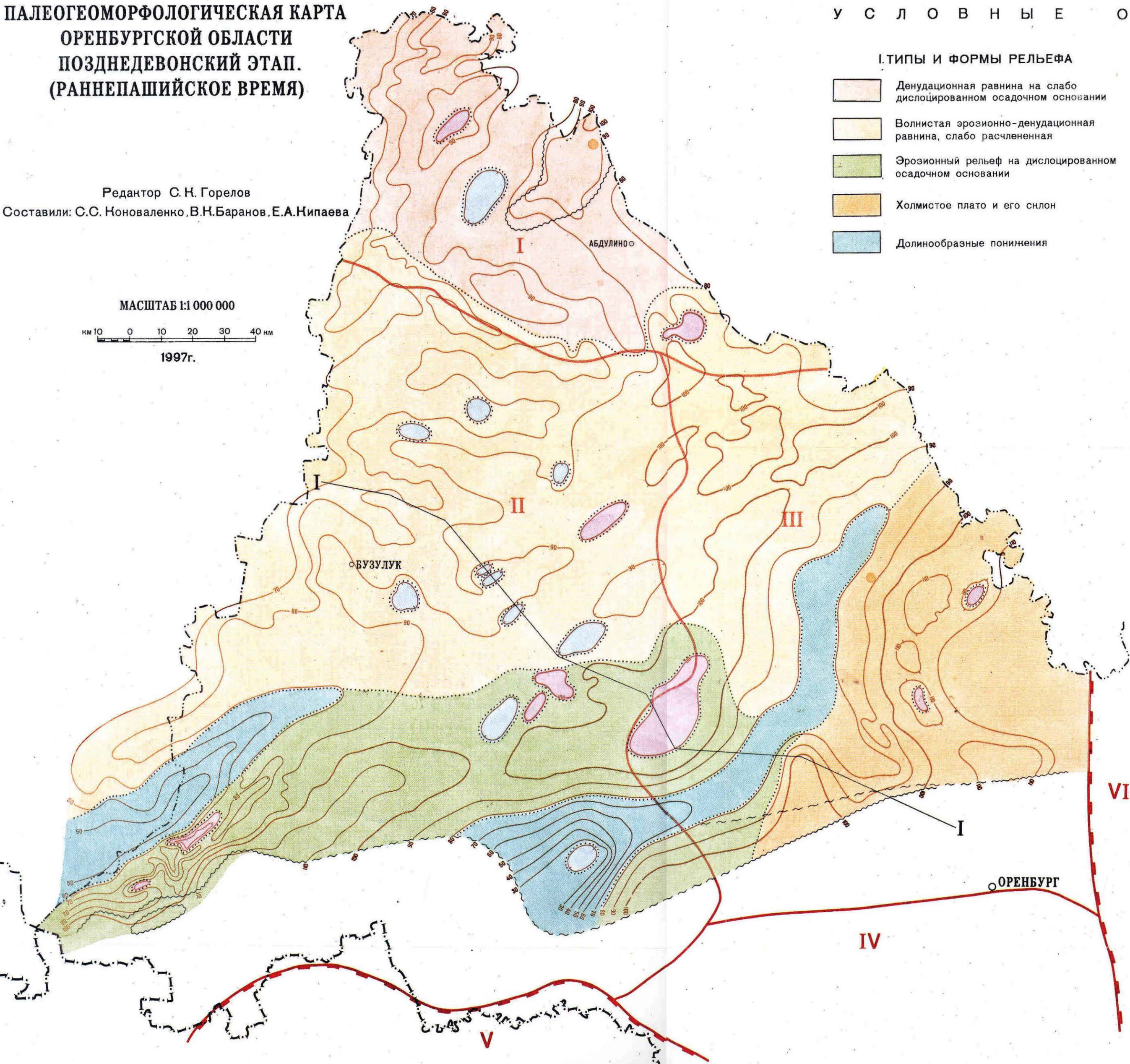
-  Денудационная равнина на слабо дислоцированном осадочном основании
-  Волнистая эрозионно-денудационная равнина, слабо расчлененная
-  Эрозионный рельеф на дислоцированном осадочном основании
-  Холмистое плато и его склон
-  Долинообразные понижения

### II. ОТДЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА

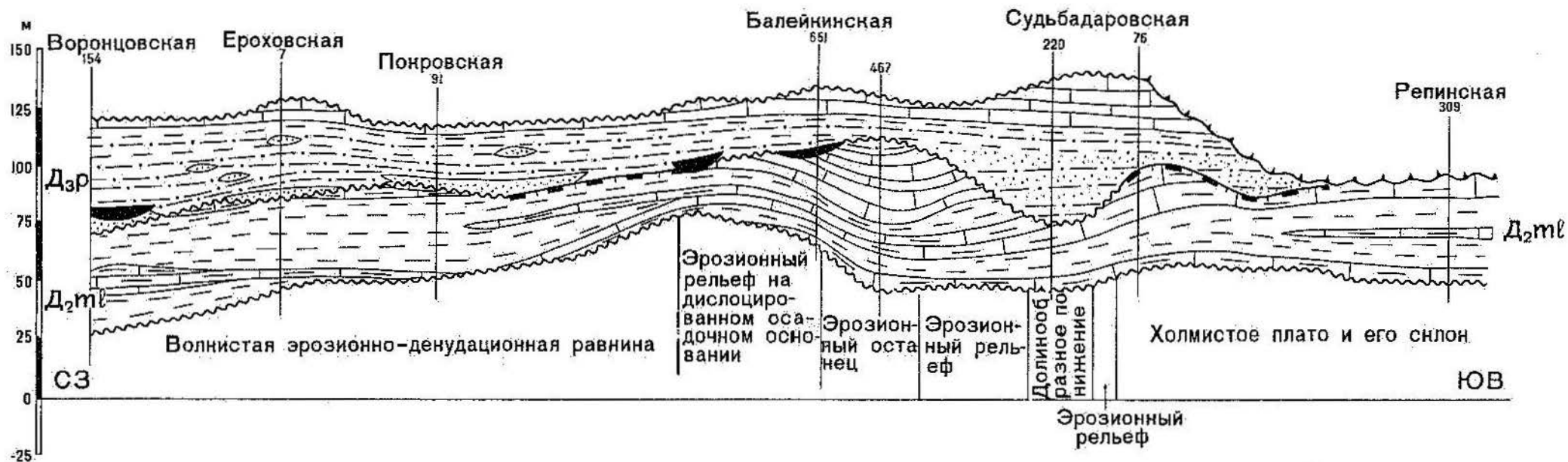
-  Мелкие гряды и останцы
-  Мелкие котловины

### III. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

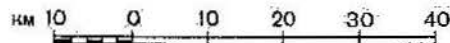
-  Границы типов и форм рельефа
-  Граница зоны размыва пашийских отложений в предныновское время
-  Современные границы палеозойских региональных структур
- I.** Татарский свод
- II.** Бузулукская впадина
- III.** Восточно-Оренбургский структурный выступ
- IV.** Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V.** Прикаспийская синеклиза
- VI.** Предуральский прогиб
-  Границы Волжно-Намской антеклизы
-  Палеогоризонталы
-  Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
-  Населенные пункты
-  Государственная граница
-  Граница области



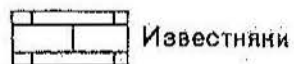
РАЗРЕЗ I-I  
 К ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ  
 ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.  
 ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП (РАННЕПАШИЙСКОЕ ВРЕМЯ)



МАСШТАБ 1:1 000 000



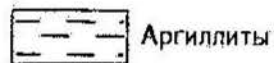
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



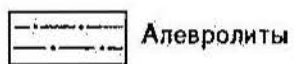
Известняки



Известняки глинистые



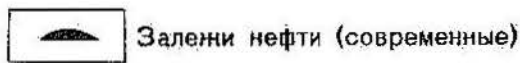
Аргиллиты



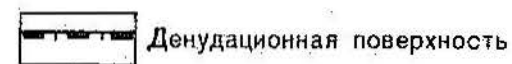
Алевролиты



Песчаники



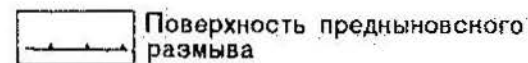
Залежи нефти (современные)



Денудационная поверхность



Эрозионная поверхность



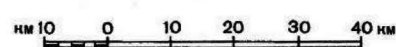
Поверхность предныновского размыва

# ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ. ПОЗНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП (ДОМАНИКОВОЕ ВРЕМЯ)

Редатор С.Н.Горелов

Составили: С.С.Ноноваленно, В.Н.Баранов,  
Е.П.Борисова, Е.Л.Васильева

МАСШТАБ 1:1 000 000



1997г.

## У С Л О В Н Ы Е   О Б О З Н А Ч Е Н И Я

### I. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

- Волнистая равнина на осадках депрессионного типа накопления -относительно глубоководный шельф
- Предположительно седиментационные котловины (а) и холмы (б)
- Барьерный риф-биогенные гряды разных уровней
- Склоны и межгрядовые понижения -мелководный шельф

### II. ЛИТОЛОГИЯ

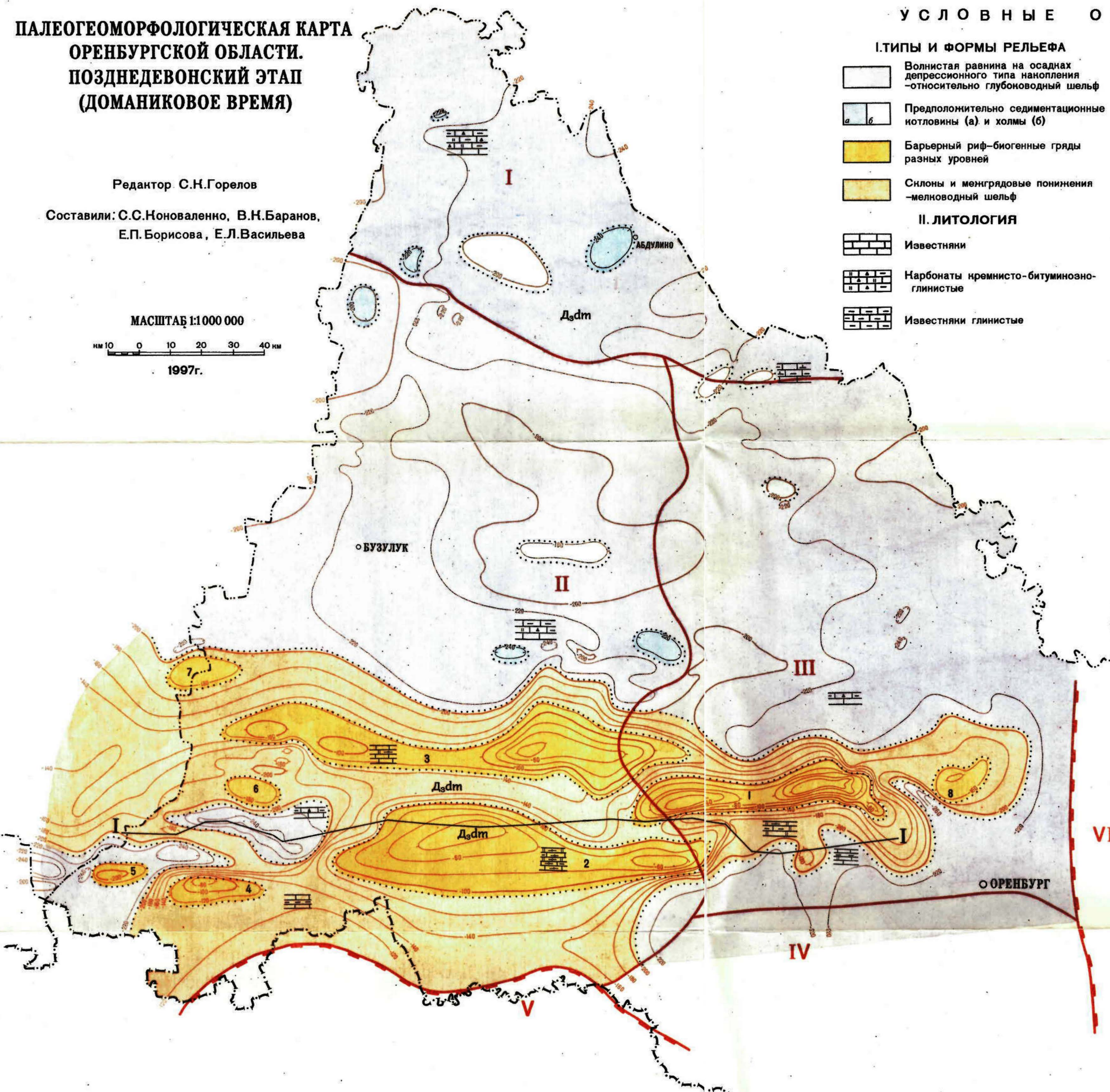
- Известняки
- Карбонаты кремнисто-битуминозно-глинистые
- Известняки глинистые
- Аргиллиты
- Аргиллиты известнистые
- Известняки доломитизированные
- Доломиты
- Карбонаты глинисто-битуминозные
- Известняки и доломиты навернозно-пористые, трещиноватые

### III. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

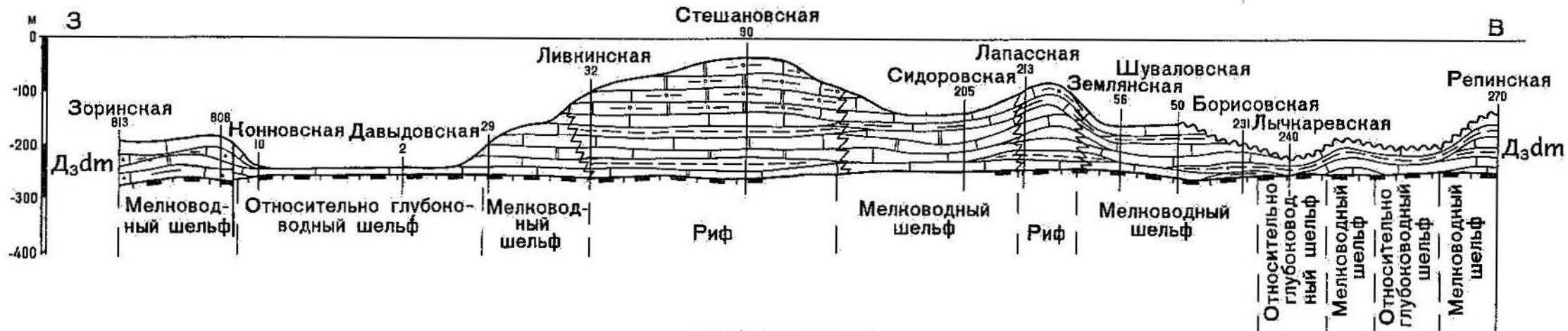
- Возраст рельефа
- Границы типов и форм рельефа
- Современные границы палеозойских региональных структур

- I.** Татарский свод
- II.** Бузулукская впадина
- III.** Восточно-Оренбургский структурный выступ
- IV.** Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V.** Принаспийская синеклиза
- VI.** Предуральский прогиб

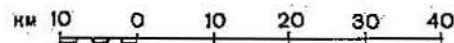
- Границы Волжно-Намской антеклизы
- Палеогоризонталы
- Номера крупных биогенных форм-рифов
- Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
- Населенные пункты
- Государственная граница
- Граница области



РАЗРЕЗ I-I К ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.  
ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП (ДОМАНИКОВОЕ ВРЕМЯ)



МАСШТАБ 1:1 000 000



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- |  |                        |  |  |  |                                    |  |  |
|--|------------------------|--|--|--|------------------------------------|--|--|
|  | Аргиллиты              |  | Доломиты   |  | Карбонаты глинистые                |  | Поверхности полигенетические, слабо расчлененные эрозией |
|  | Аргиллиты известнистые |  | Известняки доломитизированные                    |  | Карбонаты глинисто-битуминозные    |  | Границы фациальных замещений                             |
|  | Известняки             |  | Известняки и доломиты пористые, наверно-пористые |  | Поверхности эрозийные субаэральные |  | Разломы  |







# ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ. ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП (ПРЕДВОРОНЕЖСКОЕ ВРЕМЯ)

Редактор С.Н. Горелов  
Составили: С.С. Ноноваленко, В.Н. Баранов,  
Е.А. Нипаева

МАСШТАБ 1:1 000 000  
км 10 0 10 20 30 40 км  
1997г.

## У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

### I. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

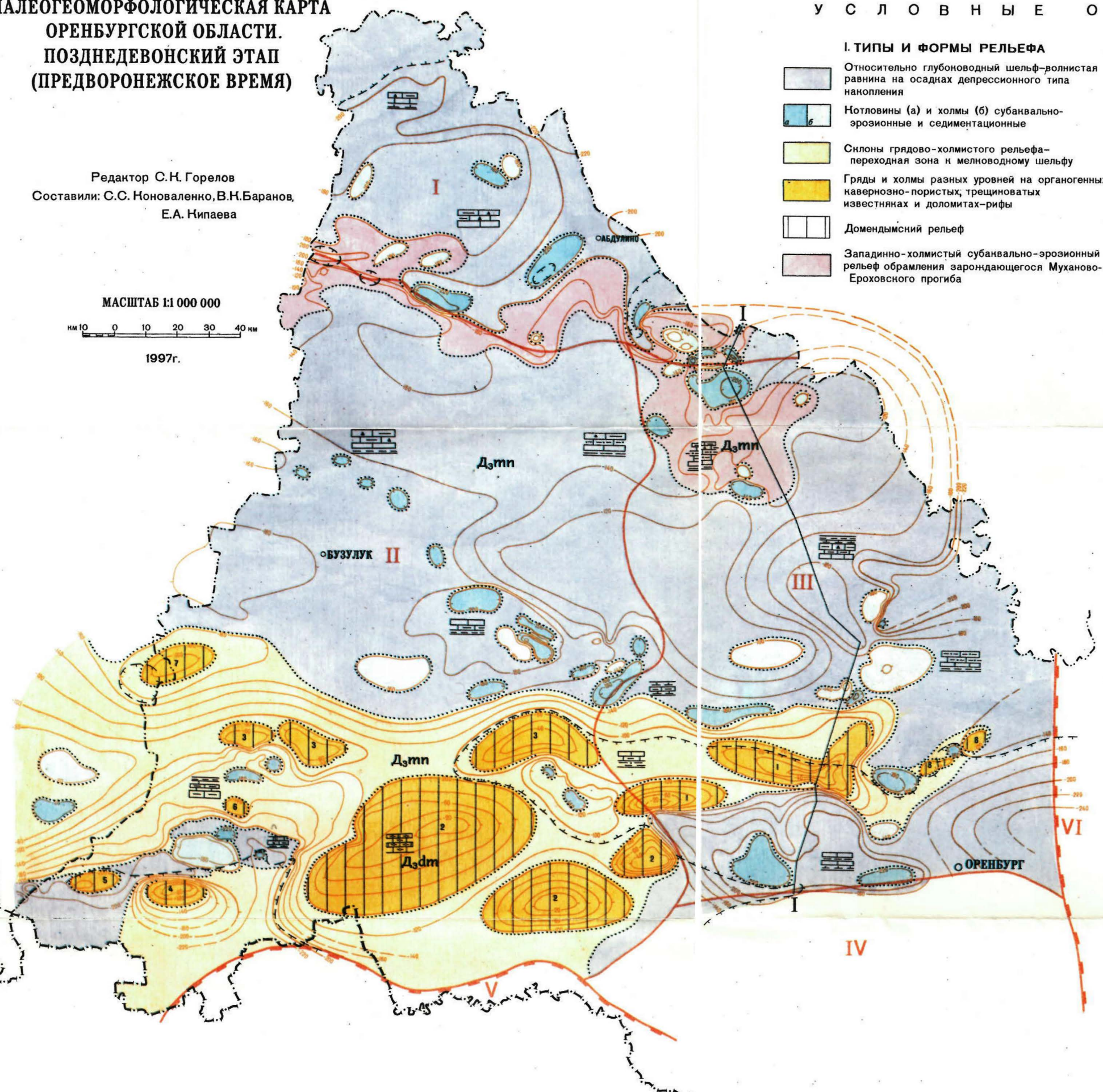
-  Относительно глубоководный шельф-волнистая равнина на осадках депрессионного типа накопления
-  Нотловины (а) и холмы (б) субанвално-эрозионные и седиментационные
-  Склоны грядово-холмистого рельефа-переходная зона к мелководному шельфу
-  Гряды и холмы разных уровней на органогенных наврозно-пористых, трещиноватых известняках и доломитах-рифы
-  Домендымский рельеф
-  Западно-холмистый субанвално-эрозионный рельеф обрамления зарондающегося Муханово-Ероховского прогиба

### II. ЛИТОЛОГИЯ

-  Известняки плотные
-  Известняки глинистые
-  Известняки доломитизированные
-  Известняки глинисто-битуминозные
-  Известняки наврозно-пористые
-  Известняки алевролитистые
-  Алевролиты
-  Аргиллиты
-  Аргиллиты известковистые

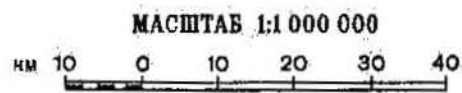
### III. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

-  Возраст рельефа
-  Границы выклинивания мендымских отложений
-  Границы типов и форм рельефа
-  Современные границы палеозойских региональных структур
-  I Татарский свод
-  II Бузулунская впадина
-  III Восточно-Оренбургский структурный выступ
-  IV Соль-Илецкое сводовое поднятие
-  V Прикаспийская синеклиза
-  VI Предуральский прогиб
-  Границы Волжно-Намской антеклизы
-  Палеогоризонталы
-  Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
-  2 Номера крупных биогенных форм (рифов)
-  О Населенные пункты
-  Государственная граница
-  Граница области





РАЗРЕЗ I-I  
 К ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.  
 ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП (ПРЕДВОРОНЕЖСКОЕ ВРЕМЯ)



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

	Известняки		Песчаники
	Известняки глинистые		Аргиллиты
	Известняки доломитизированные		Аргиллиты известнистые
	Известняки битуминозно-глинистые		Поверхность полигенетическая (анкумулятивно-денудационная), слабо расчлененная эрозией
	Известняки навернозно-пористые		Границы фациальных замещений
	Известняки кремнисто-битуминозно-глинистые		Разломы

# ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ. ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП (ФАМЕНСКОЕ ВРЕМЯ)

Редактор С.Н. Горелов  
Составили: С.С. Ноноваленко, В.Н. Баранов,  
Е.П. Борисова, Е.А. Нипаева

МАСШТАБ 1:1 000 000  
км 10 0 10 20 30 40 км  
1997г.

## У С Л О В Н Ы Е    О Б О З Н А Ч Е Н И Я

### I. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

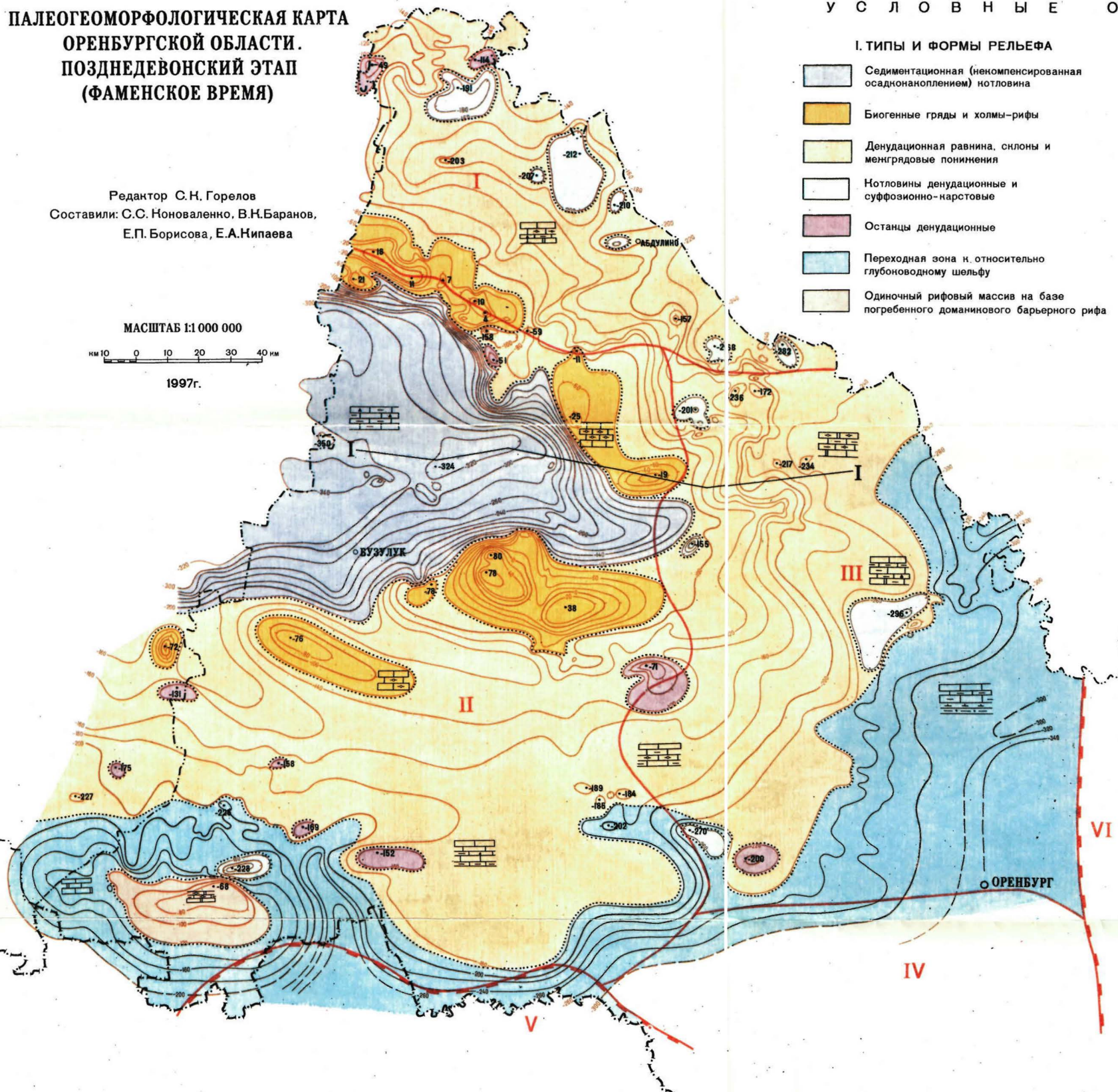
- Седиментационная (некомпенсированная осадконакоплением) котловина
- Биогенные гряды и холмы-рифы
- Денудационная равнина, склоны и менгрядовые понижения
- Котловины денудационные и суффозионно-нарстовые
- Останцы денудационные
- Переходная зона к относительно глубоководному шельфу
- Одиночный рифовый массив на базе погребенного домаиникового барьерного рифа

### II. ЛИТОЛОГИЯ

- Известняки плотные
- Известняки доломитизированные навернозно-пористые
- Известняки битуминозно-глинистые
- Доломиты
- Известняки глинистые
- Известняки доломитизированные
- Аргиллиты известнистые

### III. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Границы типов и форм рельефа
- Современные границы палеозойских региональных структур
- I** Татарский свод
- II** Бузулунская впадина
- III** Восточно-Оренбургский структурный выступ
- IV** Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V** Прикаспийская синеклиза
- VI** Предуральский прогиб
- Границы Волжно-Намской антелизы
- Палеогоризонтالي
- Отметки высот
- Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
- Населенные пункты
- Государственная граница
- Граница области



РАЗРЕЗ 1-1  
 К ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ  
 ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.  
 ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП (ФАМЕНСКОЕ ВРЕМЯ)



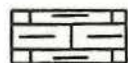
МАСШТАБ 1:1 000 000

км 10 0 10 20 30 40

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Известняки



Известняки глинистые



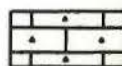
Известняки глинисто-битуминозные



Известняки навернозно-пористые



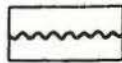
Известняки доломитизированные



Известняки битуминозные



Поверхности полигенетические,  
слабо расчлененные эрозией



Поверхности эрозионные  
субанвальные и смешанные



Границы фациальных замещений

**ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ  
ПОЗНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП  
(ЗАВОЛЖСКОЕ ВРЕМЯ)**

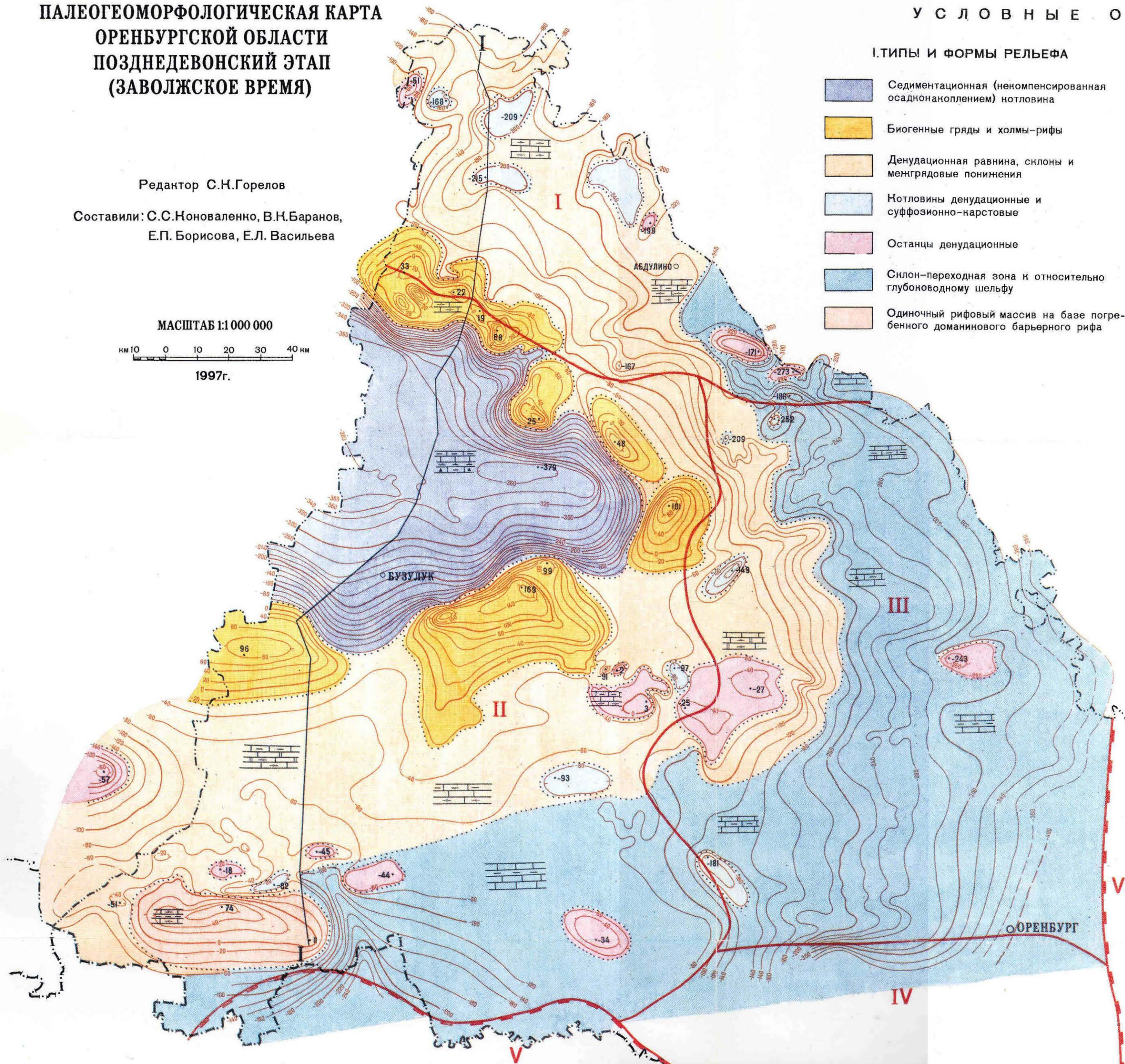
Редантор С.Н.Горелов

Составили: С.С.Моноваленко, В.Н.Баранов,  
Е.П. Борисова, Е.Л. Васильева

МАСШТАБ 1:1 000 000

км 10 0 10 20 30 40 км

1997г.



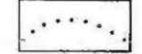



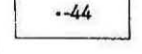

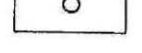

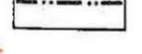
**I. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА**

-  Седиментационная (некомпенсированная) котловина
-  Биогенные гряды и холмы-риффы
-  Денудационная равнина, склоны и межгрядовые понижения
-  Котловины денудационные и суффозионно-карстовые
-  Останцы денудационные
-  Склон-переходная зона и относительно глубоководному шельфу
-  Одиночный рифовый массив на базе погребенного домининого барьерного рифа

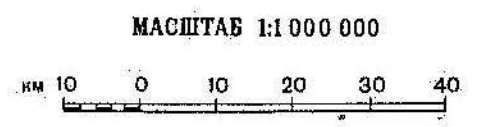
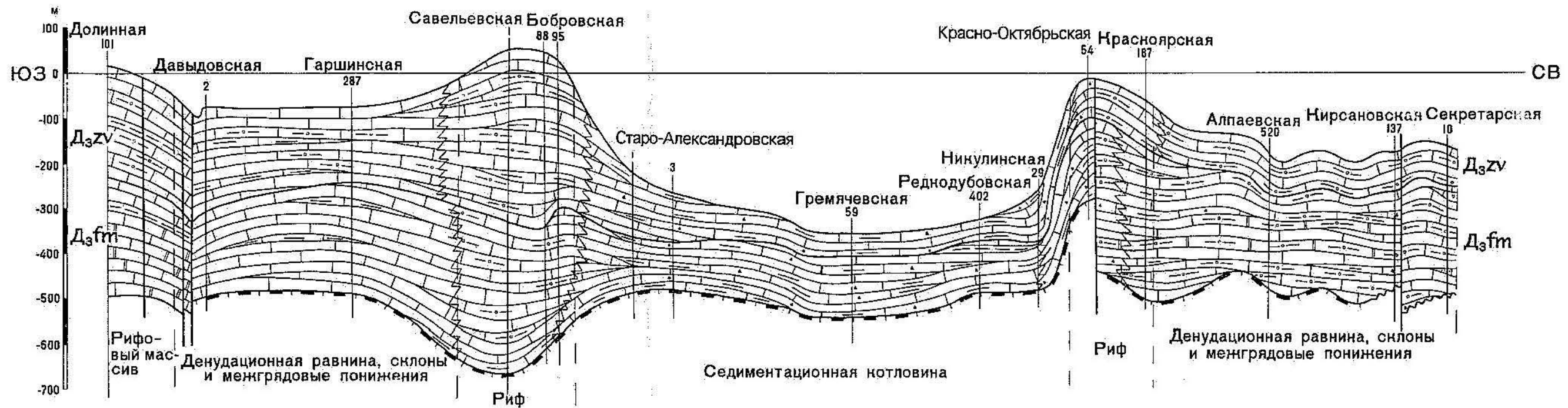
**II. ЛИТОЛОГИЯ**

-  Известняки плотные
-  Известняки глинистые
-  Известняки наврозно-пористые
-  Доломиты
-  Аргиллиты
-  Аргиллиты известнистые
-  Известняки глинисто-битуминозные
-  Известняки доломитизированные наврозно-пористые

**III. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

-  Границы типов и форм рельефа
-  Современные границы палеозойских региональных структур
- I.** Татарский свод
- II.** Бузулукская впадина
- III.** Восточно-Оренбургский структурный выступ
- IV.** Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V.** Прикаспийская синеклиза
- VI.** Предуральский прогиб
-  Границы Волжно-Намской антеклизы
-  Палеогоризонталы
-  Отметки высот
-  Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
-  Населенные пункты
-  Государственная граница
-  Граница области

РАЗРЕЗ I-I К ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.  
ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП (ЗАВОЛЖСКОЕ ВРЕМЯ)



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- |                               |                                 |  |                              |
|-------------------------------|---------------------------------|--|------------------------------|
| Аргиллиты                     | Доломиты                        | Пористость известняков                                   | Границы фациальных замещений |
| Известняки                    | Карбонаты глинистые             | Поверхности полигенетические, слабо расчлененные эрозией | Разломы                      |
| Известняки доломитизированные | Карбонаты глинисто-битуминозные | Поверхности эрозионные субаэральные и смешанные          |                              |







**ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.  
РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАП  
(ТУРНЕЙСКОЕ ВРЕМЯ)**

**УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

Редантор С.Н.Горелов  
Составили: С.С.Нововаленно, В.Н.Баранов, Е.Л.Васильева

МАСШТАБ 1:1 000 000  
км 10 0 10 20 30 40 км  
1997г.

**I. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА**

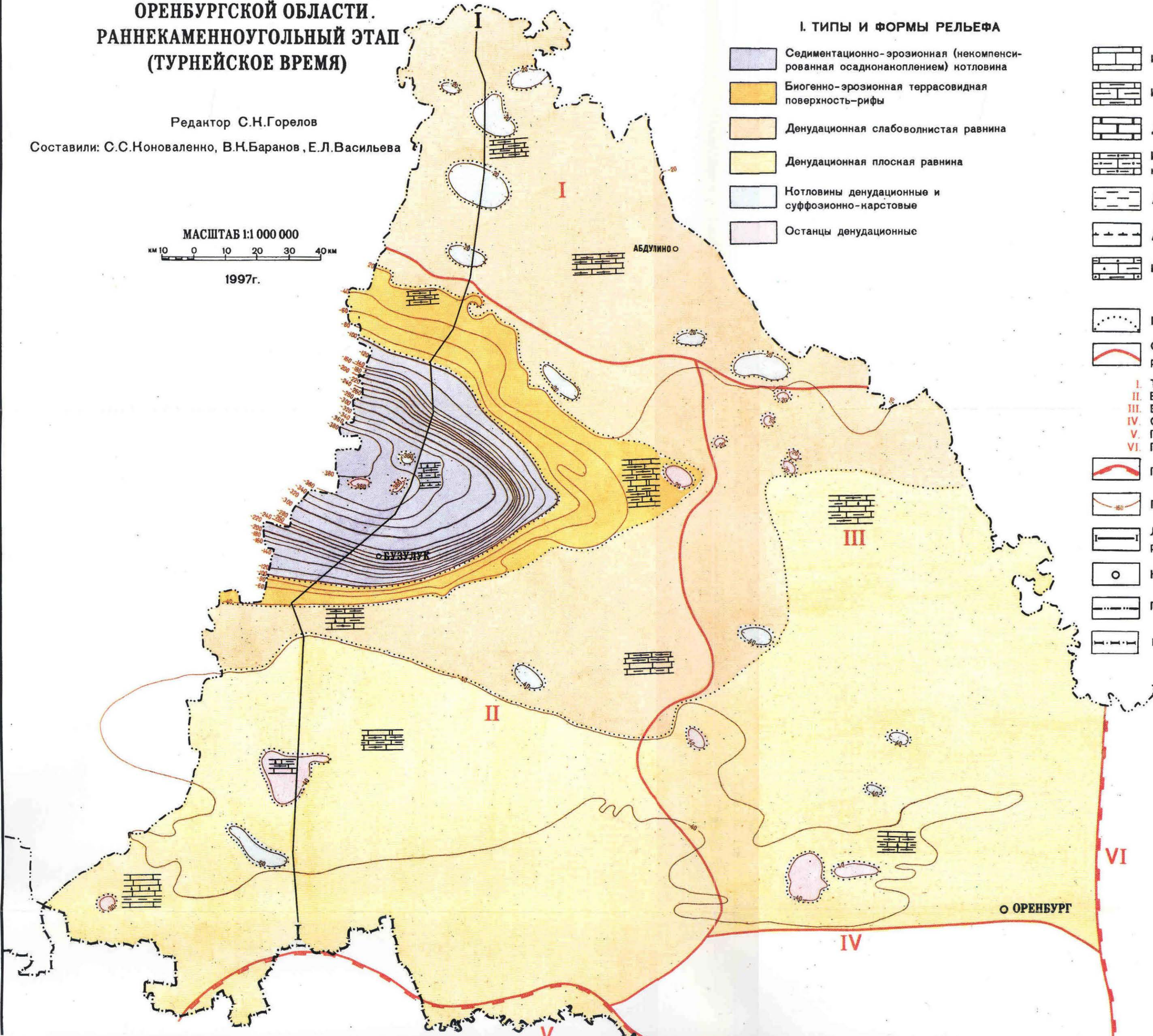
-  Седиментационно-эрозионная (некомпенсированная осадконакоплением) котловина
-  Биогенно-эрозионная террасовидная поверхность-рифы
-  Денудационная слабоволнистая равнина
-  Денудационная плоская равнина
-  Котловины денудационные и суффозионно-карстовые
-  Останцы денудационные

**II. ЛИТОЛОГИЯ**

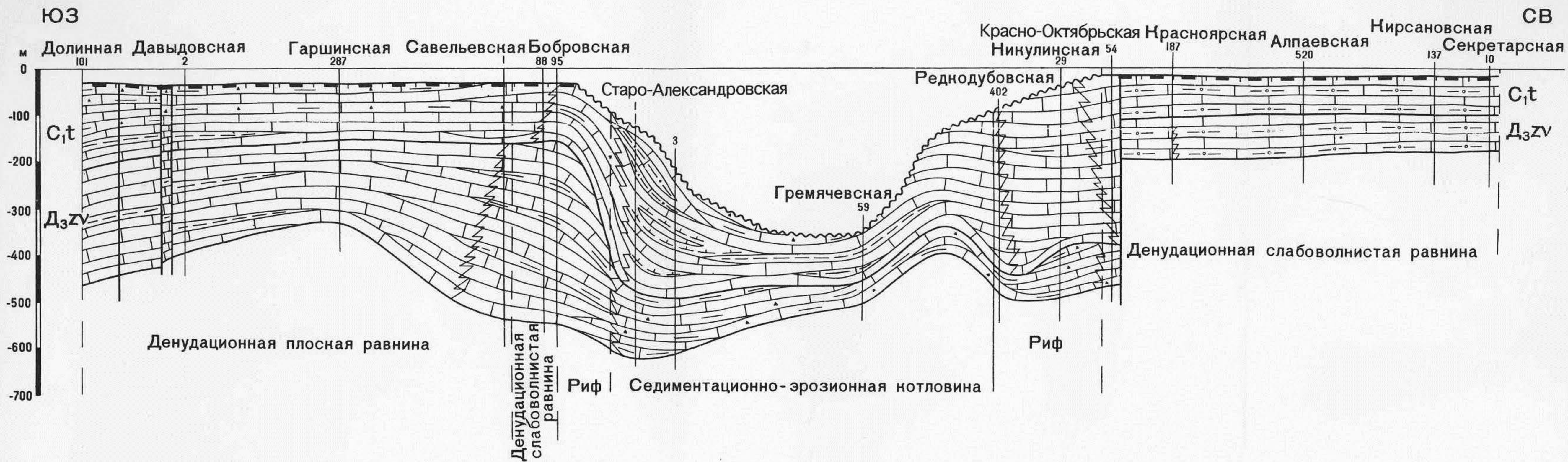
-  Известняки плотные
-  Известняки глинистые
-  Доломиты
-  Известняки доломитизированные наверхозно-пористые
-  Аргиллиты
-  Аргиллиты известновистые
-  Известняки глинисто-битуминозные

**III. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

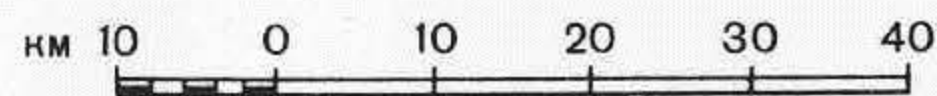
-  Границы типов и форм рельефа
-  Современные границы палеозойских региональных структур
- I.** Татарский свод
- II.** Бузулукская впадина
- III.** Восточно-Оренбургский структурный выступ
- IV.** Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V.** Прикаспийская синеклиза
- VI.** Предуральский прогиб
-  Границы Волжно-Намской антеклизы
-  Палеогоризонталы
-  Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
-  Населенные пункты
-  Граница области
-  Государственная граница



РАЗРЕЗ I-I К ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ.  
 РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАП (ТУРНЕЙСКОЕ ВРЕМЯ)



МАСШТАБ 1:1 000 000



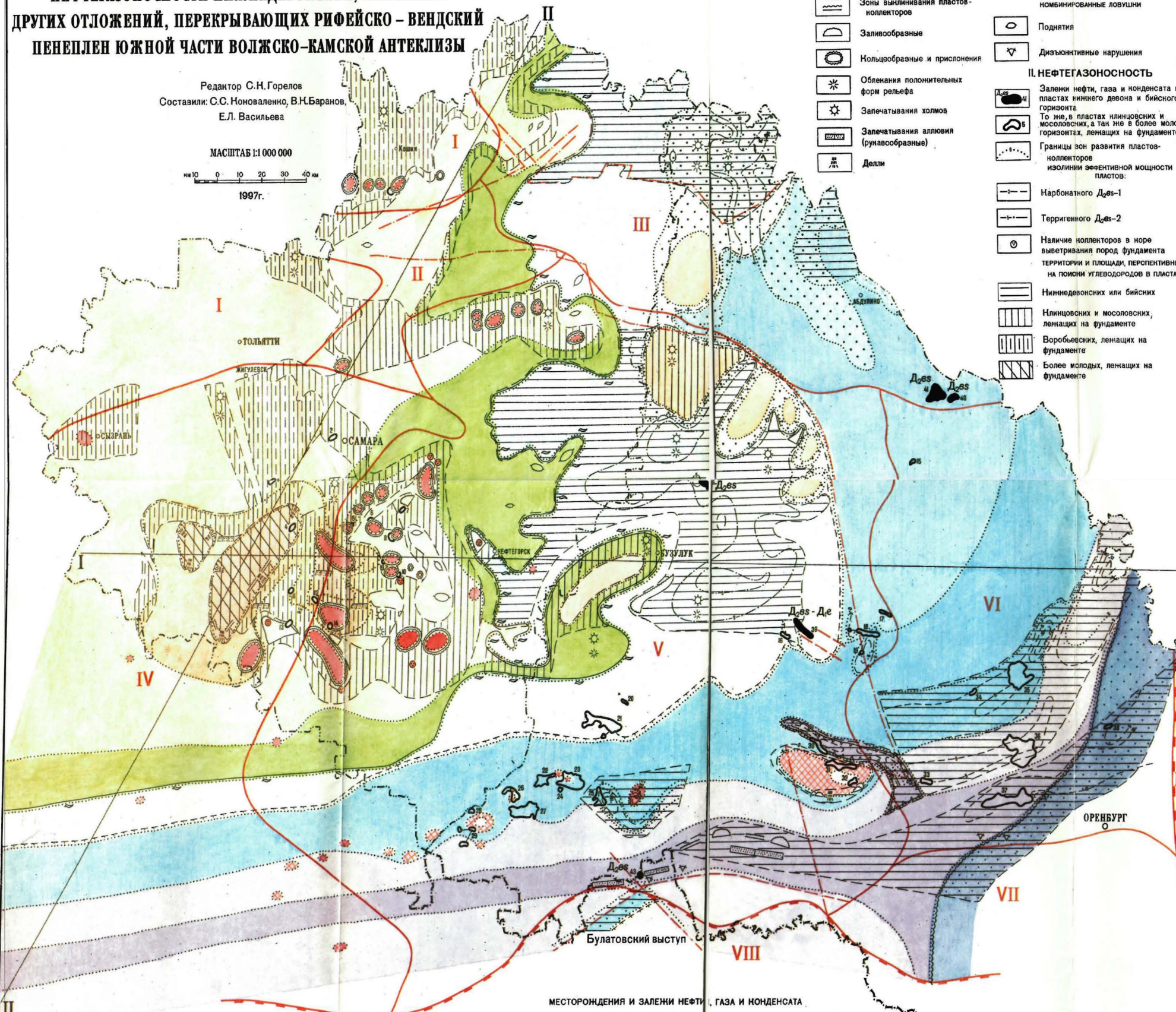
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- |  |                                  |  |                           |  |   |  |                              |
|--|----------------------------------|--|---------------------------|--|---|--|------------------------------|
|  | Известняки                       |  | Аргиллиты                 |  | Пористость известняков                          |  | Границы фациальных замещений |
|  | Известняки глинистые             |  | Аргиллиты известновистые  |  | Поверхности полигенетические                    |  | Разломы                      |
|  | Известняки глинисто-битуминозные |  | Известняки алевролитистые |  | Поверхности эрозионные субанвальные и смешанные |  |                              |

**ПРОГНОЗНАЯ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕДЕВОНСКИХ, БИЙСКИХ И  
ДРУГИХ ОТЛОЖЕНИЙ, ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ РИФЕЙСКО - ВЕНДСКИЙ  
ПЕПЕЛЕН ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОЛЖСКО-КАМСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ**

Редактор С.Н. Горелов  
Составили: С.С. Моноваленно, В.Н. Баранов,  
Е.Л. Васильева

МАСШТАБ 1:1 000 000  
км 0 10 20 30 40  
1997г.



- I. ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ (НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫЕ) ЛОВУШКИ УГЛЕВОДОРОДОВ**
- Зоны выклинивания пластов-коллекторов
  - Заливообразные
  - Шельфовые и прислонения
  - Обливания пологих форм рельефа
  - Запечатывания холмов
  - Запечатывания аллювия (рукавообразные)
  - Делли

- Бары
- Эрозирования крутыми уступами рельефа комбинированные ловушки
- Поднятия
- Дизъюнктивные нарушения

- II. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ**
- Залежи нефти, газа и конденсата в пластах нижнего девона и бийского горизонта  
То же, в пластах илинцовских и мосоловских, а так же в более молодых горизонтах, лежащих на фундаменте
  - Границы зон развития пластов-коллекторов изолинии эффективной мощности пластов:
  - Карбонного D<sub>2</sub>es-1
  - Тертирного D<sub>2</sub>es-2
  - Наличие коллекторов в море выветривания пород фундамента территории и площади, перспективные на поиски углеводородов в пластах:
  - Нижнедевонских или бийских
  - Илинцовских и мосоловских, лежащих на фундаменте
  - Воробьевских, лежащих на фундаменте
  - Более молодых, лежащих на фундаменте

- III. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА**
- A. СУША**
- Равнины рифейско-девонского пепелена-плоские вершины холмов и островов Бийского моря
  - Склоны холмов, образованные расчленением пепелена
  - Денудационная равнина, сопряженная с бийской седиментацией (педиплен)
  - Остатки селективной денудации кристаллических пород
  - Гряды и моноклины денудационно-тектонические
  - Прибрежная денудационно-аккумулятивная равнина
  - Горы выветривания
- Б. МОРЕ**
- Шельф Бийского моря**
- Абразионно-аккумулятивная терраса
  - Абразионная равнина с осадками толщиной от 0 до 50 м шельфа раннедевонского-бийского моря
  - Абразионно-аккумулятивная терраса с нижнедевонскими и бийскими отложениями
  - То же, с нижнедевонскими отложениями
  - Мелководный шельф с маломощными нижнедевонскими и бийскими отложениями (до 50 м)
  - То же, только с нижнедевонскими отложениями
  - Морская равнина - глубоководный шельф раннедевонский-бийский эрозионно-тектонический мелос
  - Бортовые зоны мелоба
  - Океанская зона мелоба
  - Ось мелоба
  - Погребенные гряды и моноклины денудационно-тектонические
  - Погребенные остатки селективной денудации
  - Эрозионно-тектоническая расселина
  - Краевая зона каледонско-герцинской геосинклинали

- IV. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**
- Разломы достоверные (1) и предполагаемые (2)
  - Границы Северодвинско-Абдулинского грабена
  - Границы типов и форм рельефа
  - Границы площадей, перспективных на поиски углеводородов
  - Береговые линии морей
  - Бийского
  - Нижнедевонского
  - Ордовикского
  - Современные границы палеозойских региональных структур
  - I Меленская владина
  - II Сонская седловина
  - III Татарский свод
  - IV Жигулевско-Пугачевский свод
  - V Булатовская владина
  - VI Восточно-Оренбургский структурный выступ
  - VII Соль-Илецкое сводовое поднятие
  - VIII Принаипальская синерклиза
  - IX Предуральский прогиб
  - Границы Волыно-Намской антиклизы
  - Линии геолого-палеогеоморфологических разрезов
  - Населенные пункты
  - Государственная граница
  - Граница областей

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗАЛЕЖИ НЕФТИ, ГАЗА И КОНДЕНСАТА

- |                |                       |                |                     |                |                       |                  |
|----------------|-----------------------|----------------|---------------------|----------------|-----------------------|------------------|
| 1 ЧЕРНООЗЕРНОЕ | 7 ТУРСКОЕ             | 13 МЕЛЕНСКОЕ   | 19 КОДЯНОВСКОЕ      | 25 ДАВЫДОВСКОЕ | 32 ЛАПАСНОЕ           | 39 ОБОДОВСКОЕ    |
| 2 ИВЫЩЕВСКОЕ   | 8 ПОДЪЕМ-ВИХАЙЛОВСКОЕ | 14 МАЛАНИНСКОЕ | 20 ЗАП.-ШВЕЙЦАРСКОЕ | 26 ЗОРИНСКОЕ   | 33 КАПИТОНОВСКОЕ      | 40 ОТРАДЕНСКОЕ   |
| 3 ЛОВО-ИВЕСКОЕ | 9 ГАДАРОВОСКОЕ        | 15 ЛУБОВОСКОЕ  | 21 ГАРИНСКОЕ        | 27 ЗАВИНСКОЕ   | 34 ВАХИТОВСКОЕ        | 41 ПОНОМАРЕВСКОЕ |
| 4 ГРАДЦКОЕ     | 10 НАРГАЙСКОЕ         | 16 ПОЛЫННОЕ    | 22 КУРНОВСКОЕ       | 28 УСТРЯЕВСКОЕ | 35 КОЛЖИНСКОЕ         | 42 ТИВАДАВСКОЕ   |
| 5 РАСОВСКОЕ    | 11 КОМЯНСКОЕ          | 17 ИРСКОЕ      | 23 РОСТАШИНСКОЕ     | 29 ВИШНЕВСКОЕ  | 36 ДАЧНО-РЕТИНСКОЕ    | 43 В-ДОЛИННОЕ    |
| 6 ГОРБАТОВСКОЕ | 12 КРАСНОАРМЬСКОЕ     | 18 СМОЛЯНСКОЕ  | 24 НОВОСОБОВСКОЕ    | 30 ЗАКОРСКОЕ   | 37 ДОНЦКО-СЫРТОВОСКОЕ |                  |
|                |                       |                |                     | 31 ЛЕБЯНИНСКОЕ | 38 В-ОЛЫШАНСКОЕ       |                  |

Карта подготовлена и издана Средневолжским агро-геологическим предприятием. Роскартография 1997 г.



# ПРОГНОЗНАЯ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВОРОБЬЕВСКИХ И АФОНИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Редактор С.Н.Горелов

Составили: С.С.Нововаленко, В.Н.Баранов,  
Е.Л.Васильева, Е.А.Нипаева

МАСШТАБ 1:1 000 000

км 10 0 10 20 30 40 км

1997г.

## У С Л О В Н Ы Е    О Б О З Н А Ч Е Н И Я

### I. ЛОВУШКИ НЕФТИ, ГАЗА И КОНДЕНСАТА

- Зоны выклинивания пластов-коллекторов
- Заливообразные
- Запечатывания аллювия (рунавообразные)
- Стратиграфически экранированные

### II. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

- Залени нефти, газа и конденсата
- Граница трансгрессивного выклинивания пласта ДIV-2
- Граница трансгрессивного выклинивания пласта ДIV-3
- Изолинии эффективной мощности пластов ДIV-3 (а) и ДIV-2 (б)
- Граница выклинивания черноморских отложений

### ТЕРРИТОРИИ И ПЛОЩАДИ, ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НА ПОИСКИ УГЛЕВОДОДОВ

- В подстилающих (экранированных) клинцово-черноморских отложениях
- В воробьевских отложениях

### III. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

- Денудационно-останцовая равнина пред-воробьевского и воробьевского времени
- Денудационная равнина, окаймляющая останцовую поверхность
- Денудационные террасовидные ступени и впадины
- Абразионная волнистая равнина
- Структурно-денудационные террасы: верхняя (а) и нижняя (б)
- Холмы и гряды денудационно-тектонические
- Нотловины и заливообразные понижения предположительно карстово-суффозионного генезиса

### РАННЕДЕВОНСКИЙ-ВОРОБЬЕВСКИЙ ЭРОЗИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЖЕЛОБ

- Бортовые зоны
- Осевая зона

### IV. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

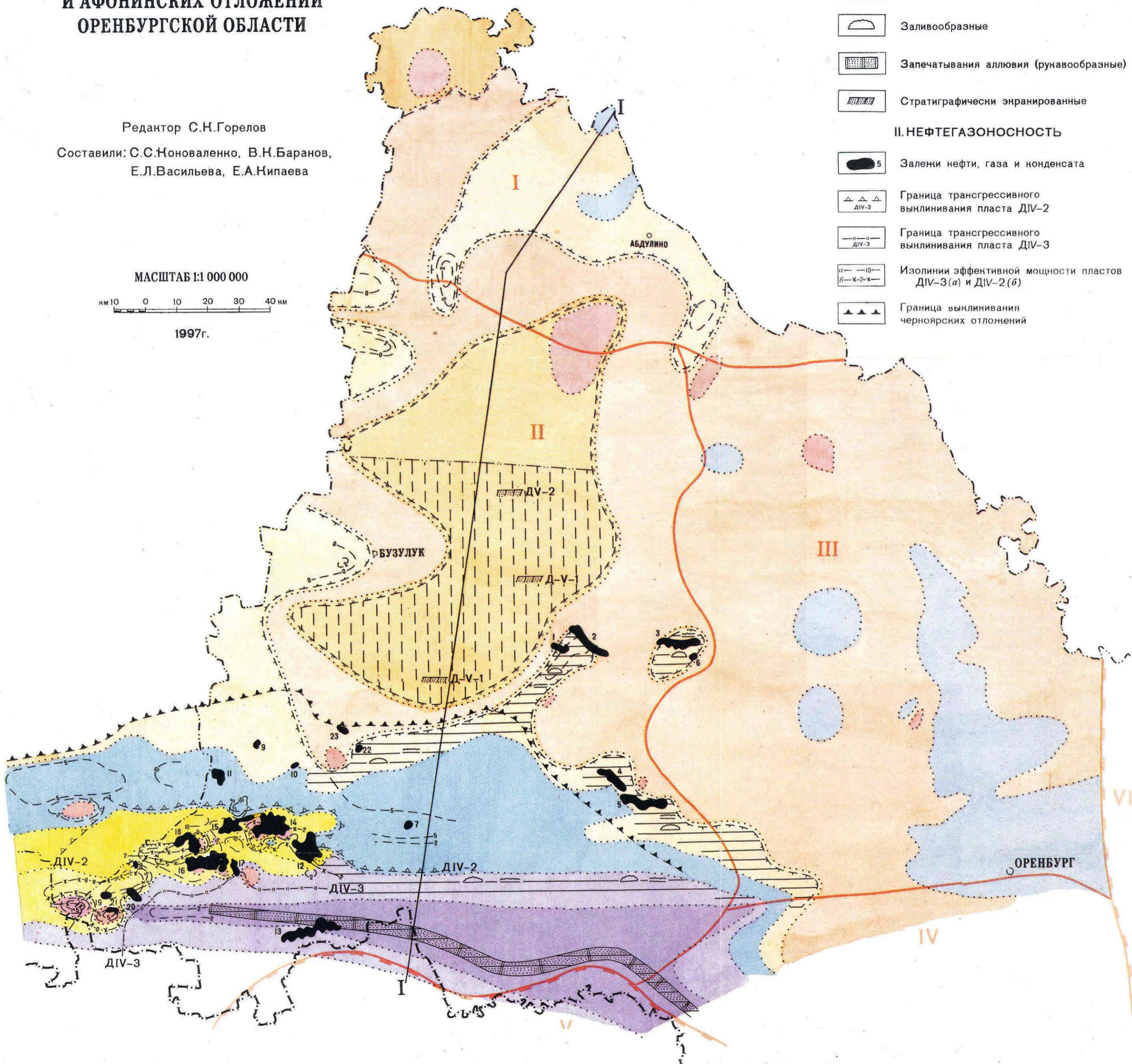
- Границы типов и форм рельефа
- Граница зоны развития ловушек пласта ДV-2 афонинского горизонта
- Граница выклинивания терригенной толщи воробьевских отложений
- Граница выклинивания карбонатных слоев
- Современные границы палеозойских региональных структур

- I Татарский свод
- II Бузулунская впадина
- III Восточно-Оренбургский структурный выступ
- IV Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V Принаспийская синеклиза
- VI Предуральский прогиб

- Границы Волжно-Намской антеклизы
- Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
- Населенные пункты
- Государственная граница
- Граница области

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗАЛЕНИ НЕФТИ, ГАЗА И КОНДЕНСАТА

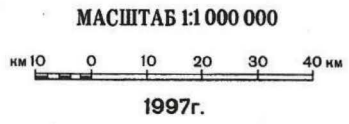
- |                   |                     |
|-------------------|---------------------|
| 1 ПОЙМЕННОЕ       | 12 ДАВЫДОВСКОЕ      |
| 2 ОЛЬХОВСКОЕ      | 13 ДОЛИННОЕ         |
| 3 СМОЛЯНОЕ        | 14 РОСТАШИНСКОЕ     |
| 4 ЗАГОРСКОЕ       | 15 КОНОВНОЕ         |
| 5 ЛЕБЯНИНСКОЕ     | 16 ЗАЙЧИНСКОЕ       |
| 6 КОЛЯНОВСКОЕ     | 17 ВОСТ.-ЗАЙЧИНСКОЕ |
| 7 ПРОЛЕТАРСКОЕ    | 18 ЗОРИНСКОЕ        |
| 8 УСТРЯЛОВСКОЕ    | 19 ВИШНЕВСКОЕ       |
| 9 ГРАЧЕВСКОЕ      | 20 ШВЕЙЦАРСКОЕ      |
| 10 ШИРОНОДОЛЬСКОЕ | 21 ШВЕЙЦАРСКОЕ      |
| 11 САХАРОВСКОЕ    | 22 ШВЕЙЦАРСКОЕ      |
|                   | 23 ЗАП.-ШВЕЙЦАРСКОЕ |



**ПРОГНОЗНАЯ  
ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
АРДАТОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ**

Редантор С.Н.Горелов

Составили: С.С.Ноноваленко, В.Н.Баранов,  
А.И.Игнатов, Е.Л.Васильева



**У С Л О В Н Ы Е   О Б О З Н А Ч Е Н И Я**

**I. ЛОВУШКИ НЕФТИ, ГАЗА И КОНДЕНСАТА**

- Зоны выклинивания пластов-колленторов
- Заливообразные
- Делли
- Запечатывания аллювия (рунавообразные)
- Нарстово-суффозионные
- Эрозионно-экранированные

**II. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ**

- Залежи нефти, газа и конденсата
- Границы зон развития пластов-колленторов ДIII-1(1); ДIII-2(2); ДIII-3(3)

- Эффективные мощности пластов ДIII-1(1); ДIII-2(2); ДIII-3(3)
- Площади, перспективные на поиски углеводородов

**III. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА**

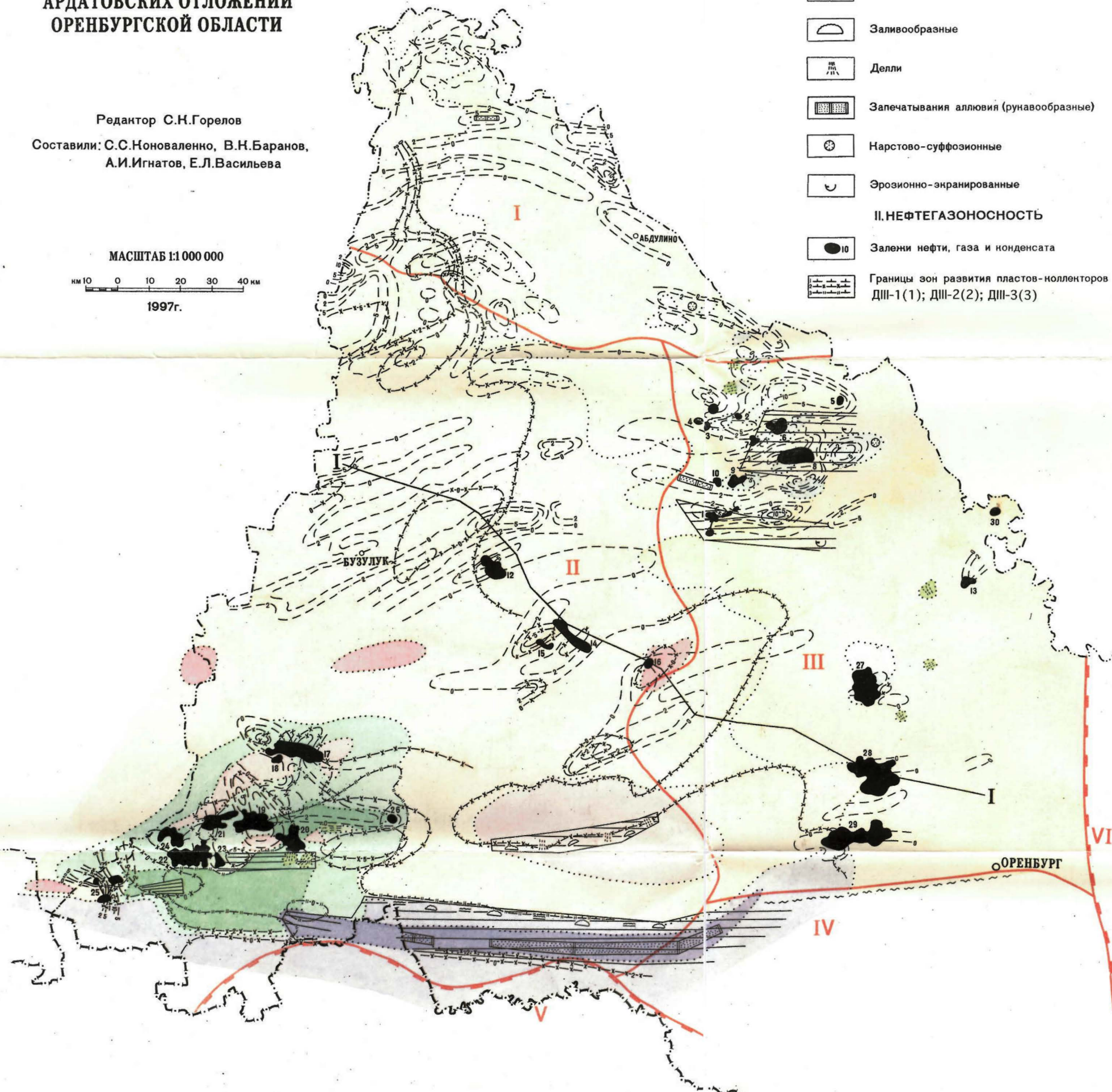
- Плато на дислоцированном осадочном основании
- Волнистая денудационная равнина на слабо дислоцированном осадочном основании
- Нотловины эрозионно-тектонического или нарстово-суффозионного генезиса
- Холмы и денудационные останцы
- Гряды и увалы денудационно-тектонические
- Делли
- Нотловина тектоническая
- Нотловина эрозионная
- РАННЕДЕВОНСКИЙ-АРДАТОВСКИЙ ЭРОЗИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЖЕЛОБ
- Осевая зона
- Бортовые зоны

**IV. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

- Границы типов и форм рельефа
- Современные границы палеозойских региональных структур
- I** Татарский свод
- II** Бузулуцкая впадина
- III** Восточно-Оренбургский структурный выступ
- IV** Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V** Принаспийская синеклиза
- VI** Предуральский прогиб
- Границы Волжно-Намской антеннлизы
- Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
- Населенные пункты
- Государственная граница
- Граница области

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗАЛЕЖИ НЕФТИ, ГАЗА И КОНДЕНСАТА**

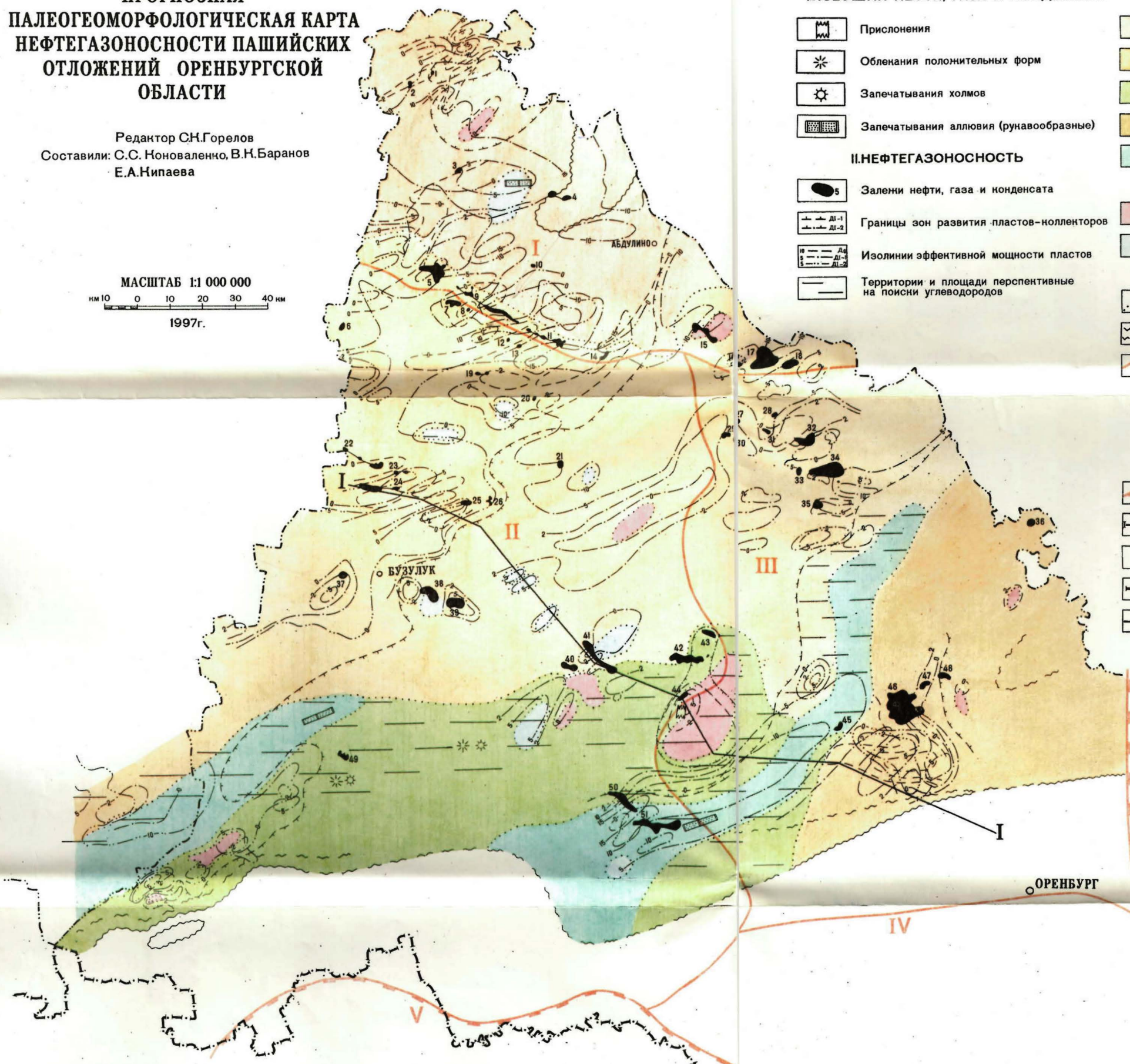
- |                 |                        |
|-----------------|------------------------|
| 1 ФОНИНСКОЕ     | 16 НОДЯНОВСКОЕ         |
| 2 БЕСЕДИНСКОЕ   | 17 ГАРШИНСКОЕ          |
| 3 ЛУБОВСКОЕ     | 18 ШИРОКОДольСКОЕ      |
| 4 ЕЛГИНСКОЕ     | 19 РОСТАШИНСКОЕ        |
| 5 ЗОБОВСКОЕ     | 20 ДАВЫДОВСКОЕ         |
| 6 РОМАНОВСКОЕ   | 21 НОННОВСКОЕ          |
| 7 БРЕЗОВСКОЕ    | 22 ЗАЯНСКОЕ            |
| 8 РОДИНОВСКОЕ   | 23 ВОСТ.-ЗАЯНСКОЕ      |
| 9 ОЛИМПИЙСКОЕ   | 24 ЗОРИНСКОЕ           |
| 10 УТЯЕВСКОЕ    | 25 ВИШНЕВСКОЕ          |
| 11 БОГДАНОВСКОЕ | 26 ПРОЛЕТАРСКОЕ        |
| 12 ПРОМЫНСКОЕ   | 27 КОЛТАНСКОЕ          |
| 13 ЗОЛОТОВОСКОЕ | 28 ДАЧНО-РЕПИНСКОЕ     |
| 14 ОЛЬХОВСКОЕ   | 29 ДОНЕЦКО-СЫРТОВОСКОЕ |
| 15 ПОЙМЕННОЕ    | 30 ПРЕОБРАЖЕНСКОЕ      |



# ПРОГНОЗНАЯ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПАШИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Редантор С.Н.Горелов  
Составили: С.С.Ноноваленко, В.Н.Баранов  
Е.А.Нипаева

МАСШТАБ 1:1 000 000  
км 10 0 10 20 30 40 км  
1997г.



### I. ЛОУШНИ НЕФТИ, ГАЗА И КОНДЕНСАТА

- Прислонения
- Обленания положительных форм
- Запечатывания холмов
- Запечатывания аллювия (рунавообразные)

### II. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

- Залежи нефти, газа и конденсата
- Границы зон развития пластов-коллекторов
- Изолинии эффективной мощности пластов
- Территории и площади перспективные на поиски углеводородов

### III. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

- Денудационная равнина на слабо дислоцированном осадочном основании
- Волнистая эрозионно-денудационная равнина, слабо расчлененная
- Эрозионный рельеф на дислоцированном осадочном основании
- Холмистое плато и его склоны
- Долинообразные понижения

### IV. ОТДЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА

- Мелкие гряды и останцы
- Мелкие котловины

### V. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Границы типов и форм рельефа
- Граница зоны размыва пашийских отложений в предныновское время
- Современные границы палеозойских региональных структур
- I Татарский свод
- II Бузулукская впадина
- III Восточно-Оренбургский структурный выступ
- IV Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V Прикаспийская синеклиза
- VI Предуральский прогиб
- Границы Волыно-Намской антиклизы
- Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
- Населенные пункты
- Государственная граница
- Граница области

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗАЛЕЖИ НЕФТИ, ГАЗА И КОНДЕНСАТА

- |                             |                   |
|-----------------------------|-------------------|
| 1 ЧЕРНОВОСНОЕ               | 27 ФОНИНСКОЕ      |
| 2 СОСНОЕ                    | 28 АЛЪБЬЕВСКОЕ    |
| 3 СЕВ.-АЛПАЕВСКОЕ           | 29 ЕЛГИНСКОЕ      |
| 4 ИСАЙНСКОЕ                 | 30 ДУБОВСКОЕ      |
| 5 ИРСАЙСКОЕ                 | 31 БЕСЕДИНСКОЕ    |
| 6 САДНИНСКОЕ                | 32 РОМАНОВСКОЕ    |
| 7 ИР.-ОКТЯБРЬСКОЕ           | 33 НЕТЬЕВСКОЕ     |
| 8 НАУМОВСКОЕ                | 34 РОДИНОВСКОЕ    |
| 9 СУЛТАНГУЛОВО-ЗАГЛЯДИНСКОЕ | 35 НИКОЛАЕВСКОЕ   |
| 10 АЛЕНСКОЕ                 | 36 ПРЕОБРАЩЕНСКОЕ |
| 11 ТАРХАНСКОЕ               | 37 ИСРОВОСКОЕ     |
| 12 НОВОНУРБАЙСКОЕ           | 38 НИНИФОРОВСКОЕ  |
| 13 ВОЙНСКОЕ                 | 39 ВОРОБЬЕВСКОЕ   |
| 14 АШИРСКОЕ                 | 40 ПОЙМЕННОЕ      |
| 15 ЕФРЕМОВО-ЗЫНОВСКОЕ       | 41 ОЛЬХОВСКОЕ     |
| 16 САМОДУРОВСКОЕ            | 42 СМОЛЯНОЕ       |
| 17 ПОНОМАРЕВСКОЕ            | 43 ИРСКОЕ         |
| 18 ОТРАДНЕНСКОЕ             | 44 НОДЯНОВСКОЕ    |
| 19 НОВОБАРСКОЕ              | 45 ВАХИТОВСКОЕ    |
| 20 НАРМИШИНСКОЕ             | 46 КОЛГАНСКОЕ     |
| 21 ЧЕНАЛИНСКОЕ              | 47 НИТЯМСКОЕ      |
| 22 МОГУТОВСКОЕ              | 48 БЛАГОУРОДСКОЕ  |
| 23 ГРЕМЬЧЕВСКОЕ             | 49 ЗАП.-ИЛЕЦКОЕ   |
| 24 ВОРОНЦОВСКОЕ             | 50 ЗАП.-ИЛЕЦКОЕ   |
| 25 РЯБИНОВОЕ                | 51 ЛЕБЯЖИНСКОЕ    |
| 26 ЯНУТИНСКОЕ               |                   |

**ПРОГНОЗНАЯ  
ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ**





Редантор С.Н. Горелов

Составили: С.С. Ноноваленко, В.Н. Баранов,  
Е.П. Борисова, Е.Л. Васильева





МАСШТАБ 1:1 000 000  
км 10 0 10 20 30 40 км  
1997г.

**УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

**I. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ**

-  Залежи нефти
-  Нефтепроявления
-  Границы развития зон пластов-коллекторов ДфрII (a); ДфрIII (b)
-  Территории и площади, перспективные на поиски нефти

**II. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА**

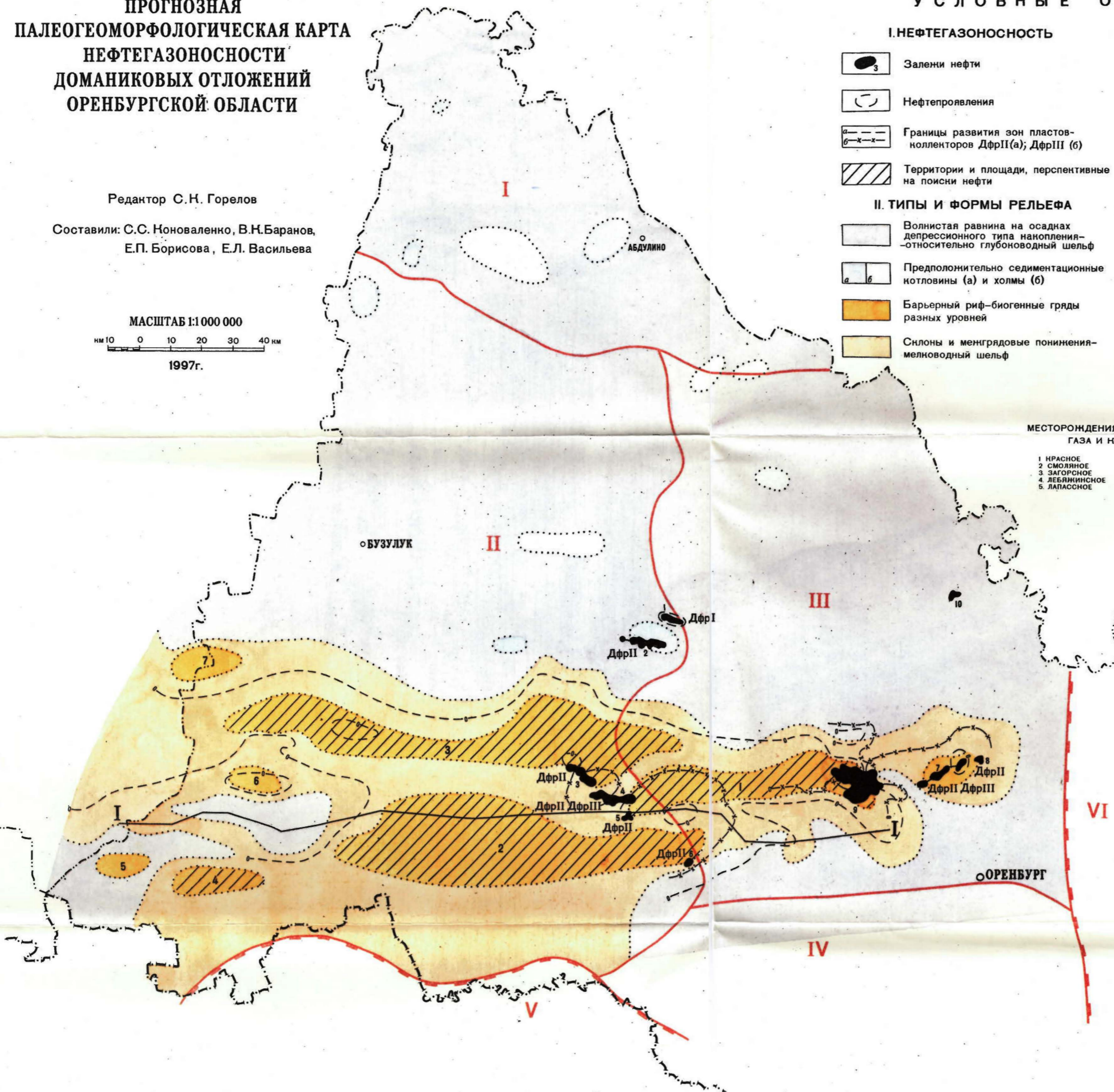
-  Волнистая равнина на осадках депрессионного типа накопления-относительно глубоководный шельф
-  Предположительно седиментационные котловины (a) и холмы (b)
-  Барьерный риф-биогенные гряды разных уровней
-  Склоны и менгрядовые понижения-мелководный шельф

**III. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

-  Границы типов и форм рельефа
-  Современные границы палеозойских региональных структур
- I.** Татарский свод
- II.** Бузулукская впадина
- III.** Восточно-Оренбургский структурный выступ
- IV.** Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V.** Принаспийская синеклиза
- VI.** Предуральский прогиб
-  Границы Волжно-Намской антеклизы
-  Номера крупных биогенных форм-рифов
-  Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
-  Населенные пункты
-  Государственная граница
-  Граница области

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗАЛЕЖИ НЕФТИ,  
ГАЗА И КОНДЕНСАТА**

- |                |                    |
|----------------|--------------------|
| 1. КРАСНОЕ     | 6. РЫБИНСКОЕ       |
| 2. СМОЛЯНОЕ    | 7. ОЛЬШАНСКОЕ      |
| 3. ЗАГОРСКОЕ   | 8. В. ОЛЬШАНСКОЕ   |
| 4. ЛЕБЯЖИНСКОЕ | 9. ДАЧНО-РЕПИНСКОЕ |
| 5. ЛАПАСНОЕ    | 10. ЗОЛОТОВОСНОЕ   |



# ПРОГНОЗНАЯ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

## У С Л О В Н Ы Е   О Б О З Н А Ч Е Н И Я

Редактор С.Н. Горелов  
Составили: С.С. Ноноваленко, В.Н. Баранов, Е.П. Борисова, Е.А. Нипаева

МАСШТАБ 1:1 000 000  
1997г.

### I. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

- Месторождения нефти
- Границы распространения пластов-коллекторов: ДфII (а); ДфIII; (б); ДфIV (а)
- Перспективные территории на поиски углеводородов в ловушках, образованных погребенными формами рельефа биогенного генезиса
- То же, в комбинированных ловушках

### II. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

- Седиментационная (некомпенсированная осадконакоплением) котловина
- Биогенные гряды и холмы-риффы

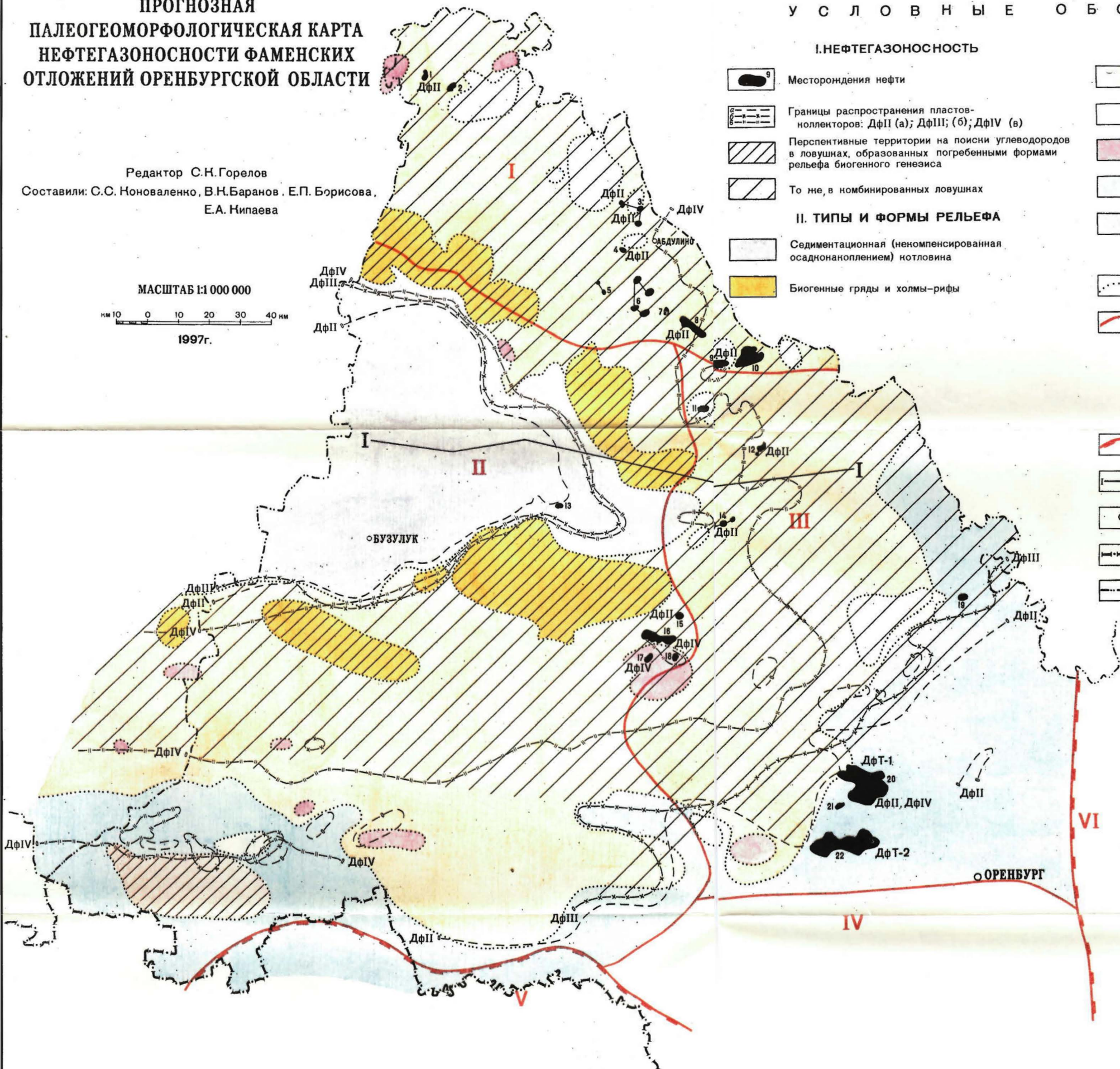
- Денудационная равнина, склоны и межгрядовые понижения
- Котловины денудационные и суффозионно-карстовые
- Останцы денудационные
- Переходная зона к относительно глубоководному шельфу
- Одиночный рифовый массив на базе погребенного доминирующего барьерного рифа

### III. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Границы типов и форм рельефа
- Современные границы палеозойских региональных структур
- I.** Татарский свод
- II.** Бузулунская впадина
- III.** Восточно-Оренбургский, структурный выступ
- IV.** Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V.** Прикаспийская синеклиза
- VI.** Предуральский прогиб
- Границы Волжно-Намской антеклизы
- Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
- Населенные пункты
- Государственная граница
- Граница области

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗАЛЕГИ НЕФТИ, ГАЗА И КОНДЕНСАТА

- |                       |                      |
|-----------------------|----------------------|
| 1. СОНСКОЕ            | 12. ВРЕЗОВОЕ         |
| 2. ПАШНИНСКОЕ         | 13. НАЛИНСКОЕ        |
| 3. НОВО-ФЕДОРОВОЕ     | 14. БОГДАНОВОЕ       |
| 4. КРАСНИНСКОЕ        | 15. КРАСНОЕ          |
| 5. ШКОЛЬНОЕ           | 16. СМОЛЯНОЕ         |
| 6. СПАСКОЕ            | 17. НОДЯНОВСКОЕ      |
| 7. ИЗМАЙЛОВСКОЕ       | 18. БОГОЛЮБОВСКОЕ    |
| 8. ЕФРЕМОВО-ЗЫНОВСКОЕ | 19. ЗОЛОТОВОЕ        |
| 9. САМОДУРОВОЕ        | 20. ДАЧНО-РЕПИНСКОЕ  |
| 10. ПОНОМАРЕВСКОЕ     | 21. НАРИНСКОЕ        |
| 11. БАРСУНОВОЕ        | 22. ДОНЕЦКО-СЫРТОВОЕ |



**ПРОГНОЗНАЯ  
ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
ЗАВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ**

Редантор С.Н.Горелов

Составили: С.С.Ноноваленко, В.Н.Баранов,  
Е.П.Борисова, Е.Л.Васильева

МАСШТАБ 1:1 000 000  
км 10 0 10 20 30 40 км

1997г.

**УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

**I. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ**

- Месторождения нефти
- Нефтепроявления
- Границы распространения пластов-коллекторов:  
Зл (а); Дф I (б)
- Перспективные территории на поиски углеводородов в ловушках, образованных погребенными формами рельефа биогенного генезиса
- То же, в комбинированных ловушках

**II. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА**

- Седиментационная (некомпенсированная осадконаполнением) котловина
- Биогенные гряды и холмы-рифы

- Денудационная равнина, склоны и менгрядовые понижения
- Котловины денудационные и суффозионно-нарстовые
- Останцы денудационные
- Склон-переходная зона к относительно глубоководному шельфу
- Одиночный рифовый массив на базе погребенного доминиowego барьерного рифа

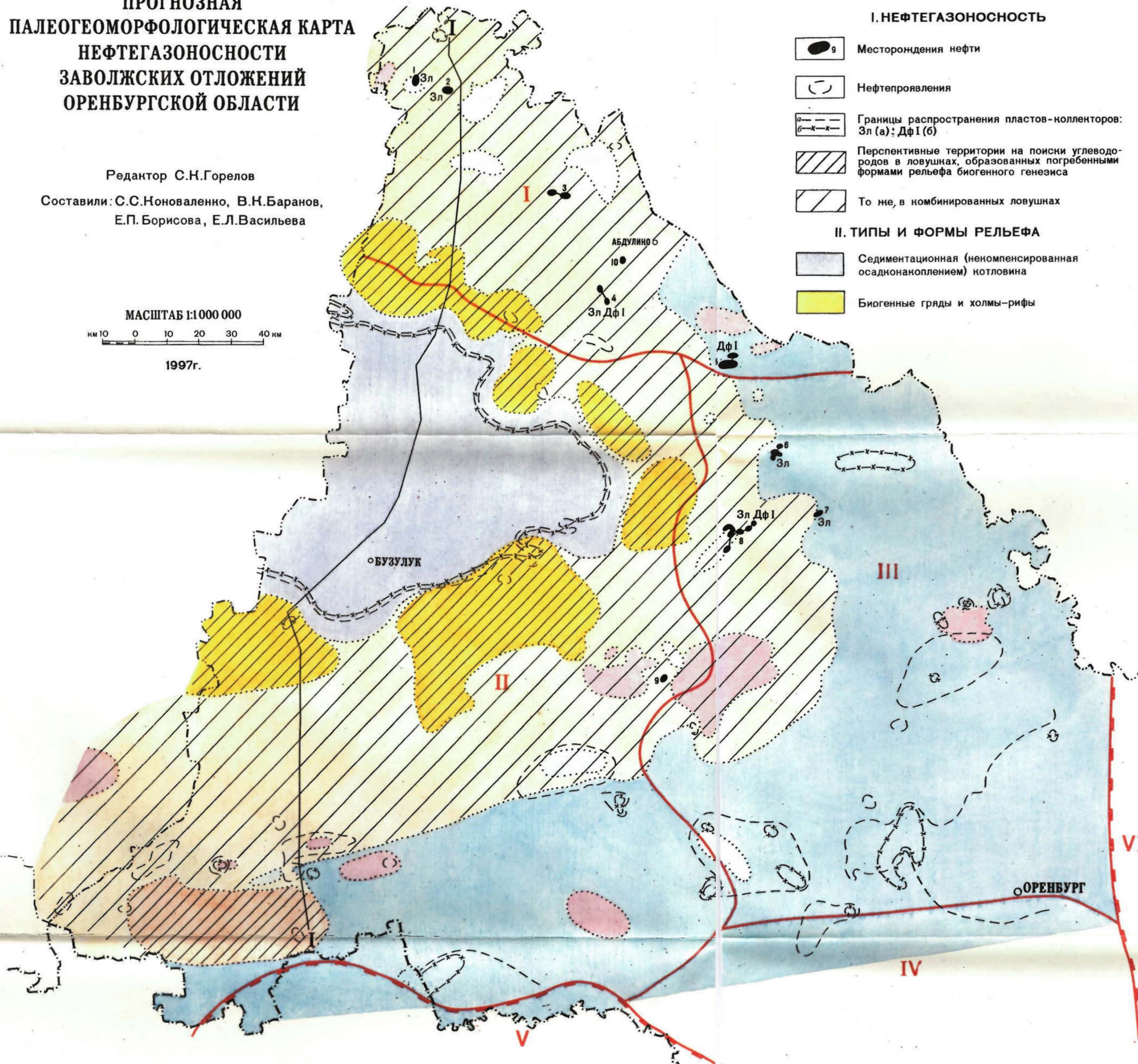
**III. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

- Границы типов и форм рельефа
- Современные границы палеозойских региональных структур
- I.** Татарский свод
- II.** Бузулунская впадина
- III.** Восточно-Оренбургский структурный выступ
- IV.** Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V.** Принаспийская синеклиза
- VI.** Предуральский прогиб

- Границы Волжно-Намской антеклизы
- Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
- Населенные пункты
- Государственная граница
- Граница области

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗАЛЕНИ НЕФТИ,  
ГАЗА И КОНДЕНСАТА**

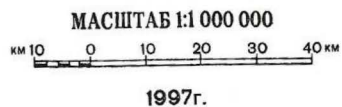
- |                |                |
|----------------|----------------|
| 1 СОНСКОЕ      | 6 ВРЕЗОВСКОЕ   |
| 2 ПАШИНСКОЕ    | 7 НОНЧЕГЫШСКОЕ |
| 3 ИСАЙНСКОЕ    | 8 БОГДАНОВСКОЕ |
| 4 ШКОЛЬНОЕ     | 9 КОДЯКОВСКОЕ  |
| 5 САМОДУРВСКОЕ | 10 ИРАСНИВСКОЕ |



# ПРОГНОЗНАЯ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ТУРНЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Редантор С.Н.Горелов

Составили: С.С.Ноноваленко, В.Н.Баранов, Е.Л.Васильева



## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

### I. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

- Месторождения нефти
- Нефтепроявления
- Границы распространения пластов-коллекторов: Т<sub>1</sub> (а) и Т<sub>2</sub>+Т<sub>3</sub> (б)
- Перспективные территории на поиски углеводородов в ловушках, образованных погребенными формами рельефа биогенного генезиса
- То же в комбинированных ловушках

### II. ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

- Седиментационно-эрозионная (некомпенсированная осадконаполнением) котловина
- Биогенно-эрозионная террасовидная поверхность-рифы

- Денудационная слабоволнистая равнина
- Денудационная плоская равнина
- Нотловины денудационные и суффозионно-карстовые
- Останцы денудационные

### III. ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Границы типов и форм рельефа
- Современные границы палеозойских региональных структур
- I.** Татарский свод
- II.** Бузулукская впадина
- III.** Восточно-Оренбургский структурный выступ
- IV.** Соль-Илецкое сводовое поднятие
- V.** Прикаспийская синеклиза
- VI.** Предуральский прогиб
- Границы Волжно-Намной антеклизы
- Линия геолого-палеогеоморфологического разреза
- Населенные пункты
- Граница области

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗАЛЕГИ НЕФТИ, ГАЗА И КОНДЕНСАТА

- |                               |                           |
|-------------------------------|---------------------------|
| 1. НИРСАНОВСКОЕ               | 42. ВРЕЗОВСКОЕ            |
| 2. ЧЕРНОВОСКОЕ                | 43. МОГУТОВСКОЕ           |
| 3. СОНСКОЕ                    | 44. ТВЕРДИЛОВСКОЕ         |
| 4. БАЙТУГАНСКОЕ               | 45. МУРАВЬЕВСКОЕ          |
| 5. САВРУШИНСКОЕ               | 46. ЧЕНАЛИНСКОЕ           |
| 6. НАМЕНСКОЕ                  | 47. САБЛИНСКОЕ            |
| 7. ХЕРСОНСКОЕ                 | 48. ПОНРОВСКОЕ            |
| 8. НОВО-НУДРИНСКОЕ            | 49. ДОНСКОЕ               |
| 9. ЗАП.-СТЕПАНОВСКОЕ          | 50. ТОНСКОЕ               |
| 10. НАРПОВСКОЕ                | 51. РУСЛАНОВСКОЕ          |
| 11. ЖУРАВЛЕВСКО-СТЕПАНОВСКОЕ  | 52. ГОРНОЕ                |
| 12. КРАСНОЯРСКОЕ              | 53. РОДИНСКОЕ             |
| 13. ЗАВЬЯЛОВСКОЕ              | 54. БАЛАНОВСКОЕ           |
| 14. НОВО-МИХАЙЛОВСКОЕ         | 55. ПРОНЬИНСКОЕ           |
| 15. С.-КРАСНОЯРСКОЕ           | 56. ВОРОБЬЕВСКОЕ          |
| 16. СУЛТУНГУЛОВО-ЗАГЛЯДИНСКОЕ | 57. ГЕРАСИМОВСКОЕ         |
| 17. НОВО-НУРБАНАЙСКОЕ         | 58. Ю.-СУБОТИНСКОЕ        |
| 18. ТАРХАНСКОЕ                | 59. ИШУЕВСКОЕ             |
| 19. БЕРЕЗОВСКОЕ               | 60. НОММУНАРСКОЕ          |
| 20. СУХОВСКОЕ                 | 61. ТАНАНИНСКОЕ           |
| 21. ЧЕСНОКОВСКОЕ              | 62. СЕВСТЬЯНОВСКОЕ        |
| 22. КУШНИКОВСКОЕ              | 63. ДОЛГОВСКОЕ            |
| 23. САМАДИНСКОЕ               | 64. БОБРОВСКОЕ            |
| 24. НОВО-ФЕДОРОВСКОЕ          | 65. НУРМАНАЕВСКОЕ         |
| 25. КРАСНОИВСКОЕ              | 66. КРАСНОГВАРДЕЙСКОЕ     |
| 26. ШКОЛЬНОЕ                  | 67. СНВОРЦОВСКОЕ          |
| 27. СПАСКОЕ                   | 68. ДОНУЧЕВСКОЕ           |
| 28. Ю.-ИЗМАЙЛОВСКОЕ           | 69. НОВО-МЕДВЕДИНСКОЕ     |
| 29. ЕФРЕМО-ЗЫНОВСКОЕ          | 70. ШУЛАЕВСКОЕ            |
| 30. САМОДУРОВСКОЕ             | 71. ГАРШИНСКОЕ            |
| 31. НОВО-МЕДРИНСКОЕ           | 72. СОРОЧИНСКО-НИКОЛЬСКОЕ |
| 32. НАТАЛЬИНСКОЕ              | 73. ОЛЬХОВСКОЕ            |
| 33. БОРОВОСКОЕ                | 74. МАЛАХОВСКОЕ           |
| 34. АГАРОВСКОЕ                | 75. В.-МАЛАХОВСКОЕ        |
| 35. БАРСУНОВСКОЕ              | 76. СОЛСОНОВСКОЕ          |
| 36. УМИРСКОЕ                  | 77. РАЩИНСКОЕ             |
| 37. ГРАФСКОЕ                  | 78. НОДЯНОВСКОЕ           |
| 38. АПРЕЛЬСКОЕ                | 79. БОГОЛЮБОВСКОЕ         |
| 39. ИБРЯЕВСКОЕ                | 80. ЛЕБЯНИНСКОЕ           |
| 40. КРИСТАЛЬНОЕ               | 81. СОБЛЕВСКОЕ            |
| 41. НОВО-ЮЛАСНОЕ              | 82. ДОНЕЦКО-СЫРТОВОСКОЕ   |

О РЕНБУРГ