

Палеозойский этап развития Доно-Медведицких дислокаций (Восточно-Европейская платформа)

С. Н. Болотов, М. А. Устинова

МГУ им. М. В. Ломоносова, Геологический факультет

В. Г. Николаев

Геологический институт РАН

Аннотация. На примере Березовской площади Доно-Медведицких дислокаций рассматривается палеозойский этап развития территории. Для восстановления истории развития применяется новая методика компьютерной обработки, позволяющая строить палеоструктурные карты. Установлено, что часть Доно-Медведицких дислокаций была сформирована в раннем девоне и уже на протяжении девона – раннего карбона эти складки претерпели как минимум три фазы тектонической активизации.

Введение

Большинство исследователей считают, что Доно-Медведицкие дислокации, расположенные в юго-восточной части Восточно-Европейской платформы, возникли и активно развивались в мезозойско-кайнозойское время [Бражников и др., 1965; Воробьев, 1991; Шафиро, Хлыстова, 1962 и др.]. Многолетнее изучение этих дислокаций показали, что существенную роль в формировании современной структуры осадочного чехла сыграли инверсионные движения на рубеже триаса и перми, в результате которых над выступами фундамента в верхних горизонтах чехла возникли депрессивные зоны, а над опущенными блоками – линейно вытянутые валы [Горьков, 1998; Шафиро, Аванисьян, 1965; Шагновский, 1988 и др.]. На фоне крупных региональных структур существует множество локальных поднятий, хорошо выраженных в мезозойско-кайнозойских отложениях и затухающих с глубиной. Причем, затухание происходит на разных уровнях: в терригенном девоне, в фаменских и верхнефранских отложениях, в карбоне, перми и даже к низам мезозоя [Аксенов, Новиков, 1983; Бражников и др., 1965]. Существуют локальные поднятия, прослеживающиеся до фундамента (Западно-Коробковское, Восточно-Дорожжинское и др.)

Вместе с тем, в низах палеозойского разреза тер-

ритории Доно-Медведицких дислокаций наблюдаются раздувы мощностей и деформации слоев, необъяснимые с позиций инверсии триаса и юры и более позднего складкообразования. Для объяснения этих фактов и поиска возможных причин их появления нами была применена новая методика обработки данных, основанная на компьютерной реконструкции палеоструктурных планов. Такой подход позволяет с высокой степенью детальности рассмотреть эволюцию палеозойских структурных элементов зоны Доно-Медведицких дислокаций. В качестве исследуемого полигона была выбрана Березовская разведочно-поисковая площадь (рис. 1). Сопоставление структурных планов девонско-раннекаменноугольного комплекса осадочного чехла дает возможность предполагать наличие палеозойских фаз деформаций в зоне Доно-Медведицких дислокаций.

Краткий обзор геологического строения зоны Доно-Медведицких дислокаций

Зона Доно-Медведицких дислокаций расположена в пределах Уметовско-Линевского авлакогена Восточно-Европейской платформы (рис. 1). Авлакоген на западе граничит с Воронежским массивом, на севере торцово упирается в субширотный Елшано-Сергеевский грабен, севернее которого находится Актарский выступ фундамента. На востоке авлакоген примыкает к бортовому уступу Прикаспийской впадины, за которым фундамент резко погружается. В пределах Уметовско-Линевского авлакогена отметки поверхности кристаллического фундамента

©1999 Российский журнал наук о Земле.

Статья RJE99022.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 10 ноября 1999.
URL: <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/RJE99022/RJE99022.htm>

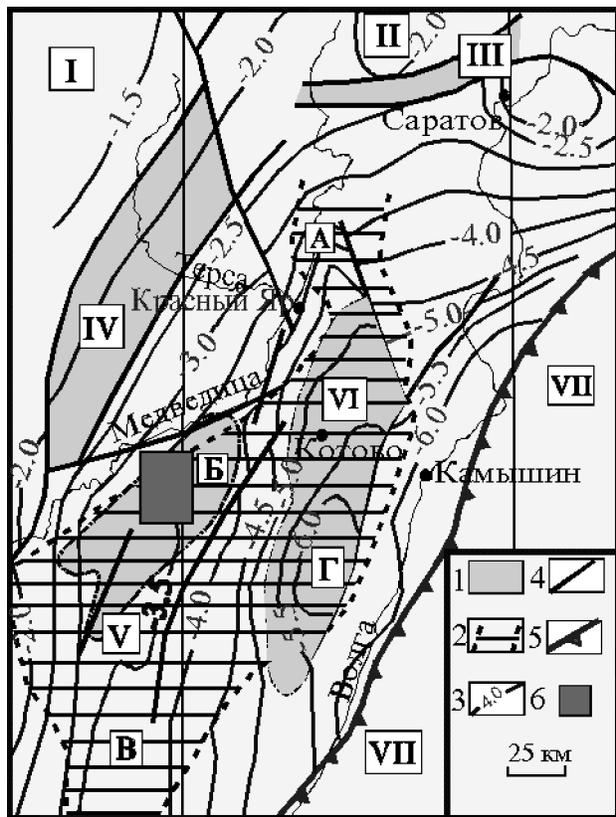


Рис. 1. Структурная схема поверхности додевонских отложений Уметовско-Ливенского авлакогена (по Шагновскому, [1988], с дополнениями). Условные обозначения: 1—области распространения додевонских (рифейских) отложений осадочного чехла; 2—Доно-Медведицкая система дислокаций; 3—изогипсы поверхности додевонских отложений (км); 4—разрывные нарушения; 5—граница Прикаспийской впадины; 6—Березовская площадь. Крупные структуры фундамента: I—Воронежский массив; II—Аткарский выступ; III—Елшано-Сергеевский грабен; IV—Ивановский прогиб; V—Арчедино-Донской грабен; VI—Уметовско-Ливенский грабен; VII—Прикаспийская впадина. Структуры Доно-Медведицкой системы дислокаций: А—Иловлинско-Медведицкая зона; Б—Березовская седловина; В—Арчедино-Донская зона; Г—Ольховская мульда.

колеблются от $-2,0$ км до $-7,0 \div -8,0$ км [Бражников и др., 1965; Шагновский, 1988]. По поверхности фундамента с запада на восток выделяются три грабена имеющие северо-восточное простирание: Ивановский, Арчедино-Донской и Уметовско-Ливенский, последний из которых является наиболее погруженным. Грабены ограничены сбросами с амплитудами от первых сотен метров до $1,0 \div 1,5$ км. Они выполнены комплексом осадочных пород докембрия (верхний рифей – нижний венд), предста-

вленных песчаниками, аргиллитами, алевролитами с прослоями гравелитов, доломитов и мергелей. На отдельных участках (Восточно-Кудиновская площадь) вскрыта толща переслаивания известняков и доломитов с прослоями мергелей, предположительно датированная силуром-ордовиком.

Поверхность додевонских отложений полого погружается от $-1,5$ км на восточном склоне Воронежского массива до $-6,0$ км в Уметовско-Ливенской впадине. Ее восточный борт осложнен разломом амплитудой около 500 м, за которым начинается погружение в сторону Прикаспийской депрессии. Разрывные нарушения унаследованы от разломов поверхности фундамента, но их амплитуда гораздо меньше и составляет, главным образом, первые десятки метров, но в отдельных местах она достигает $200 \div 250$ м.

Главные структурные комплексы чехла

В девонско-кайнозойском осадочном чехле выделяются несколько структурных комплексов, на рубежах которых происходила перестройка структурного плана (рис. 2).

Самый нижний **девонско-раннекаменноугольный комплекс** распространен по всей площади и отличается максимальной сменой мощностей в региональном плане. Мощность изменяется от 1,5 км на западе до 4,0 км в Ливенском прогибе. Локальные структуры девона характеризуются небольшими амплитудами до $200 \div 300$ м. В рассматриваемом комплексе широко развиты сбросы с амплитудой до 300 м [Горьков, 1998], по которым опущены преимущественно восточные блоки. Причем амплитуда их может быть уменьшена за счет более поздних взбросов, развивавшихся по тем же плоскостям смещения. Девонские амплитуды могли достигать $900 \div 1000$ м. Опускания по сбросам начинались в основном в живетское время и заканчивались в большинстве случаев в раннем фране. Скорее всего, эти сбросы на глубине переходят в сложно построенные зоны разломов, захватывающие и поверхность фундамента. Наличие сбросов подтверждается не только выпадением отдельных горизонтов по разную сторону плоскости разлома, но и углами наклона поверхности слоев в скважинах, которые достигают $80 \div 90$ градусов.

В разрезе девонско-раннекаменноугольного комплекса на восточном склоне Воронежского массива в единичных скважинах вскрыты дайки диабазов, расположенные на контакте семилукского и воронежского горизонтов [Батанова и др., 1972]. Еще западнее в чехле примерно на этом же стратиграфическом уровне отмечаются прослой базальтов. Возможно, аналогичные магматические породы имеются и в более восточных районах, но они из-за глубокого за-

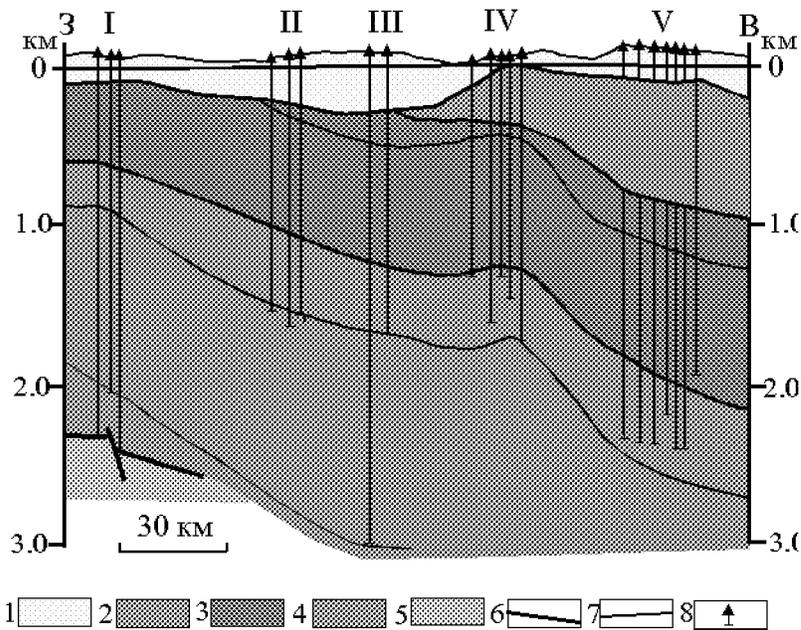


Рис. 2. Схематический геологический профиль через центральную часть Волгоградского Правобережья.

Условные обозначения: 1 – 4 – структурные комплексы осадочного чехла:

1 – мезозойско-кайнозойский; 2 – пермо-триасовый; 3 – средне-позднекаменноугольный; 4 – девонско-раннекаменноугольный; 5 – кристаллический фундамент; 6 – границы структурных комплексов.

дегания не вскрыты. Во всяком случае можно достаточно уверенно предполагать наличие этапа магматической активности при формировании нижнего комплекса осадочного чехла.

Средне-позднекаменноугольный комплекс характеризуется выдержанными мощностями (около 1 км) и скорее всего покрывал всю территорию сплошным чехлом, наследуя девонские локальные складки. Изменения мощностей каменноугольных горизонтов на локальных поднятиях колеблются в первые метры или первые десятки метров. Существенное изменение мощностей (или даже выклинивание) верхних частей разреза определяется последующим поднятием территории и мощным размытием. Пермско-триасовый комплекс занимает восточную часть рассматриваемого района. Западная граница комплекса проходит примерно по осевой части Доно-Медведицкого вала. Наличие нижнепермских органических построек, образующих барьерно-рифтовую систему позволяют рассматривать область распространения комплекса в качестве западной границы Прикаспийской впадины.

Наконец, самый верхний **мезозойско-кайнозойский комплекс** резко изменяется в мощности по площади. Максимальных значений она достигает в зонах собственно дислокаций. В этом комплексе выделяется собственно зона Доно-Медведицких дислокаций, разделенная на ряд более мелких структур-

ных элементов II-го порядка: Иловлинско-Медведицкая и Арчедино-Донская системы, разделенные Березовской седловиной (именно в ее пределах находится площадь детальных исследований), и Ольховская мульда. По краевым структурам на западе зона дислокаций граничит с Хоперской моноклиналью и Терсинской депрессией, а на востоке обрамляется Приволжской моноклиналью. Амплитуда флексур на севере достигает 600÷700 м. В пределах структур II-го порядка отмечено множество локальных поднятий. Одно из крупнейших Коробковское поднятие (южная часть Иловлинско-Медведицкой системы) по изогипсам байосских отложений имеет амплитуду около 100 м. Большинство локальных поднятий характеризуется амплитудами в 20÷60 м.

Геологическое строение девонско-нижнекаменноугольных отложений

Северо-Дорожжинской площади

Северо-Дорожжинская площадь расположена в пределах Карповско-Шляховского прогиба, разделяющего поднятия Арчедино-Донского вала, входящего в состав системы Доно-Медведицких дислокаций. Вал имеет северо-восточное простирание, его локальные поднятия затухают в различных горизонтах верхнего палеозоя.

В геологическом строении рассматриваемой территории участвуют породы верхнего палеозоя (сред-

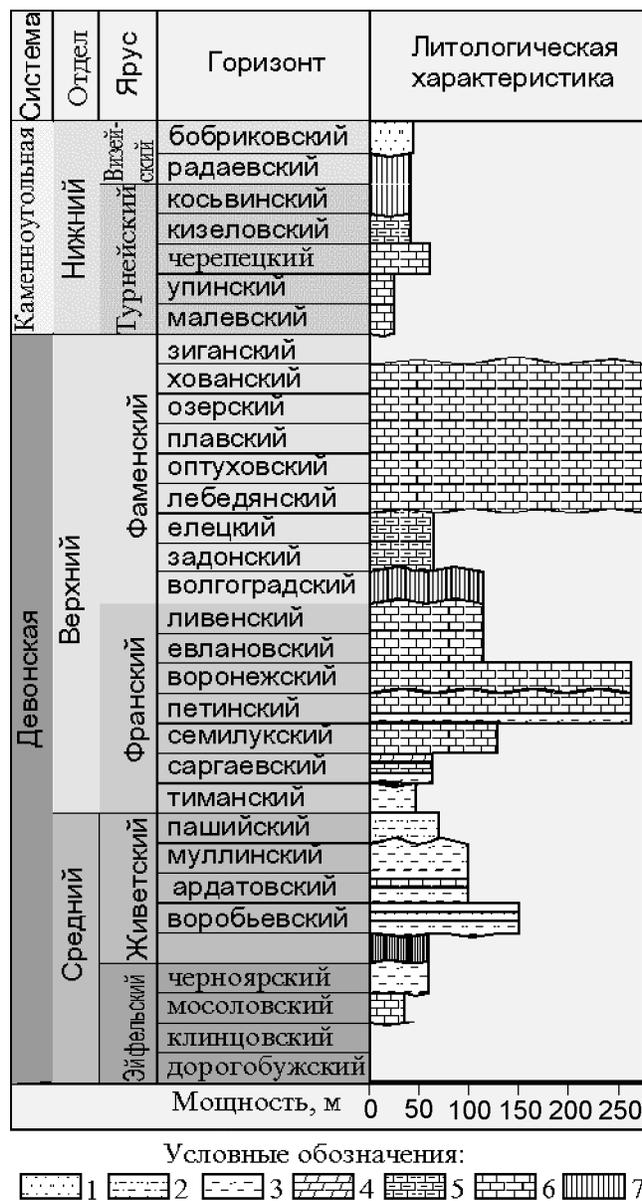


Рис. 3. Хроностратиграфический разрез палеозойских отложений Березовской площади по данным глубоких скважин Северо-Дорожжинской площади.

ний – верхний девон, карбон), мезозоя (средняя юра, мел) и кайнозоя. В настоящей статье мы рассмотрим строение только палеозойского интервала разреза, с верхнеэмских отложений нижнего девона по турнейские образования нижнего карбона (рис. 3).

Эмский и эйфельский ярусы. Разрез девона в зоне Доно-Медведицких дислокаций начинается с ряжских отложений, относимых к верхнеэмскому подъярсу (характеристика разреза дана по *Алиеву*, [1978]; *Карпову и др.*, [1962]; *Мельниковой и др.*,

[1962]; *Тихомирову*, [1995]). Ряжские слои развиты локально, выполняя впадины досреднедевонского рельефа. На Северо-Дорожжинской площади эти отложения отсутствуют, но на сопредельных участках ряжские слои согласно перекрываются породами эйфеля, объединяющего (снизу вверх) морсовский, мосоловский и черноярский горизонты.

Морсовский горизонт сложен в основном серыми и темно-серыми пелитоморфными доломитами с включениями гипса и ангидрита, а также с отдельными прослоями аргиллитов. Мощность горизонта увеличивается с севера на юг от 30 до 100 м. Выше с размывом залегает мосоловский горизонт, представленный микрозернистыми известняками. Мощностью 50–60 м. Разрез эйфельского яруса заканчивает черноярский горизонт, сложенный в целом глинами с прослоями известняков. Он залегает на подстилающих образованиях с размывом. Мощность 40–60 м. В пределах Северо-Дорожжинской площади он образован аргиллитами, пиритизированными, известковистыми, переходящими в мергели. Мощность по скв. 30 Северо-Дорожжинской площади 30 м.

Живетский ярус. Живетские отложения залегают на эйфельских с глубоким размывом и включают (снизу вверх) воробьевский, ардатовский и муллинский горизонты.

Нижневоробьевские слои сложены кварцевыми песчаниками и алевролитами, известковистыми и алевролитистыми аргиллитами. Мощность изменяется от 20 до 90 м. Мощность в пределах Северо-Дорожжинской площади (по скв. 30) 120 м. Верхневоробьевские слои сложены известковистыми аргиллитами с прослоями известняка в подошве. Мощность их 30 м.

Ардатовский горизонт образован аргиллитами с прослоями алевролитов и известняков, средняя мощность 35–40 м. Мощность на Северо-Дорожжинской площади (по скв. 30) около 65 м.

Муллинский горизонт представлен толщей аргиллитов с подчиненными прослоями известняков и алевролитов. В нижней части аргиллиты черные, тонкослоистые, алевролитистые, в верхней – серые от темных до светлых. Мощность горизонта изменяется от 35 до 80 м, в пределах Северо-Дорожжинской площади она составляет 85 м.

Франский ярус. Выше с размывом и перерывом залегают образования франского яруса. Они содержат (снизу вверх): пашийский, кыновский (тиманский), саргаевский, семилукский, петинский, воронежский, евлановский и ливенский горизонты.

Пашийский горизонт характеризуется довольно сложным строением. В северной части Доно-Медведицких дислокаций он образован аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Аргиллиты микросло-

истые, алевритистые, алевролиты глинистые, слюди-стые, песчаники мелкозернистые массивные кварце-вые. На юге и юго-западе Доно-Медведицких дисло-каций развиты плохо отсортированные песчаники и гравелиты, туффитовые породы предположительно андезитового состава. На Северо-Дорожжинской площади, занимающей центральную часть Доно-Медведицких дислокаций, наряду с кварцевыми мел-козернистыми песчаниками встречаются полимик-товые породы, состоящие из сильно измененных эффузивных обломков разложившихся каолинизи-рованных полевых шпатов и кварца. Песчаники и алевролиты Северо-Дорожжинской площади имеют, как правило, высокое содержание кальцитового це-мента, содержат вторичный кварц. Мощность па-шийского горизонта уменьшается с востока на запад от 180 до 30 м.

Выше залегают отложения *тиманского горизонта*, представленные в нижней части песчано-глинисты-ми породами с подчиненными прослоями алеврито-вых известняков (мощность на Северо-Дорожжин-ском участке около 30 м) и аргиллитами с просло-ями алевролитов, иногда известняков в верхней ча-сти разреза. Мощность отложений уменьшается с востока на запад от 108÷124 м до 20÷25 м.

Тиманский горизонт с небольшим размывом пе-рекрывается породами *саргаевского горизонта*. В строении последнего участвуют известняки пелито-морфные, с прослоями мергелей и аргиллитов. В пределах Северо-Дорожжинской площади саргаев-ский горизонт представлен доломитизированными, микрозернистыми известняками. Мощность гори-зонта увеличивается с запада на восток с 10 до 120 м, но на Северо-Дорожжинской площади она уменьша-ется до 10 м.

Выше залегают *семилуцкий горизонт*, предста-вленный в основании аргиллитами темно-зеленова-то-серыми, известковистыми, с прослоями глинистых известняков, а в средней и верхней частях – из-вестняками (в большей или меньшей степени глини-стыми) и известковистыми темно-серые глинами с тонкими прослоями известняков. В кровле развиты слабо доломитизированные известняки. Мощность горизонта увеличивается к северо-востоку от 30 до 290 м. На Северо-Дорожжинской площади развиты рифовые постройки.

Семилуцкие отложения перекрываются породами *петинского горизонта*. В южной части Доно-Мед-ведицких дислокаций нижняя часть петинский го-ризонт представлена разнозернистыми кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, верхняя – серыми, темно-серыми, глинистыми, детритусо-выми известняками и мергелями. В северной ча-сти низам петинского горизонта соответствуют поч-ти черные, сильно глинистые и алевритистые из-

вестняки, верхам – темно-серые, буровато-серые пе-литоморфные, глинистые, тонкозернистые извест-няки; мергели и аргиллиты. В пределах Северо-Дорожжинской площади петинский горизонт сло-жен в основном аргиллитами. Мощность пород ва-рьирует от 45 до 380 м, на Северо-Дорожжинском участке она составляет 212 м.

Выше лежащий *воронежский горизонт* в нижней части сложен мелкозернистыми известняками, в верхней – глинистыми известняками. На терри-тории Северо-Дорожжинского участка развиты ри-фовые постройки, сложенные неравномерно зерни-стыми органогенными известняками. К югу ниж-няя толща становится более глинистой, а верхняя – замещается кварцевыми песчаниками, кварцевыми алевролитами и алевритистыми аргиллитами. Мощ-ность пород увеличивается с запада на восток от 20 до 200 м.

Венчают разрез франа *евлановско-ливенские от-ложения*, которые ложатся на воронежские с размы-вом. В северной и центральной (Северо-Дорожжин-ский участок) частях Доно-Медведицких дислока-ций евлановско-ливенские слои сложены пористыми серыми органогенными известняками. В южном направлении в основании разреза появляются раз-нозернистые песчаники, лежащие выше известняки становятся глинистыми, пелитоморфными. Мощ-ность варьирует от 26 м (Арчедино-Панинское под-нятие) и до 120 м (Жирновское поднятие).

Фаменский ярус. Отложения фаменского яру-са ложатся с перерывом на франские. Сам ярус со-держит (снизу вверх) следующие горизонты: задон-ский, елецкий, лебедянский, оптуховский, плавский, озерский, хованский. Оптуховский и плавский гори-зонты на данной территории не описаны.

Задонско-елецкие отложения в нижней части на севере территории сложены аргиллитами и мерге-лями, выше – известняками. Выше залегают из-вестняки водорослевые, псевдоолитовые, пористые. Верхняя часть задонско-елецких слоев образована глинистыми серыми известняками и доломитами, мергелями. В центральной части Доно-Медведицких дислокаций отложения представлены, главным обра-зом, известняками серыми глинистыми, конгломе-ратовидными, пелитоморфными доломитизирован-ными с подчиненными аргиллитами. В южном на-правлении в нижней части разреза преобладают песчано-глинистые породы, а в верхней – глинисто-карбонатные. Мощность меняется от 240 до 460 м.

Лебедянские отложения, перекрывающие задон-ско-елецкие, на северном участке Доно-Медведицких дислокаций сложены в нижней части доломитами, мергелями и известняками, в верхней части – глини-стыми доломитами. В центральной части (Северо-

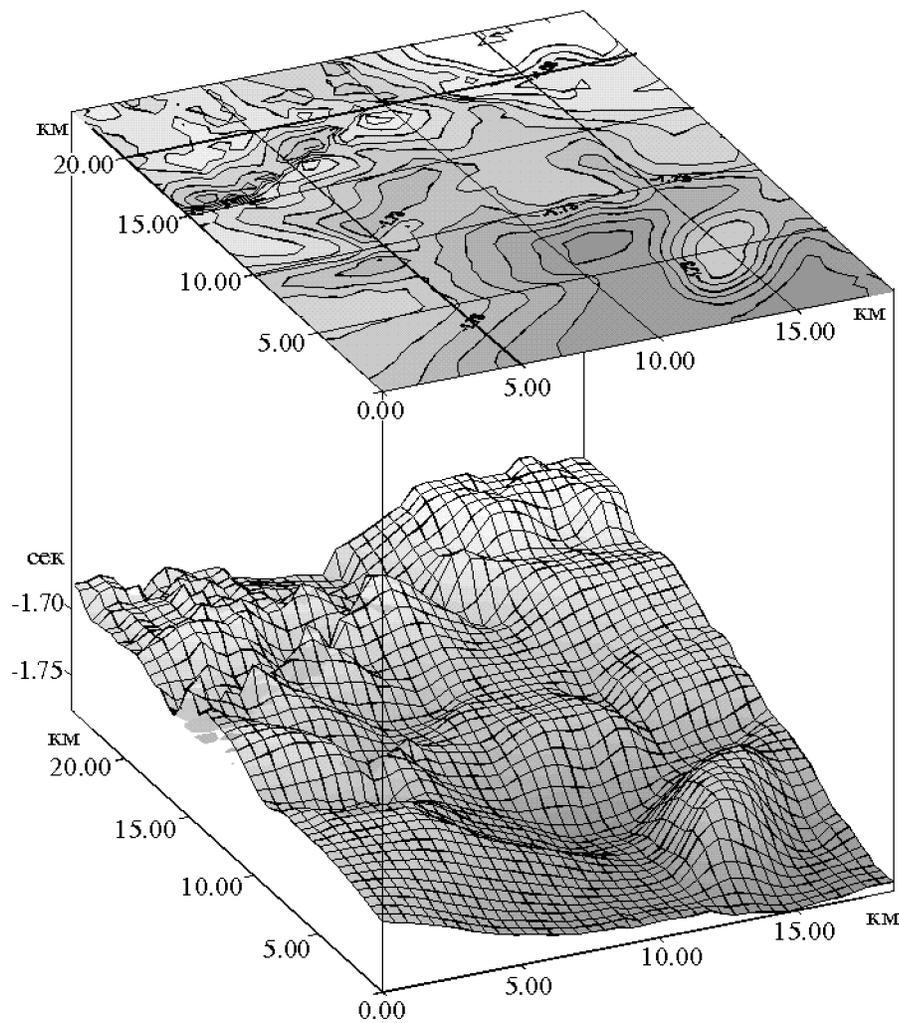


Рис. 4. Современная структура кровли воробьевского горизонта (живетский ярус среднего девона).
Использована карта хроноизогипс (по Хайрову и др., [1991], с изменениями и дополнениями).

Дорожковский участок) преобладают известняки. Общая мощность горизонта уменьшается к западу в сторону Воронежского массива от 220 до 80 м.

Озерско-хованские слои представлены однородной толщей пелитоморфных и тонкозернистых известняков с прослоями черных мергелей. Мощность меняется от 29 до 70 м.

Турнейский ярус. Отложения турнейского яруса ложатся на девонские с перерывом. Они представлены в нижней части органогенно-обломочными светло-серыми и серыми известняками (*малевский горизонт*). Вверх по разрезу эти известняки сменяются неравномерно глинистыми, в различной степени перекристаллизованными известняками (*упинский и черепецкий горизонты*). Верхняя часть сло-

жена маломощными известняками с прослоями глин и мергелей.

Методика восстановления палеоструктурных планов

Реконструкции палеоструктурных планов с целью восстановления тектонической истории региона широко применяются уже на протяжении многих десятилетий. Суть данного подхода сводится к построению палеоструктурных карт для выбранных рубежей геологического прошлого и восстановлению на основе их анализа общей геодинамической картины становления региона.

Внедрение в практику исследований современных

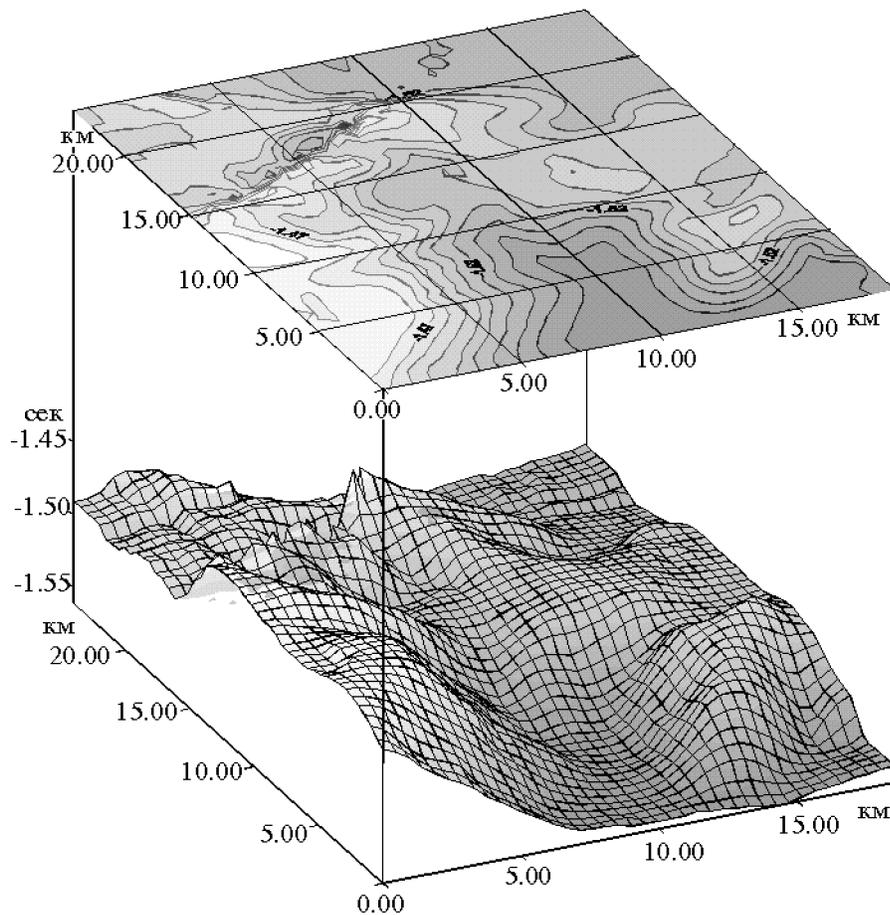


Рис. 5. Современная структура кровли тиманского (кыновского) горизонта (верхний девон, нижний подъярус фаменского яруса). Использована карта хроноизогипс (по Хайрову и др., [1991], с изменениями и дополнениями).

компьютерных технологий позволило решать уже известные задачи на качественно ином, более детальном уровне. В частности, применение компьютеров для реконструкции палеоструктурных планов на порядок повысило их детальность, неизмеримо сократило время их построения, а трехмерные блокдиаграммы делают наглядными и удобным для анализа результаты построений.

Для реконструкции девонско-раннекаменноугольных структурных планов Березовской площади нами была использована методика, разработанная сотрудниками кафедры исторической и региональной геологии Геологического факультета МГУ [Шалимов, 1999].

Общий алгоритм действий заключался в следующей последовательности шагов. На основе общего анализа геологической ситуации в пределах исследуемой территории в составе девонско-раннекаменноугольного структурного комплекса были выявлены горизонты, наиболее информативные для постро-

ния структурных карт и последующей их обработки: т. е. были определены рубежи, на которых наблюдается наиболее заметная смена геологической обстановки как с точки зрения литолого-фациальной изменчивости, так и со структурных позиций. Такими рубежами нами были выбраны поверхности кровли воробьевского (D_2 gv vb), тиманского (кыновского) (D_3 f₁ tm), евлановского-ливенского (D_3 f₂ ev + lv) горизонтов и турнейского яруса (C_1 t). За основу построений были использованы карты хроноизогипс масштаба 1:50,000 (по Хайрову и др., [1991], с изменениями и дополнениями авторов).

Современная структура различных горизонтов чехла рассматриваемого района отражает несколько этапов деформаций. Структура кровли воробьевского горизонта живета (рис. 4) отражает суммарные деформации, начиная с ардаатовского времени по ныне. Структура кровли тиманского (кыновского) горизонта нижнего франа (рис. 5) формировалась, начиная с саргаевского времени по ныне.

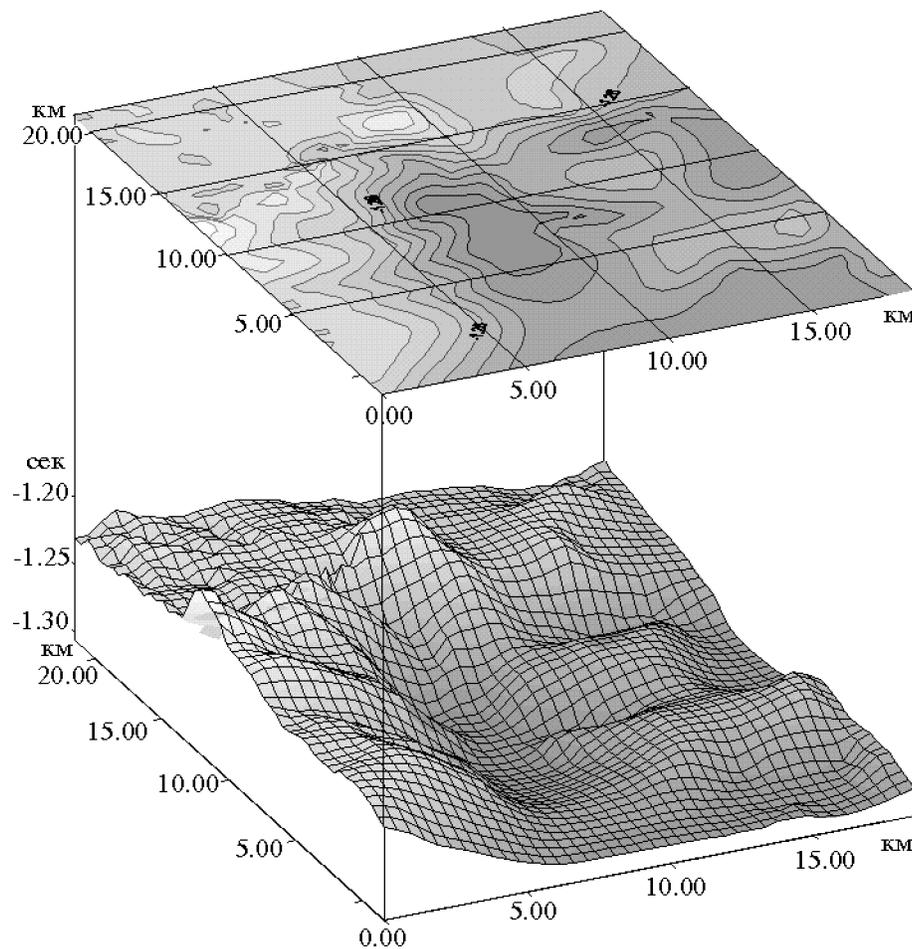


Рис. 6. Современная структура кровли евлановского и ливенского горизонтов (верхний девон, фаменский ярус, верхний подъярус). Использована карта хроноизогипс (по Хайрову и др., [1991], с изменениями и дополнениями).

Структурный план евлановско-ливенских отложений верхнего франа (рис. 6) отражает суммарные деформации, начиная с фамена и по ныне. Современная структура поверхности турнейского яруса (рис. 7) отражает суммарные деформации за все посттурнейское время. Таким образом, структура поверхности наиболее древнего горизонта – воробьевского – содержит максимальное число этапов деформаций, а каждый последующий горизонт на один этап деформаций меньше предыдущего. Следовательно, если в двух смежных горизонтах из структуры более древнего (нижнего) вычесть структуру поверхности более молодого (верхнего), тем самым можно восстановить структуру поверхности нижнего горизонта на окончание времени формирования верхнего. Эта процедура позволяет выделить из современной суммарной структуры деформации, возникшие на разных этапах формирования рассматриваемого региона. На практике эта процедура реализуется путем вычитания трехмерного цифрового

массива (x, y, z) верхней поверхности из трехмерного массива нижней поверхности.

Практическая реализация описанного алгоритма осуществлялась с использованием компьютерных программ Aldus PhotoStyler 2.0 (сканирование исходных карт); Easy Trace 4.0 (оцифровка); Surfer for Windows 5.0 (математическая интерполяция полученных массивов данных и построение двух и трехмерных моделей каждой из исследуемых поверхностей).

Результаты палеоструктурных реконструкций

На основе описанной методики нами были построены три палеоструктурные карты и блокдиаграммы к ним, отражающие характер деформаций конкретной геологической поверхности для конкретного временного рубежа.

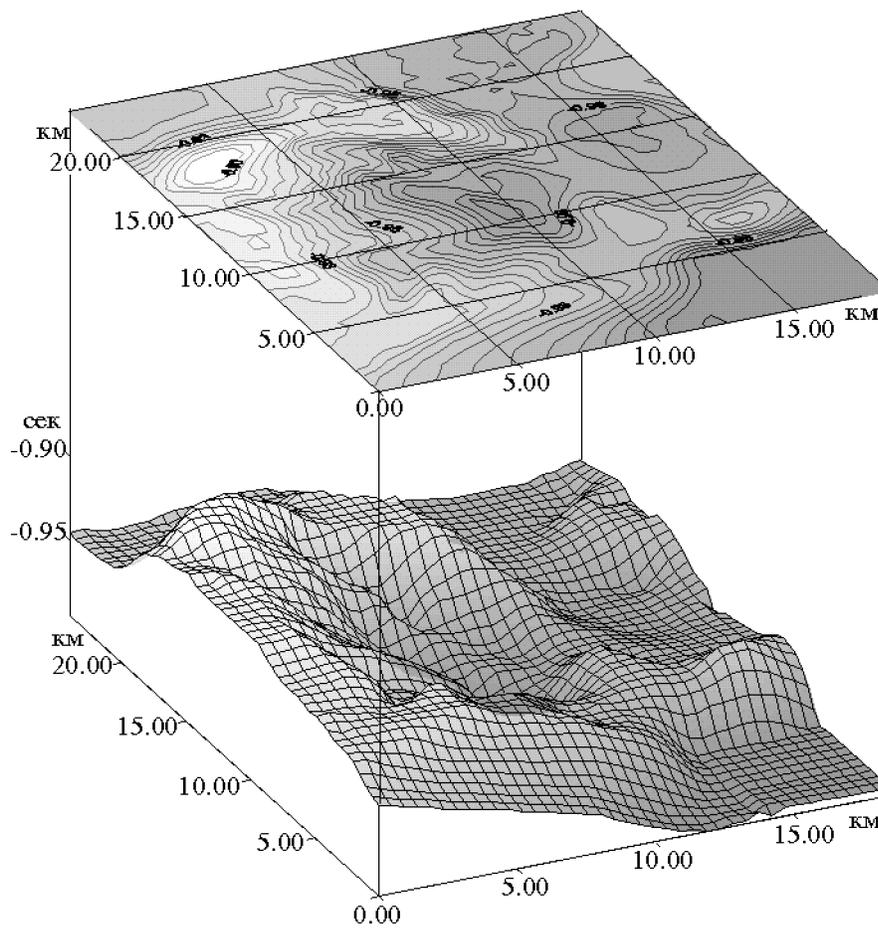


Рис. 7. Современная структура кровли турнейского яруса (нижний карбон).
Использована карта хроноизогипис (по Хайрову и др, [1991], с изменениями и дополнениями).

На рис. 8 показана структура поверхности кровли воробьевского горизонта живецкого яруса на окончании тиманского времени (поздний фран). Данная структурная карта есть результат разности современных структурных поверхностей воробьевского и тиманского горизонтов (из структуры рис. 4 вычтеть структуру рис. 5). И на плане, и на трехмерной блок-диаграмме четко отмечается общее падение воробьевского горизонта в юго-западном направлении. В юго-западной и юго-восточной частях ясно выделяются две депрессии, разделенные субмеридиональным валом.

Рис. 9 иллюстрирует строение тиманского (кыновского) горизонта на рубеже франского и фаменского веков. Палеоструктура реконструирована путем вычитания из современной структурной поверхности тиманского горизонта современной структуры кровли евлановско-ливенских отложений (из структуры рис. 5 вычтеть структуру рис. 6). Полученная палеоструктура характеризуется отчетливо выраженным валообразным поднятием с максимумом в централь-

ной части территории. На востоке вал имеет широкое простирание, но по мере продвижения на запад его простирание меняется на юго-западное. В южной и северной частях района тиманские отложения в конце франга формировали отчетливо выраженные депрессии, наиболее глубокая из которых располагалась на северо-востоке. В целом, можно уверенно констатировать принципиальную разницу между палеоструктурными картами воробьевского (рис. 8) и тиманского (рис. 9) горизонтов.

Рис. 10 отражает структуру кровли евлановско-ливенских отложений к началу визейского времени. Данная структура отражает разницу современных структурных поверхностей кровли евлановско-ливенских и визейских отложений (из структуры рис. 6 вычтеть структуру рис. 7). Рассматриваемый палеоструктурный план характеризуется сложным дифференцированным строением с множеством депрессий и куполов и резко отличается от двух предыдущих структурных планов (рис. 9, 10). Характерной особенностью палеоструктуры данного временного

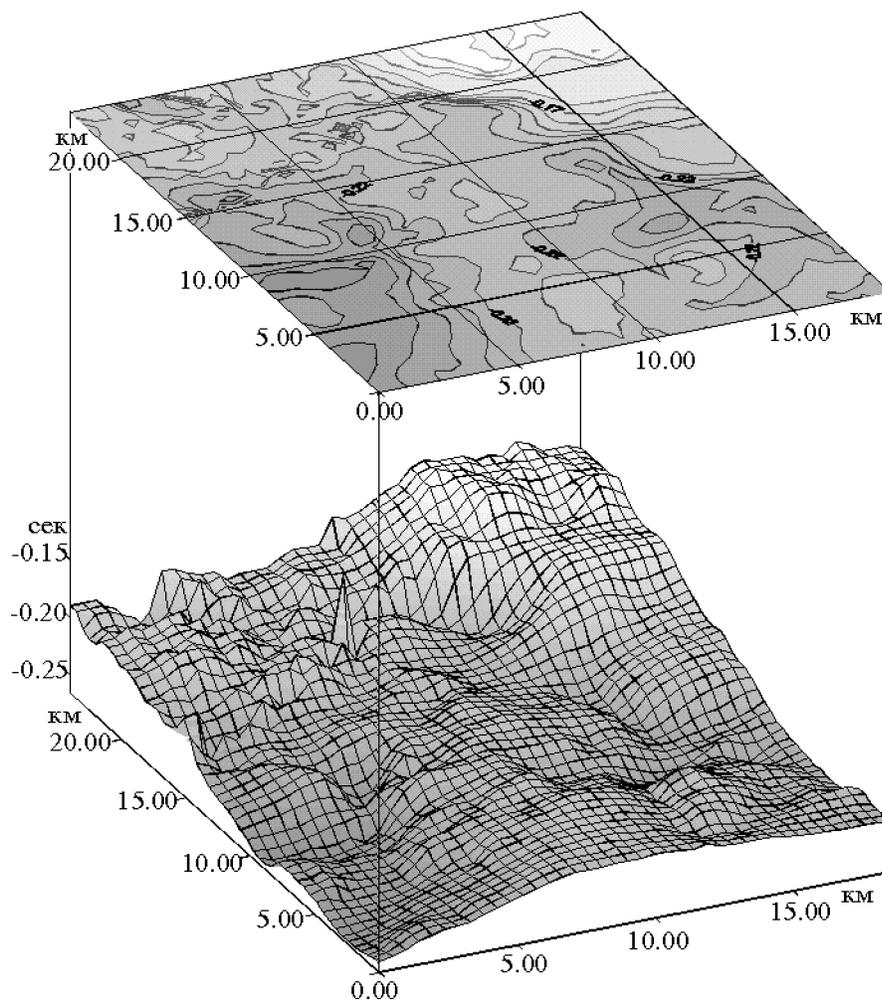


Рис. 8. Структура кровли воробьевского горизонта (живетский ярус, средний девон) на конец тиманского (кыновского) времени (поздний девон, раннефаменский век).

рубежа является обширная депрессия, располагающаяся к югу от центральной области.

Обсуждение результатов

Все три реконструированных палеоструктурных плана (рис. 8, 9, 10) принципиально различаются между собой. Это позволяет предполагать эпохи деформаций, которые должны были происходить в интервале времени с конца формирования каждого более древнего горизонта до конца формирования следующего за ним более молодого горизонта. Так палеоструктура кровли воробьевского горизонта в конце тиманского (кыновского) времени (рис. 8) должна была возникнуть в период с ардатовского (см. рис. 3) по тиманское время включительно. Аналогично, палеоструктура кровли тиманского горизонта к концу евлановско-ливенского времени могла

возникнуть только в интервале с саргаевского по евлановско-ливенское время включительно. Палеоструктура кровли евлановско-ливенских отложений к началу визейского времени должна была сформироваться, начиная с фамена, но не позднее конца турнейского века, причем, из-за отсутствия косьвинских отложений на Березовской площади деформации не могут быть моложе кизеловского времени.

Для более точного определения времени деформаций рассмотрим график истории развития Березовской площади для девонско-раннекаменноугольного времени (рис. 11). Резкие изменения угла наклона кривых тектонического проседания и общего проседания фундамента отражают изменение скорости вертикальных движений фундамента, что может являться следствием активизации тектонических процессов.

В ардатовско-тиманском интервале резкое изменение скорости проседания фундамента отмечается в

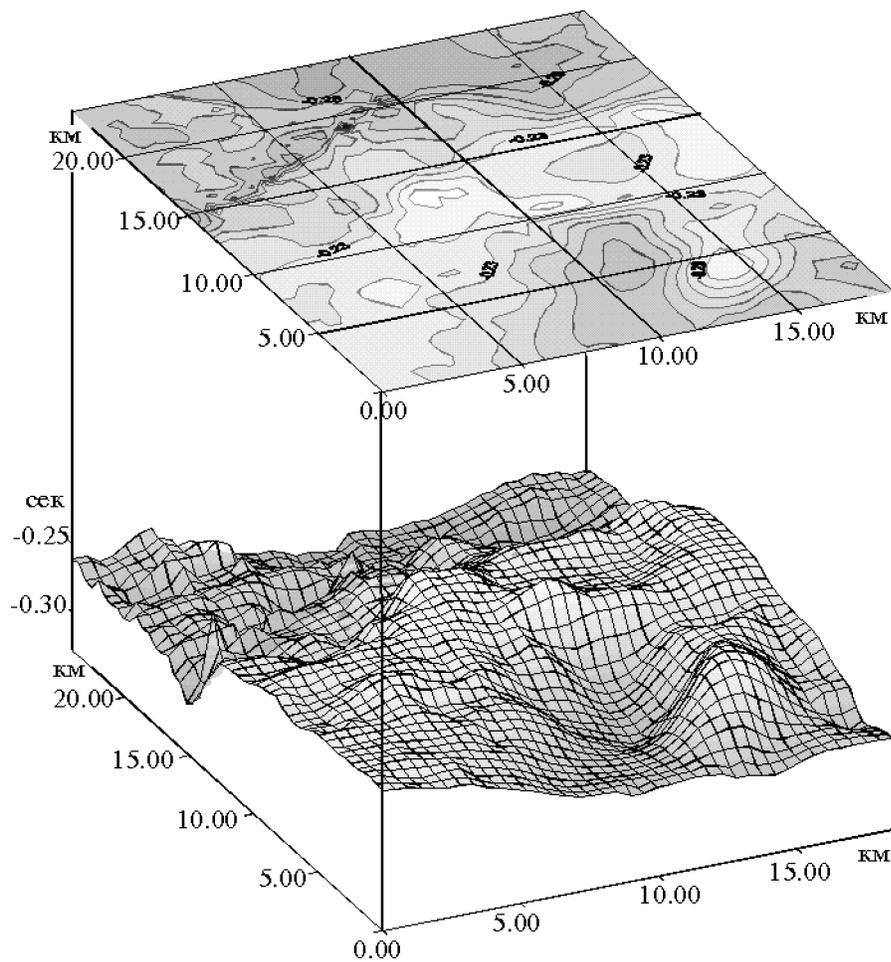


Рис. 9. Структура кровли тиманского (кыновского) горизонта (верхний девон, нижнефаменский подъярус на предвладановско-ливенское время (поздний девон, позднефаменский век).

конце муллинского времени. Можно предполагать, что деформации, отраженные на рис. 8, возникли именно в это время.

В саргаевско-ливенском интервале незначительное увеличение скорости проседания фундамента наблюдается в конце саргаевского времени и резкое увеличение отмечается в петинское время. Можно полагать, что деформационная структура, отраженная на рис. 9, скорее всего сформировалась именно в петинское время.

Фаменско-турнейский интервал характеризуется довольно спокойным тектоническим режимом. Единственный отчетливо выраженный рубеж увеличения скорости проседания фундамента отмечается в конце елецкого времени. Начиная с лебедянского и вплоть до середины упинского времени, отмечается плавное увеличение скорости проседания. Представляется наиболее вероятным, что именно в

этот период произошли деформации, отраженные на рис. 10.

Выводы

Изложенные данные позволяют высказать некоторые предположения.

1. Палеозойский этап развития имеет существенное значение при формировании зоны Доно-Медведицких дислокаций. Именно он определил простираение Доно-Медведицкого вала. Образование палеозойских структур определялось блоковыми движениями фундамента по разломам додевонского заложения и развития.

Не исключено, что на чисто тектонические движения наложился фактор увеличения объемов пород (прежде всего карбонатов), обусловленный термаль-

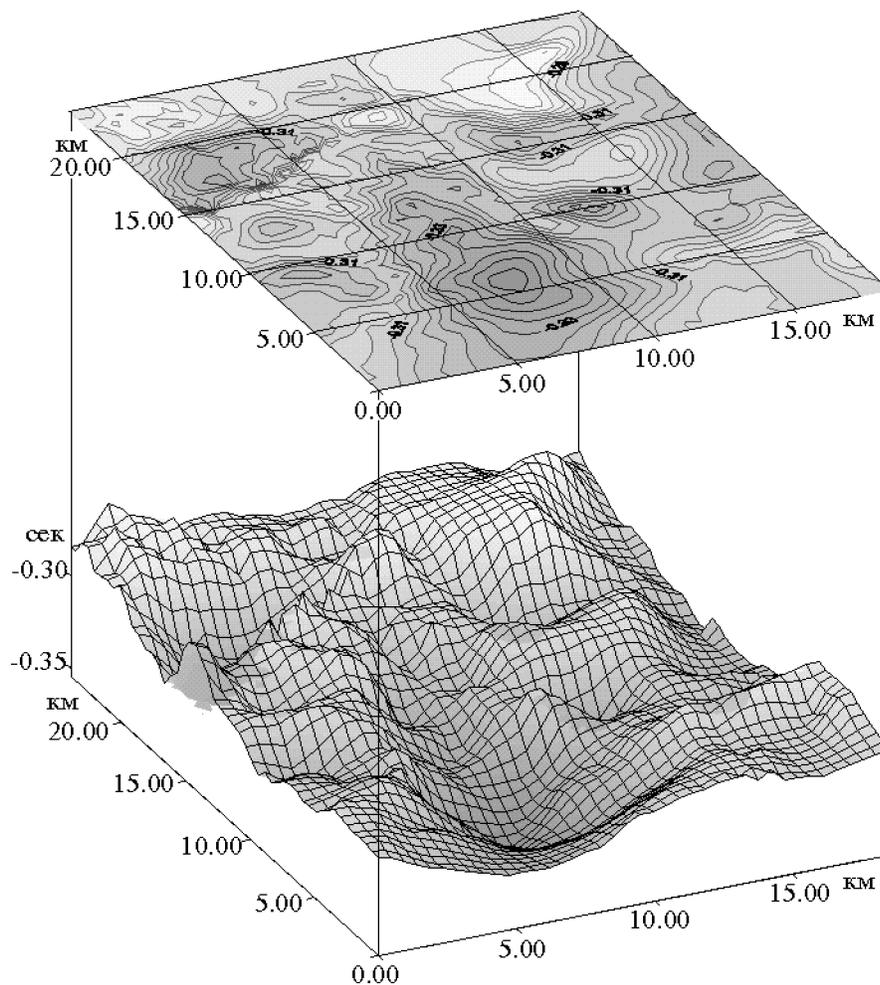


Рис. 10. Структура кровли евлановско-ливенских отложений (верхний девон, верхнефаменский подъярус на предвизейское время (ранний карбон, визейский век).

но-магматической активностью франского времени.

2. Построенные трехмерные палеоструктурные модели для трех рубежей девонско-раннекаменноугольного комплекса Березовской площади зоны Доно-Медведицких дислокаций принципиально отличаются друг от друга. Это может свидетельствовать как минимум о трех фазах тектонической активизации.

Возможными периодами тектонической активизации в позднем палеозое, приведшим к складчатым (хотя и малоамплитудным) деформациям чехла являются: конец муллинского времени; петинское время; конец елецкого – середина упинского времени.

3. Мезозойские и особенно кайнозойские деформации в зоне Доно-Медведицких дислокаций, несомненно, были мощными и значимыми в плане формирования современной структуры этой зоны, однако, мезо-кайнозойские структуры, по всей видимости,

лишь унаследовали более ранние позднепалеозойские дислокации, которые определяли характер и направленность их развития.

Конечно, сделанные предположения требуют дальнейшей проверки, причем необходимо анализировать не отдельные локальные структуры, а рассматривать эволюцию крупных структурных зон.

Работа выполнена в рамках и при финансовой поддержке ФЦП "Интеграция" (рег. # 348). Авторы выражают искреннюю благодарность И. В. Шалимову (МГУ, Москва) за полезные консультации и помощь в подготовке компьютерной графики.

Литература

Алиев М. М., *Девонские отложения Волго-Уральской провинции*, 214 с., Гостехиздат, Москва, 1978.

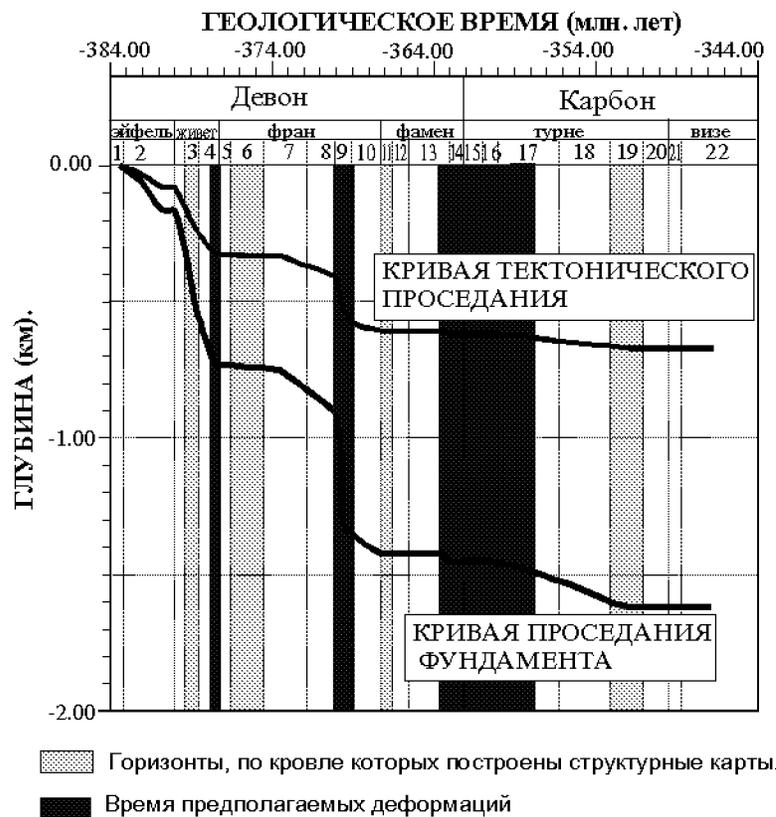


Рис. 11. График истории развития Березовской площади для девонско-раннекаменноугольного времени.

Цифрами обозначены горизонты: 1-мосоловский; 2-черноярский; 3-воробьевский; 4-ардатовско-муллинский; 5-пашийский; 6-тиманский; 7-саргаевский; 8-семилукский; 9-петинский; 10-воронежский; 11-евлановско-ливенский; 12-волгоградский; 13-задонско-елецкий; 14-лебяжско-хованский; 15-зиганский; 16-малевский; 17-упинский; 18-черепецкий; 19-кизеловский; 20-косьвинский; 21-радаевский; 22-бобриковский.

- Аксенов А. А., Новиков А. А., *Прогноз, поиски и разведка погребенных нефтегазоносных структур*, 160 с., Недра, Москва, 1983.
- Батанова Г. П., Лангборт Л. Е., Чугунов Н. А., Основные закономерности строения и петрографическая характеристика пород кристаллического фундамента Волгоградского Правобережья, В кн.: *Вопросы геологии и нефтегазоносности Нижнего Поволжья*, Тр. ВолгоградНИПИнефть, вып. 18, с. 34-43, Ниж.-Волж. кн. изд-во, Волгоград, 1972.
- Бражников Г. А., Воронков А. В., Салов Ю. А. и др., Тектоническое районирование Волгоградской области, В кн.: *Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области*, Тр. ВНИИНГ, вып. 3, с. 164-180, Недра, Л.О., Ленинград, 1965.
- Воробьев В. Я., *Информативность методов прогнозирования платформенных структур*, 272 с., Недра, Ленинград, 1991.
- Горьков Д. Ю., Условия формирования и особенности строения структурных блоков (на примерах Саратов-

- ского и Волгоградского Правобережья), *Недра Поволжья и Прикаспия*, вып. 16, 1998.
- Карпов П. А., Назаренко А. М., Нечаева М. А., Шевченко В. И., Стратиграфия девонских отложений Доно-Медведицкого вала и Терсинской депрессии, В кн.: *Геологическое строение и нефтегазоносность Волгоградской области*, с. 17-38, Гостоптехиздат, Москва, 1962.
- Мельникова А. С., Гогина Е. А., Никитина Г. П., Морозова Р. И., Стратиграфия и литология каменноугольных отложений Волгоградской области, В кн.: *Геологическое строение и нефтегазоносность Волгоградской области*, с. 39-90, Гостоптехиздат, Москва, 1962.
- Музыченко А. М., *Геологическое строение и нефтегазоносность Волгоградской области*, 165 с., Гостоптехиздат, Москва, 1963.
- Тихомиров С. В., *Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития стратиферы*, 445 с., Недра, Москва, 1995.
- Хайров Р. Г., Акимцев В. И., Василенко О. И., Изучение

- строения отложений карбона и девона на Березовской площади с целью поисков и детализации локальных структурных форм, *Отчет о работе сейсморазведочной партии № 5/90*, 525 с., Объединение "Волгоград-нефтегеофизика" (ГПП "Росгеолфонд" рег. № 457979), Волгоград, 1991.
- Шалимов И. В., Метод компьютерной реконструкции палеоструктурных планов, В кн.: *Геологический анализ осадочных бассейнов*, Серия методических руководств по геологическому анализу при геологическом картировании, Под ред. Н. В. Межеловского и А. Ф. Морозова, 1999, (в печати).
- Шафиро Я. Ш., Аванисян Г. М., Мезо-кайнозойская структура Волгоградского Поволжья и ее соотношение с девонским региональным структурным планом, В кн.: *Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области*, Тр. ВНИИНГ, вып. 3. с. 206–231, Недра, Л.О., Ленинград, 1965.
- Шафиро Я. Ш., Хлыстова В. Н., Формирование локальных поднятий зоны Доно-Медведицких дислокаций, *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.*, Т. XXXVII, вып. 5, 111–131, 1962.
- Шахновский И. М., *Геологическое строение и нефтегазоносность авлакогенов Восточно-Европейской платформы*, 120 с., Наука, Москва, 1988.

(Поступила в редакцию 15 июня 1999.)