



*В. Б. Нейман*

---

ТЕОРИЯ  
И МЕТОДИКА  
ПАЛЕО-  
ТЕКТОНИЧЕСКОГО  
АНАЛИЗА

4241  
Издание третье,  
переработанное и дополненное



МОСКВА "НЕДРА" 1984



Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. 3-е изд., перераб. и доп. М., Недра, 1984, 80 с., ил.

Показано, что тектоническое прогибание в платформенных условиях компенсируется осадконакоплением. Выделены 2 тектонические формации, имеющие прямое отношение к расчленению толщ и пониманию процессов осадконакопления. Описан ряд новых методов, которым дается строгое математическое выражение. В 3-ем издании (2-е изд. — 1974 г.) углублена теория образования платформенных толщ, вводятся дополнительные критерии нефтегазоносности.

Для геологов различных специальностей, геофизиков, геохимиков. Табл. 5, ил. 36, список лит. — 51 назв.

Рецензент — чл.-корр. АН СССР В.Е. Хаин (МГУ)

Владимир Борисович Нейман

## ТЕОРИЯ И МЕТОДИКА ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Редактор издательства Е.К. Семилеткова  
Обложка художника Н.А. Седельникова  
Художественный редактор Е.Л. Юрковская  
Технический редактор О.Ю. Цишевская  
Корректор Е.В. Мухина  
Оператор С.В. Цырина

ИБ № 5129

---

Подписано в печать 05.04.84. Т-09503. Формат 60X90 1/16. Бумага офсетная №  
Набор выполнен на наборно-печущей машине типа ИБМ "Композер". Гарнитура "Сенчури". Печать офсетная. Усл. печ. л. 5,0. Усл. кр.-отт. 5,25. Уч.-изд. л. 5,50. Тираж 2400 экз. Заказ /9013—1. Цена 30 коп.

---

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Начиная с 1952 г. автор разрабатывал вопросы теории и методики палеотектонического анализа в приложении к решению геологических задач. Помимо существовавших ранее методов, был разработан ряд новых [25, 26 и др.]. Однако потребовалось длительное время, чтобы эти методы были в полной мере проверены, найдены точные рамки их применения. Этому способствовало развитие теоретических разработок и последовательное знакомство со все новыми территориями: в 1952—1953 гг. исследования проводились в Среднем и частично Нижнем Поволжье, в 1954—1962 гг. изучались геологические и геофизические данные по Скифской, а в 1963—1964 гг. — по восточной окраине Восточно-Европейской платформы, начиная с 1965 по 1969 гг. — также по Днепровско-Донецкой впадине. Исследования Скифской платформы были дополнены (в области Предкавказья) в 1959—1961 гг. геохимическими работами. В результате многолетних исследований в области палеотектоники были конкретизированы теоретические основы методов, впервые показана применимость этих методов в условиях платформ к локальным тектоническим структурам и малым мощностям, выделены две платформенные тектонические формации.

В заключение автор считает своим приятным долгом выразить благодарность всем тем, кто помогал ему в его исследованиях.

## РАЗДЕЛ I

### ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

---

#### ГЛАВА I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Решающая роль тектонического фактора в формировании платформенных толщ следует из анализа разрезов платформенных отложений. Анализ каротажных диаграмм, буровых материалов, как и данных сейсмических исследований, показывает, что эти разрезы слагаются чередованием толщ, каждая из которых обычно имеет определенные, резкие границы. Внутри каждая из толщ, если и неоднородна, то лишь в деталях, в целом же сложена фашиально близкими между собой образованиями. Такая характеристика не есть что-то случайное, а отмечается буквально для всех платформенных районов. О чем говорит общая однородность каждой из пачек? Очевидно, о весьма большой однородности конечных условий их образования и сохранения.

Следует подчеркнуть, что в этом случае имеются в виду не отдельные, "индивидуальные" осадки каждого отдельного бассейна, которые в ходе геологических процессов мириады и мириады раз сменяют один другой, а именно осадочные толщи. Далее мы покажем, как происходит их формирование. Но уже сейчас следует подчеркнуть, что однородность толщ (мощность которых в платформенных условиях, особенно в условиях молодых платформ, достигает сотен и даже тысяч метров) означает, что они накапливались при примерно одинаковых за все время их накопления глубинах моря, за счет систематического опускания оснований толщ на все большие глубины.

Это положение заставляет сомневаться в правомочности представлений тех исследователей, которые говорят о довольно широком проявлении на платформах в прошлом условий недокомпенсации (Ю.А. Косыгин, А.А. Геодекян, А.Л. Яншин и др.) или перекompенсации прогибания накоплением соответствующих осадочных образований. Ибо в первом случае фации должны были бы менять свой облик на все более глубоководный, а во втором — на все более мелководный, что в пределах однородных толщ противоестественно. Правда, смена глубин на границах однородных пачек идет, но она, в силу их чередования, не носит направленного характера. Далее к этому вопросу мы еще вернемся.

Как осуществляется процесс компенсации тектонического прогибания бассейна осадкообразованием? Обратимся по данному вопросу к исследованиям В.В. Белоусова [2], который считает, что устойчивое накопление осадочных пород возможно лишь ниже зоны так называемого базиса действия волн. Далее: "... если все пространство ниже базиса действия волн уже заполнено осадками, то, очевидно, весь вновь поступающий материал после длительного

перемывания и перекачивания будет унесен за пределы шельфа, на котором не осталось места для устойчивого накопления осадков” [2, с. 192]. Кстати, если в период написания первых теоретических работ В.В. Белоусова базис действия волн считался не более 200—400 м, то ныне известны волновые знаки на глубинах в несколько километров [34].

Таким образом, если в целом В.В. Белоусов защищает и пропагандирует применимость метода анализа мощностей, то по существу (если довести его мысль до логического конца) получается, что он не нашел условий для накопления осадочных толщ в зоне мелководья, на глубинах 100—200 м. В то же время именно на сравнительно малых глубинах, обычно менее 100 м и накапливались осадочные толщи в пределах эпиконтинентальных морей, которые были столь характерны, по крайней мере, для основной части платформенных отложений фанерозоя.

В чем же здесь ошибка? К сожалению, В.В. Белоусов при анализе осадконакопления не учитывал воздействия гравитации. Конечно, одна лишь гравитация заставляла бы заполняться бассейны гораздо скорее, чем это происходит в действительности. Но здесь проявляется постоянно идущий волновой процесс, экспоненциально возрастающий к поверхности бассейна [34]. Поэтому захоронение осадков идет под воздействием гравитации, но вопреки волновому процессу. Осадконакопление происходит лишь в зоне, где последний достаточно слаб, т.е. все же значительно выше базиса действия волн.

Как происходит превращение осадков в осадочные породы, мы достоверно не знаем до сих пор, ибо это процесс чрезвычайно длительный, недоступный наблюдению в природных условиях. В самом деле, если 5—7 км толщи осадочных пород платформы накапливаются за 400—500 млн. лет, это означает, что средний темп накопления одного метра осадочных толщ — сотни тысяч лет, т.е. микроны в год (!).

Такой очень медленный процесс формирования осадочных толщ в условиях эпиконтинентальных морей почти в полной мере обеспечивается притоком взвеси. Это делает явление недокомпенсации прогибания не главным. Ведь большинство подобных исследований опирается, к сожалению, на далеко не достоверные материалы: либо на очень глуболежащие и поэтому плохо изученные слои (например в Прикаспии), либо на неидентично развитые толщи, благодаря чему мощность одних искусственно ”разбухает” за счет других (например, в районах Башкирии, Татарии или Предкавказья)<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Обязательным признаком недокомпенсации прогибания соответствующим осадкообразованием должно быть последовательное изменение фаций в сторону все более глубоководных, что в действительности, по имеющимся у автора данным, нигде на Восточно-Европейской платформе не констатируется. Хотя за таковые выдаются, например, достаточно однородные, причем вовсе не глубоководные известковые толщи фаменского яруса верхнего девона востока Восточно-Европейской платформы (О.М. Мкртчян, 1980 г.)

Путь превращения взвешенного осадка в осадочную породу иначе как "мучительным" не назовешь. Он отражает многократное вследствие переменного волнового воздействия переотложение водной взвеси. При этом становится понятным, почему окончательное закрепление осадков на дне связано с его удалением на более значительные глубины, что происходит в строгом соответствии с величиной тектонического прогибания территории.

Процесс преобразования осадков на пути их превращения из взвеси в осадочную породу очень существен. В 50-е годы в СССР прошла широкая дискуссия о применимости принципа актуализма, выдвинутого впервые Ч. Лайелем [18]. Конечно, смешно отрицать, что "настоящее — ключ к познанию прошлого" (несмотря на изменчивость геологических процессов во времени). Однако при распознавании признаков прошлого необходимо сначала решить вопрос о соотношении между осадком и осадочной породой. Правда, может показаться, что он к принципу актуализма отношения не имеет, но такая позиция неверна. Ибо в любой момент формируются лишь осадки, преобразования же их в осадочные породы — особый процесс, к тому же идущий в основном скрыто от нас.

В то же время, как известно, процесс формирования осадочных отложений коренным образом преобразует осадок. Причем это происходит в значительной степени еще до момента его окончательного закрепления на дне. В процессе осаждения в водной среде осадки последовательно меняют свою текстуру и состав, что происходит, очевидно, не только на агрегатных, молекулярных, но и на более низких вещественных уровнях [7].

Уже на ранних стадиях формирования осадочных пород в силу проявления процесса постоянного взмучивания осадков и их многократного переотложения в них не сохраняется облик какого-то индивидуального бассейна. Поэтому такие явления как конкретная береговая линия, цепочки лагун, цепочки береговых озер, первоначальные "наборы" солей, системы определенных прибрежных и внутриморских течений и пр. оставляют свои следы лишь в отдельных, довольно редких случаях. В частности, захоронение соляных толщ маловероятно, потому что большинство из них отлагается с большим трудом, в случае больших концентраций (Мертвое море, Кара-Богаз-Гол и пр.), зато легко растворяется. Поэтому идея "соленодных бассейнов" никогда высоко не котировалась [7].

Таким образом, отстаивая идею актуализма и подбирая "ключ" к познанию прошлого, следует в то же время делать существенную поправку на изменения, происходящие на пути от взвеси к осадочной породе, что, к сожалению, в определенной мере часто забывается.

Однородность условий формирования толщ в платформенных условиях сочетается с резкими границами переходов между ними. Последнее явление несомненно связано с проявлением ритмики в условиях нашей планеты, что приводит к периодическому выве-

дению толщ на поверхность моря и, следовательно, к их периодическому размыву. Однако в условиях обычных коротких перерывов и отсутствия существенных дифференциальных подвижек, небольшие неровности рельефа легко срезаются последующим (и обязательным) абразионным выравниванием поверхности. И лишь в редкие во времени и короткие этапы перестройки режима тектонических движений, когда на поверхность выводятся и сильно расчленяются эрозией крупные зоны, последующая абразия не может полностью уничтожить возникший расчлененный рельеф. Однако опыт показывает, что таких капитальных перестроек тектонических движений в платформенных условиях происходит не более 3—4 за всю историю платформенного развития территорий.

Следует отметить, что явление ритмики как явление планетарное до сих пор еще ряд исследователей не принимает. Однако ее планетарное единство становится все более очевидным. Так, глинисто-мергелистые отложения нижнего — среднего эоцена могут быть в равной степени обнаружены и на Кавказе, и в Альпах, и в Гималаях, и на обширных океанических просторах (данные бурения экспедиции судна "Гломар Челленджер"). Причем повсюду в подошве этих отложений имеется одна из основных границ несогласия, под которой располагаются непосредственно различные свиты, от палеоценовых до докембрийских включительно.

В платформенных условиях образуются в основном два типа толщ: монотонные пачки и пачки переслаивания (которые четко выделяются по каротажу скважин: монотонные — по малым значениям КС и больших ПС и пачки переслаивания — по перемежаемости малых и больших значений КС и ПС). На основании литологического анализа видно, что первые — это глинистые отложения, вторые — толщи, характеризующиеся переслаиванием в различных пропорциях известковистых, мергелистых, глинистых и песчаных отложений.

Естественен вопрос, как образуются два таких совершенно различных типа разреза, в которых в первом случае отражается плавное прогибание зоны с равномерным накоплением отложений, а во втором прогибание идет как бы неравномерно, сопровождаясь периодическими осцилляциями.

Имея, однако, в виду всеобщность процесса ритмичности, мы можем усомниться в том, что в период отложения монотонных глинистых толщ ритмы на Земле действительно отсутствовали. Если приглядеться к микроструктуре глинистых толщ, то оказывается, что они перемежаются с тонкими, обычно песчанистыми или известковистыми прослойками, т.е. отражают тот же осцилляционный ритм, что и в условиях пачек переслаивания, но, так сказать, более скрыто.

В чем же здесь дело? Очевидно в том, что если пачки переслаивания формируются в мелководье, на глубинах, не больших чем 20—30 м ниже уровня моря, где осцилляционный (тектонический)

ритм хорошо проявляется через периодическую активизацию волнового процесса, то монотонные глинистые пачки откладываются на существенно больших глубинах, возможно порядка 50 м и более, где осцилляционный ритм так четко уже не сказывается<sup>1</sup>.

Таким образом, ритмика Земли обретает довольно определенные рамки, проявляясь на платформах через две характерные тектонические формации: монотонные глинистые и переслаивания, имеющие в отдельности весьма широкое распространение, однако, очевидно, переходящие одна в другую лишь в исключительных случаях. Без их учета палеотектонический анализ не является полностью завершенным. Однако для большинства палеотектонических, особенно региональных построений их особенности могут все же в некоторой степени не приниматься в расчет, потому что различия в глубинах отложения этих формаций в течение времени как бы взаимно гасятся.

Каковы могут быть причины планетарной периодической смены глубин в эпиконтинентальных морях, покрывающих когда-то в отдельные периоды почти всю поверхность материков? Видимо, невозможно представить, что причиной этого явления служит периодическое резкое увеличение и уменьшение количества воды на Земле. Напротив, периодическое изменение глубин обширнейших эпиконтинентальных морей выглядит с наших позиций реально на фоне периодического сжатия и расширения Земли, как проявления ее ритмики: моря при сжатии, естественно, становились глубже, при расширении — мельче. Ныне, кстати, имеется целый ряд данных о том, что такое явление вполне реально: оно отражается, в частности, на периодическом изменении климатов.

Делая подобные выводы, автор имел в виду и проблему *уплотнение толщ*, являющуюся "камнем преткновения" для многих геологов, пользующихся палеотектоническим анализом.

В начале процесса седиментации глины могут уплотняться многократно, в 5—6 раз и более; в 20—80 раз может уплотняться торф и даже песок, а тем более известняк (несмотря на свою раннюю цементацию). Однако имеющиеся данные [33] показывают, что значительные, иногда многократные изменения мощностей имеют место в основном лишь в 1—2 верхних метрах осадка. Если бы это уплот-

<sup>1</sup> К выводу о глубинах отложений толщ автор пришел через понимание динамики волновых процессов в сочетании с характером тектонической ритмики. Помимо всего прочего, такой подход обусловлен тем, что, как говорит В.Е. Хаин [44]: "к сожалению, успехи науки (в определении глубин древних бассейнов по фаціальным признакам. — Н.В.)... остаются пока весьма скромными и мы по-прежнему вынуждены опираться на комплекс косвенных признаков". И только недавние исследования группы геологов под руководством А.И. Животовского позволили И.А. Одесскому (ВСЕГЕИ) вывести предварительную формулу [34], дающую возможность по интенсивности волнового процесса

определять глубину бассейна: 
$$L = \frac{\lambda}{2\pi} e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}}$$
, где  $L$  — длина ряби,  $\lambda$  — длина волны,  $z$  — глубина бассейна.

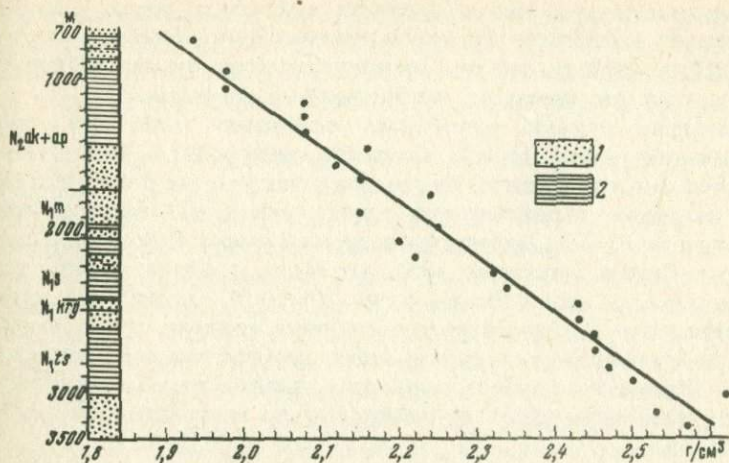


Рис. 1. График изменения плотности осадочных пород с глубиной в районе опорной скважины Александрия (Восточное Предкавказье)

1 — песок; 2 — глина; точки — плотность каждого индивидуального образца

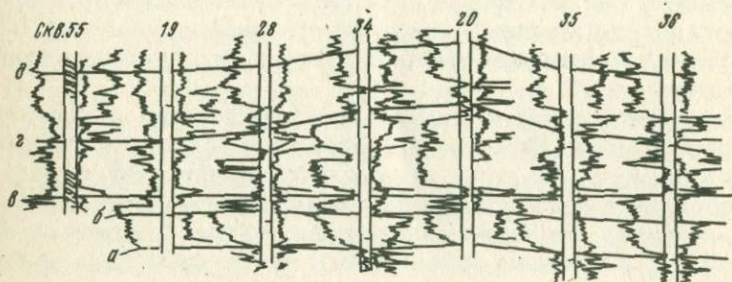


Рис. 2. Схема корреляции нижней части карбона для Колотовской площади Саратовского Поволжья [3]

Кровли горизонтов: а — упинского, б — черепетского, в — бобриковского, г — тульского, д — нижней пачки алексинского

нение не компенсировалось притоком нового вещества, то верхняя поверхность осадка становилась бы все более глубоко расположенной ниже уровня моря. Однако в условиях эпиконтинентальных морей, длительное время господствующих в истории Земли, материала для выполнения этого уплотнения было, как мы указывали, предостаточно (учитывая то, что помимо осадков, сносимых с суши, в море постоянно существует источник хемогенного их образования). В этом и состоит, очевидно, разгадка того, почему "гасятся" первые, наиболее интенсивные моменты уплотнения толщ и существенного уменьшения мощностей на этом этапе не происходит.

Дальнейшее же, уже в пределах осадочных толщ, уплотнение хотя и идет, но процесс этот столь незначителен (обычно менее 5—6 % от мощности толщ), что при имеющейся точности палеотектонического анализа (см. ниже) нет необходимости его учитывать.

Приведем кривую уплотнения осадочных толщ для условий Предкавказья (рис. 1), т.е. молодой платформы, зоны активного прогибания и уплотнения. Из графика следует, что толща под влиянием нагрузки вышележащих пород уменьшает свою мощность в среднем на 6—7 %. Причем приведенный разрез почти на 2/3 сложен глинами. Правда, считается [33], что чисто глинистые толщи уплотняются гораздо значительно — на 20—30 %. Однако это кажется сомнительным: из приводимого графика следует, что в реальных геологических условиях глины вовсе не уплотняются значительней песков. Кроме того, чисто глинистые разрезы лишь в исключительных случаях превышают на платформе по мощности первые сотни метров.

Как же здесь быть с обратным утверждением — о значимости уплотнения осадочных пород? Разберем это на таком примере. Стронники этой идеи уверены, в частности, в реальности так называемых структур уплотнения, будто бы возникающих в силу большого уплотнения на крыльях локальных структур. Ю.П. Бобров в работе [3], специально посвященной данному вопросу, приходит к выводу о значимости мощностей для палеотектонического анализа, но в то же время сильно ограничивает область его применения именно в силу того, что будто бы имеет место большое распространение структур уплотнения.

Однако сделанный им вывод о возникновении формы Коловцовского поднятия Саратовского Поволжья вследствие вторичного уплотнения тульских глин на крыльях поднятия не согласуется с им же приведенным каротажным сопоставлением (рис. 2). Совершенно очевидно, что раздув мощностей тульского горизонта в своде поднятия обусловлен не уплотнением глин на крыльях, а наличием в своде нескольких дополнительных пачек, размытых на крыльях. Это положение не требует дополнительных объяснений, так как отложения всего представленного на чертеже разреза легко послойно сопоставимы.

Таким образом, нет никаких оснований говорить в данном случае, как и во многих других, о механизме уплотнения глин. Кстати, Ю.П. Бобров в обоснование доказательств уплотнения глин на крыльях структур не приводит в своей книге никаких цифровых данных.

Остановимся далее на вопросе об *эрозионных формах*.

Как уже было сказано, эрозионные формы — явление в платформенных условиях исключительное. Они сохраняются лишь в моменты перестройки регионального плана тектонических движений. Потому что именно тогда отдельные зоны выводятся далеко за пределы (выше) базиса эрозии и поэтому сильно расчленяются, благодаря чему при последующем опускании ниже уровня морской абразии не все эрозионные формы успевают срезаться, и на поверх-

ности захороненных осадков остаются разрозненные участки, которые оказываются затем либо зонами захоронения речных, озерных и прочих осадков, либо заполненными морскими осадками в первые моменты опускания под уровень моря эрозионными "карманами".

Безусловно, ископаемые речные отложения прошлого являются хорошим подспорьем в понимании эволюции условий осадкообразования во времени. Однако, как известно, и речные осадки неоднократно переотлагаются, что мешает фиксировать последовательные этапы формирования русел рек. Иное дело морские осадки, заполняющие речные эрозионные "карманы" в первые моменты наступления моря. Такого рода образования являются по существу не теми "абстрактными" толщами, с которыми мы имеем обычно дело, а "конкретными" осадками какого-то определенного геологического "мгновения". Благодаря этому здесь не только выступают осадки в своей индивидуальности, но и вместо смешанной, лишенной "корней" фауны (танатоценозов) проявляются прижизненные их сообщества (биоценозы). Трудно преувеличить значение изучения таких "карманов" для воссоздания действительной эволюции процессов осадкообразования, эволюции жизни биологических сообществ и пр.

Таким образом, следует подчеркнуть, что анализ мощностей как инструмент вскрытия палеотектонических закономерностей вполне правомочен. Достаточно точная компенсация прогибания накоплением осадочных толщ в полной мере позволяет вести этот анализ в отношении как малых мощностей (как говорит практика, начиная с 15—20 м), так и малых территорий (с первых сотен метров), причем анализ можно проводить независимо от литологии, ибо не ею, а лишь величиной тектонического прогибания определяется мощность осадочных пород<sup>1</sup>. При этом процесс уплотнения пород не оказывает существенного влияния на достоверность выводов, получающихся из палеотектонического анализа, а изредка встречающиеся в ископаемом состоянии эрозионные формы легко могут быть опознаны (гл. 4. § 2) и исключены из анализа.

---

<sup>1</sup> В связи с этим следует обратить внимание на работы К.А. Машковича [21], который, однако, рассматривая лишь карбонатные отложения и считая, что будто бы только они и могут служить реперами при палеотектоническом анализе, искусственно сужает возможности метода.

Следует также упомянуть книгу И.А. Одесского [34]. Наряду с ценным исследованием в области палеотектонической интерпретации степени раздробленности осадочных пород, автор еще в большей степени, чем предыдущий, недооценивает возможности палеотектонического анализа мощностей, преувеличивая неточность компенсации тектонического прогибания накоплением толщ.

Как известно, давно употребляются в основном лишь два палеотектонических метода — построение изолиний мощностей (изопахит) и палеотектонических профилей. Отдавая должное их значимости, нельзя, однако, не обратить внимание и на то, что их возможности ограничены. Поэтому, не применяя всего арсенала методов палеотектонического анализа, мы, хотя часто и бессознательно, очень сужаем его возможности.

В данной главе автор пытается восполнить этот недостаток.

### § 1. Изопахические схемы и методы их сочетания

Наиболее широко при палеотектонических реконструкциях до сего времени применяются изопахические схемы (схемы мощностей).

Как известно, метод изолиний вообще широко используется в различных областях естествознания. Он употребителен в данной области тогда, когда появляется необходимое для этого количество достаточно достоверных данных. Необходимо сказать также, что изопахические схемы часто не опираются на какие-то определенные методические принципы. Например, заранее не определяется выбор стратиграфических интервалов, не находятся верные методы их сочетания, либо, напротив, приемы носят следы "стандартизации", часто не считающейся с особенностями данного конкретного региона, как и исследуемых локальных участков.

Обратимся сначала к палеотектоническим построениям, которые следует производить на локальных территориях.

Вначале это, конечно, выбор интервалов, по которым целесообразно строить изопахические схемы. Этот вопрос был решен еще в 1958 г. [25], когда было предложено весьма несложное построение графика экстремальных разностей (см. § 5.4). График этот позволяет выявлять максимальные и минимальные значения тектонической активности локальных поднятий. В связи с тем что перестройки тектонического плана должны происходить в моменты максимальной их активности, для построения изопахических схем следует выбирать интервалы от минимума до минимума активности, благодаря чему выделяются четкие этапы, которые и могут быть воплощены в соответствующие изопахические схемы локальных поднятий. Таких схем оказывается обычно не более 4—5. При этом каждая из них существенно отличается от другой, поскольку соответствующий тектонический импульс как раз и ведет к той или иной перестройке тектонического плана. Напротив, в случае построения более дробных во времени изопахических схем многие из них оказываются совершенно невыразительными, излишними.

Важно отметить, что изолинии на схемах следует проводить не менее чем через 10—20 м. Более дробное их проведение не отвечает точности палеотектонического метода.

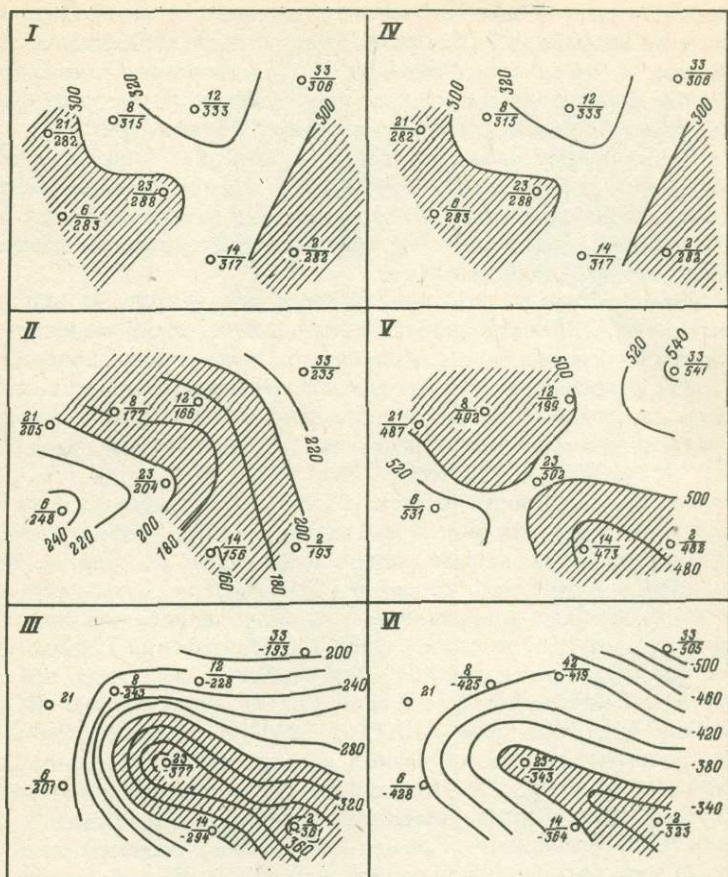


Рис. 3. Схема формирования Североставропольского поднятия Центрального Предкавказья. Составил В.Б. Нейман, 1965 г.

Положение подошвы: I и IV —  $P_3$  к  $N_1 ts_c$ ; II —  $N_1 ts_c$  к  $N_1 krg$ ; III —  $N_1 krg$  к современному моменту; V —  $P_3$  к  $N_1 krg$ ; VI —  $P_3$  к современному моменту

1 — скважины, в числителе — номер скважины, в знаменателе — мощность толщи либо (для современных структурных схем) абсолютная отметка ее подошвы; 2 — изолинии равных мощностей либо структурных поверхностей; 3 — относительно приподнятых (по подошве слоя) поверхности

Как известно, существуют различные методы сочетания изопачических схем, которые можно свести к так называемым "простым" и "сложным" изопачитам<sup>1</sup>, принимая, что в первом случае изолинии

<sup>1</sup> Термины, введенные Е.Н. Пермяковым (1952 г.).

мощностей строятся для каждого из последовательного ряда горизонтов, а во втором должно производиться последовательное (арифметическое и "методом схождения") суммирование изопахических схем. Оба метода неоднократно применялись и автором данной работы, однако с одним существенным дополнением (рис. 3).

В случае *простых изопахит* (левый ряд на рис. 3) их целесообразно дополнить современной структурной картой кровли верхнего горизонта. Благодаря этим построениям мы можем поэтапно проследить дифференциальные и суммарные тектонические движения, вплоть до современного момента.

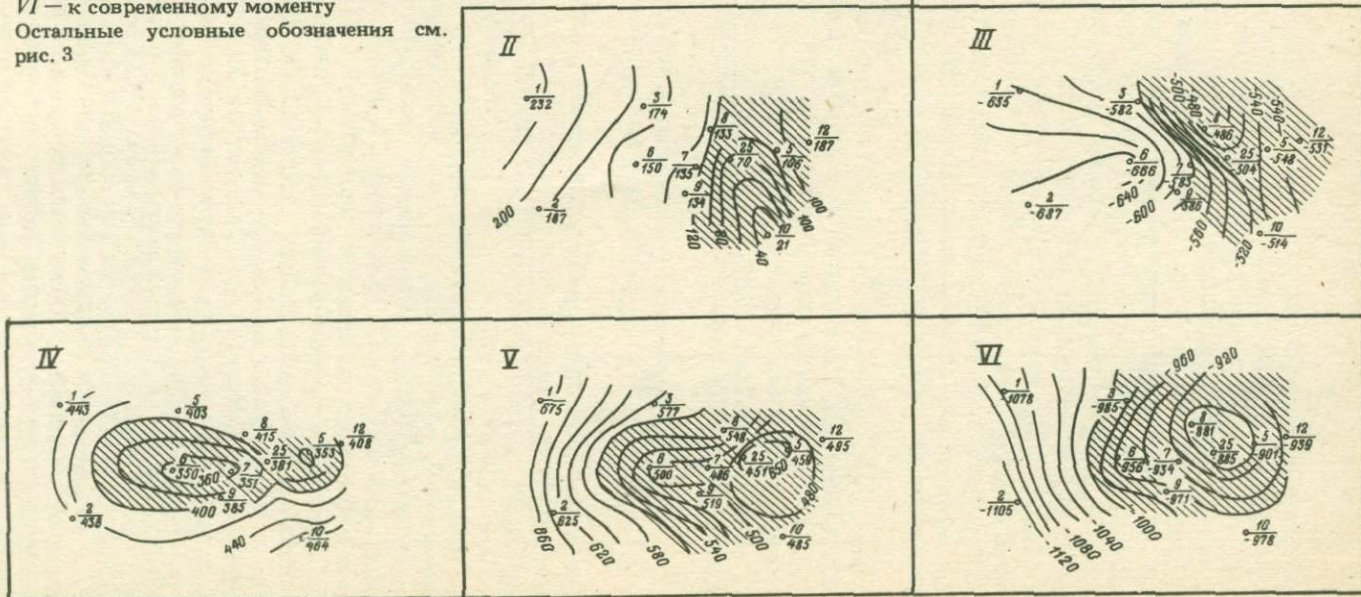
В случае *сложных изопахит* (правый ряд на рис. 3) мы также рекомендуем дополнять изопахические схемы, изображающие формирование основания всего комплекса, построением современной структуры подошвы нижнего горизонта. Благодаря этому мы можем поэтапно проследить развитие подошвы определенного горизонта до современного момента включительно. Последующие этапы преобразуют ее первичную структуру, что очень важно для понимания процессов формирования и дальнейшего преобразования нефтяных и газовых залежей. На рис. 3 мы видим, кстати, пример того, как первичная структура весьма сильно изменялась. На рис. 4, напротив, приведен тот случай, когда на первоначальном этапе структура была очень определенно выражена. Иногда возникает необходимость проследить развитие не одной, а ряда тектонических поверхностей, что так же нужно для целей нефтяной геологии. Для этого предлагается метод так называемого *изопархического треугольника* (Ю.А. Каравашкина, Е.Н. Пермяков, ВНИГНИ, 1951 г.). Метод состоит в том, что на одном чертеже дается несколько горизонтальных рядов изопахических схем (рис. 4). Причем схемы, изображающие развитие подошвы более древних горизонтов, располагаются ниже изображающих более молодые. Кроме того, схемы располагаются так, что те из них, которые характеризуют развитие разных горизонтов, к определенному времени располагаются в виде колонок, одна под другой. Следует добавить, что время на схеме "течет" слева направо. Поэтому справа на ней размещены современные структурные карты исследуемых горизонтов.

Необходимо в данном случае подчеркнуть обязательность предварительного выбора рациональных интервалов (при помощи графика экстремальных разностей), в частности и потому, что построение изопахического треугольника — весьма громоздкая работа. Например, при наличии 15 горизонтов требуется (по формуле:  $N = \frac{n(n+1)}{2}$ , где  $N$  — общее количество схем, а  $n$  — количество горизонтов) построить 120 изопахических схем, а при 20 горизонтах — 210 схем!

Весьма важно при всякого рода построениях для наглядности изопахические схемы сопровождать (предложение Е.Н. Пермякова) штриховкой относительно приподнятых областей, т.е. участков с мощностями меньше средних их значений. Соответственно сле-

Рис. 4. Изопахический треугольник на примере Промышловского поднятия восточной части вала Карпинского (Предкавказье). Составил В.Б. Нейман, 1965 г.

I — положение подошвы  $N_2ak_6$  к современному моменту; II — положение подошвы  $K_2st$  к началу  $Nak_6$ ; III — положение подошвы  $K_2st$  к современному моменту; положение подошвы  $K_1al$ : IV — к началу  $K_2st$ , V — к началу  $N_2ak_6$ , VI — к современному моменту  
Остальные условные обозначения см. рис. 3



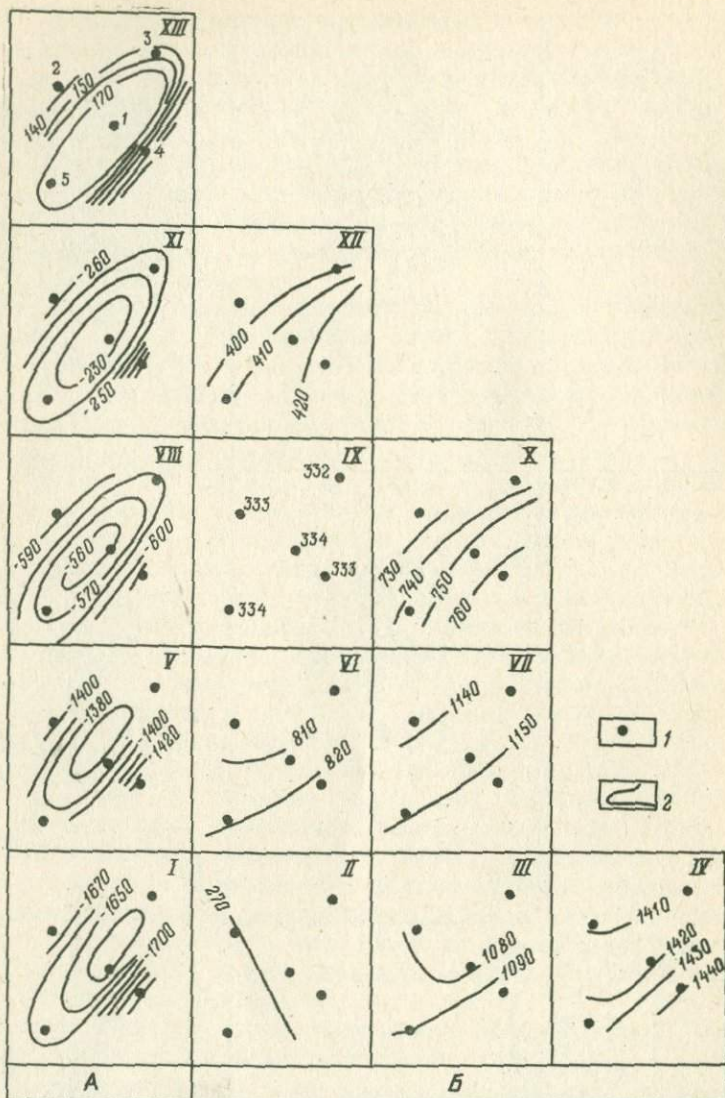


Рис. 5. Структурные и палеоструктурные карты Гусихинского поднятия. Составил К.А. Машкович

А — структурные карты: I — по кровле пласта  $D_2 - V$ ; V — по подошве карбонатного девона; VIII — по кровле тульского горизонта; XI — по кровле верейского горизонта; XIII — по кровле неокома. Б — палеоструктурные карты: II — кровля пласта  $D_2 - V$  к началу отложения карбонатного девона; III — к концу тульского, IV — верейского времени; подошва карбонатного девона к концу: VI — тульского, VII — верейского времени; кровля тульского горизонта к концу: IX — верейского, X — неокомского времени; XII — кровля верейского горизонта к концу неокомского времени. 1 — скважины; 2 — изогипсы и изопакиты

дует заштриховывать и входящие в эти ряды современные структурные схемы.

Необходимо отметить, что в ряде исследовательских организаций, вслед за К.А. Машковичем [21] распространился "усовершенствованный" вариант изобахического треугольника (рис. 5), причем без ссылки на авторов метода (Ю.А. Каравашкину и Е.Н. Пермякова). В отличие от оригинала, на "копии" уже не существует одновременности вертикальных рядов изобахических схем, так как схемы вышерасположенных рядов относительно ниже расположенных последовательно сдвинуты влево (!). Единовременные схемы приходится находить "по диагонали". Это очень усложняет восприятие построений. К тому же изображаемые на схемах современные структурные карты почему-то помещены слева от палеотектонических, хотя направленность времени (слева направо) заставляет помещать их в правой части чертежа. Поэтому несколько удивительно, что этот ухудшенный вариант применяется чаще, чем первоначальный, неискаженный вариант.

Несомненно, широкое применение описанных выше методов должно положительно сказаться на дальнейшем развитии не только вопросов теории, но и практики геологоразведочных работ.

Выше мы касались преимущественно приложения изобахических методов к изучению локальных участков. Приложение этих схем к региональным построениям целесообразно разобрать отдельно.

## §2. Региональные палеогеологические, палеотектонические и палеогеолого-тектонические построения

Региональные построения существенно отличаются от построения для отдельных небольших участков. Главное отличие состоит в том, что в первом случае мы часто имеем дело с существенно неоднородной территорией.

Эта специфика региональных построений привела к тому, что для них были разработаны так называемые *палеогеологические карты* со снятым покровом вышележащих толщ. Этот метод подробно описан, в частности, в переведенной на русский язык работе А.И. Леворсена [19]. Собственно методика их построения ничем не отличается от обычной геологической карты, разве лишь тем, что данные по палеогеологическим картам получаются в основном в результате бурения.

Выбор поверхностей, по которым такие карты следует строить, должен быть весьма определен: это поверхности основных несогласий. Для других поверхностей палеогеологические карты будут крайне невыразительны, а указанный выбор поверхностей позволяет отразить развитие, охватывающее существенную часть определенного этапа, завершающегося разрывом нижележащих толщ.

Анализ проявления региональных палеотектонических движений вызвал к жизни также и соответствующие изобахические схемы. Для наилучшей характеристики движений эти схемы, употребля-

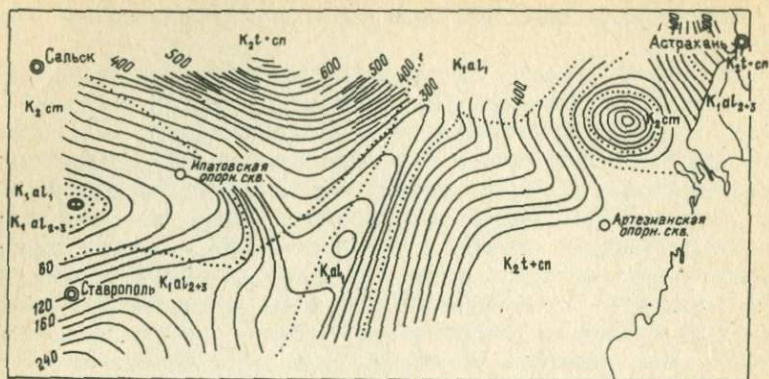


Рис. 6. Палеогеолого-тектоническая карта Центрального и Восточного Предкавказья на начало сантона. Составил В.Б. Нейман, 1956 г.

1 — изолинии мощностей от подошвы алпа до подошвы сантона; 2—6 — выходы под отложениями сантона: 2 — складчатого основания, 3 — отложений нижнеальбского подъяруса, 4 — отложений средне- и верхнеальбского подъярусов, 5 — отложений сеномана, 6 — отложений турона — коньяка; 7 — границы выходящих под сантоном стратиграфических комплексов; 8 — опорные скважины

емые для региональных целей, должны строиться с учетом региональных перерывов, к которым приурочены основные моменты перестройки плана тектонических движений. Причем, как мы ранее говорили, правомочность таких схем как палеотектонических именно для моментов несогласий несомненна, даже если к этим моментам приурочены нетектонические, например, эрозионные формы, ибо они могут быть без труда исключены из анализа (см. гл. 4).

Очевидно, целесообразно объединение палеогеологических и палеоизопахических схем в единые палеогеолого-тектонические карты (рис. 6), что и делается начиная с 1955 г. [50]. Если изолиниями охватить при этом интервал между двумя поверхностями несогласия, а геологически изобразить кровлю данного комплекса, то в целом такая схема дает ясную картину развития за данный этап: изолинии дают суммарное течение процесса, а геологическая схема — его завершающую фазу. Благодаря этому ряд последовательных палеогеологотектонических схем позволяет раскрыть на всю глубину разреза историю формирования данного региона.

Эти построения целесообразно дополнять схемами изогradientов контрастности вертикальных движений [15], изоскоростей

накопления отложений [46], изолиний унаследованности тектонических тенденций, а также использовать ряд других методов, излагаемых в данной главе.

### § 3. Палеотектонические профили (профили выравнивания)

Профили выравнивания — наиболее часто применявшиеся до недавнего времени палеотектонические построения. Так было в послевоенные годы в СССР, когда для площадных характеристик некоторых, ныне уже хорошо разбуренных территорий было еще недостаточно данных. Да и теперь палеотектонические профили иногда предшествуют другим построениям — по вовлекаемым в разведку поначалу плохо исследованным регионам.

Палеотектонический профиль — это профильное изображение мощностей какого-либо горизонта или суммы горизонтов. Построение ведется путем откладывания вниз от горизонтальной линии в соответствующем масштабе величин мощностей. Любопытно, что именно в этом методе наиболее ярко ощущается основная теоретическая подоплека всей методики в целом: принцип выравнивания верхней поверхности толщ, ибо здесь изображается та "нулевая поверхность" ("уровень компенсации"), которая в других методах палеотектоники непосредственно не присутствует.

Поэтому если изобахические схемы мы можем воспринимать и динамически — как некое суммарное изображение дифференциальных вертикальных тектонических движений за определенные отрезки времени, то в случае профилей выравнивания мы "несем ответственность" за проведение указанной горизонтальной линии. Поэтому мы должны оговорить некоторую ее условность, хотя эта условность, несомненно, относительна, ибо степень выравнивания дна бассейна в эпиконтинентальных морях была довольно совершенна, и размах рельефа вряд ли обычно превышал 10—15 м.

Большим преимуществом профилей выравнивания перед изобахическими построениями является их наглядность: палеотектонический рельеф, который в изобахических схемах нужно еще "вычитывать", здесь непосредственно изображается; правда, некоторое заблуждение может возникнуть в связи с преувеличением вертикального масштаба чертежей, что в платформенных условиях, однако, оказывается необходимым.

Укажем и существенный недостаток метода. Он заключается в том, что в связи с возможным изменением простирания структур во времени палеотектонических профилей, идущий, например, вкрест простирания для палеоструктуры одного этапа, может оказаться нехарактерным для другого.

Серия палеотектонических профилей, дающая последовательные этапы развития какой-то глубоко залегающей поверхности и одновременно всех вышележащих (рис. 7), уподобляется по своему охвату изобахическому треугольнику и достаточно хорошо служит целям нефтяной геологии.

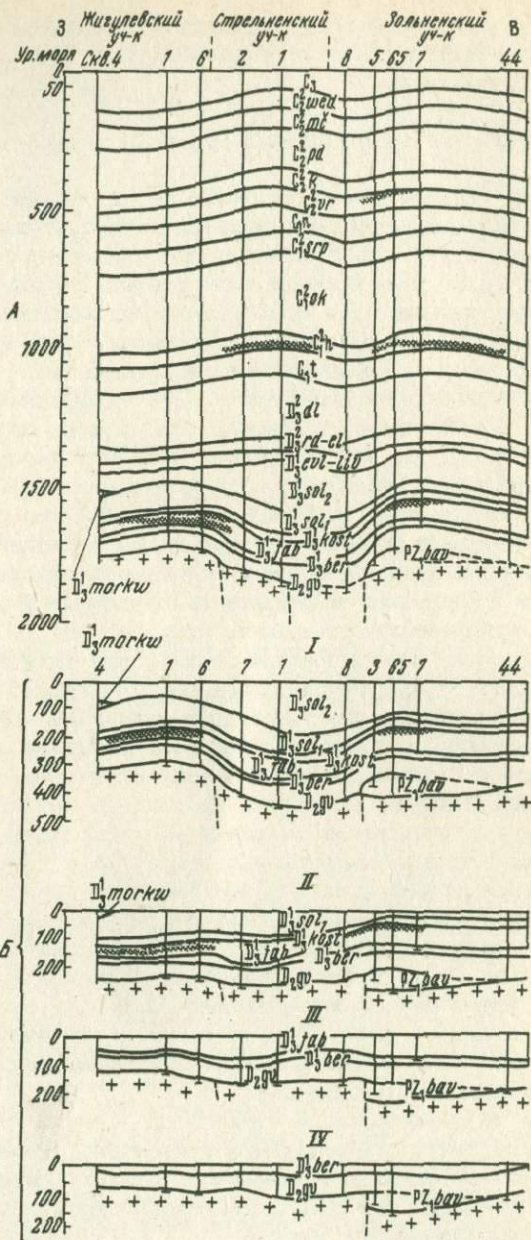


Рис. 7. Палеотектонические профили на примере Самаролукской зоны Среднего Поволжья. Составил В.Б. Нейман, 1953 г.

А — современный тектонический профиль; Б — палеотектонические профили: I — на начало *Devl - liv*; II — начало  $D_3 sol_2$ ; III — на начало  $D_2 kost$ ; IV — на начало  $D_3 jab$ . 1 — нефтяные залежи; 2 — кристаллическое основание

Е.Н. Пермяков (1953 г.) и автор (1954—1955 гг.) внесли в данный метод существенные модификации. Практика построений профилей выравнивания показывает, что сделанные последовательно в количестве 5—6 и более, они отнимают много сил и чрезвычайно громоздки. Поэтому их целесообразно свести к некоему подобию тех двух изопахических рядов (см. рис. 3), на одном из которых изображаются простые изопахические схемы, отражающие последовательное развитие дифференциальных тектонических подвижек (в плане региональном — сложный спектр колебательных движений), а на другом — сложные изопахиты, показывающие развитие определенного глубоколежащего горизонта.

Причем в силу относительности положения точек на палеотектонических профилях вовсе не обязательно требуется изображение поверхности выравнивания. Параллельная ей "нулевая линия" совершенно безболезненно может быть перенесена в подошвы каждого из исследуемых горизонтов (см. рис. 14, 15). Дета-

лизируя методику таких построений, сообщим, что для данного горизонта рассчитывается среднее значение мощностей<sup>1</sup>. Вычитая из этого среднего значения мощности горизонта в каждой точке, мы получаем ряд положительных и отрицательных значений. Проведя горизонтальную ("нулевую") линию и придав ей значение средней мощности горизонта, мы затем наносим вверх от нее точки с плюсовыми отметками, вниз — с минусовыми. Как и ряды изопахических схем, этот ряд следует заключить профилем современной структуры того горизонта, который в предыдущем по времени палеоprofile подразумевался как поверхность выравнивания. За "нулевую линию"

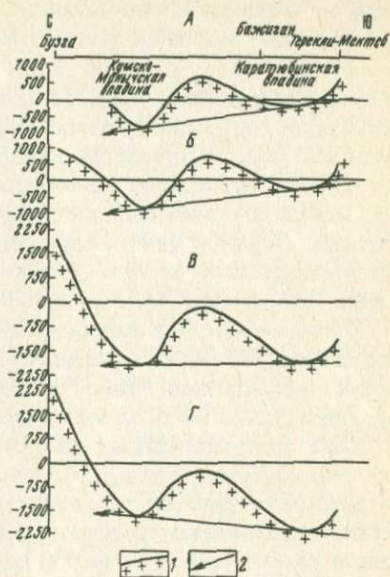


Рис. 8. Схематические палеотектонические профили (модернизированные на примере Восточного Предкавказья). Составил В.Б. Нейман, 1956 г.

Положение кровли герцинского складчатого основания: А — к началу  $K_2 t-Sn$ ; Б — к началу  $P_2$ ; В — к началу  $N_1 ap$ ; Г — к современному моменту. 1 — складчатое основание; 2 — относительное положение впадин

<sup>1</sup> Мы предложили заменить среднеарифметическое значение мощностей (применявшееся Е.Н. Пермяковым) среднеэкстремальным его значением, что не вносит принципиального различия в построения, но упрощает расчет.

надо на последней схеме, естественно, принимать среднюю абсолютную отметку подошвы данного горизонта.

Нами в 1954—1955 гг. стали употребляться в основном в региональных целях (хотя подобные построения годятся и для локальных структур) *профили формирования тектонических структур*<sup>1</sup>, по существу являющиеся профильным изображением сложных изопахит (рис. 8). В этом случае сначала последовательно суммируются мощности от подошвы анализируемого горизонта до ряда вышележащих, а затем для каждой из сумм рассчитывается среднее (среднеэкстремальное) значение, относительно которого (как от "средней линии") и строится каждый профиль.

В отношении как предыдущего, так и этого графика существуют два варианта, заключающиеся в том, что в вертикальной шкале могут помещаться либо относительные (относительно среднего значения), либо абсолютные значения мощностей.

Если для локальных палеоструктурных построений употребление сейсмических данных с некоторыми оговорками лишь возможно, то для региональных, и в первую очередь именно профильных, их использование настоятельно необходимо в силу естественного снижения требования к точности последних и возможности таким способом получить данные о горизонтах, недоступных пока бурению

#### § 4. Роль времени в палеотектонических построениях

При палеотектонических изопахических построениях обычно применяют так называемое относительное геологическое время, используя для этого последовательную стратификацию толщ. Однако в некоторых случаях, например при построении палеотектонических профилей и даже серий изопахических схем, и в первую очередь при построении палеотектонических графиков (см. ниже), относительного времени явно недостаточно и приходится прибегать к услугам "абсолютного" времени. Правда, хорошо известны неточности, разночтения в определении "абсолютных" возрастов пород [4], особенно для докембрия<sup>2</sup>.

Однако, не имея пока других, равноценных методов определения возрастов пород, кроме радиометрических, мы вынуждены широко ими пользоваться. Причем, по крайней мере для фанерозоя, указанные методы в общем, очевидно, достаточно точны. Большой частью удовлетворительные результаты, за некоторым исключением, дают они даже для докембрия, особенно для протерозоя. Но так как для целей детального (во времени) палеотектонического анализа имеющиеся определения границ стратиграфических под-

<sup>1</sup>Применялись Е.Н. Пермяковым в 1953 г., но в специальных целях.

<sup>2</sup>Возраст здесь бывает крайне завышен; так, по данным Э.К. Герлинга и др. [9], ультрабазиты Кольского полуострова имеют возраст 10—15 млрд. лет, т.е. заведомо старше самой Земли. Как завышенные примерно на 1,5 порядка можно оценить и определения "абсолютных" возрастов для Луны, этого сравнительно молодого планетного тела.

разделений недостаточны, мы предприняли попытку более дробного расчленения толщ, опираясь при этом на уже имеющиеся более редкие "реперные" данные.

Теоретической предпосылкой такой детализации "абсолютных" возрастов является то, что в условиях платформ темп тектонических движений устойчив, зримо меняясь лишь за существенные промежутки геологического времени. Поэтому, проанализировав обширные материалы по мощности пород в пределах Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления, автор счел возможным расчленить — пропорционально соотношению осредненных мощностей горизонтов — исходные "реперные" интервалы, для которых известны "абсолютные" определения их возраста.

Было бы хорошо продолжить работу по расчленению разрезов, привлекая для этого более обширные материалы. Тогда будет легко исключить незримо вмешивающуюся в расчет тектоническую специфику каждого района<sup>1</sup>. Такого рода исследования в основном еще впереди.

Необходимо указать, что независимо от автора, на год позже, сходный метод дробления интервалов абсолютных возрастов был предложен Хейтесом [48].

Ниже приведена составленная нами детальная таблица абсолютных возрастов фанерозоя (табл. 1), а также едино расчлененных автором отложений докембрия. В отношении последнего следует сказать, что, как известно, его подразделения для разных зон Земли согласованы неудовлетворительно: стратиграфические границы различаются иногда для различных зон до 300—400 млн. лет [43]. Для их идентификации мы поступили следующим образом. Хорошо известно, что К-Аг "абсолютные" возрастные определения весьма сильно тяготеют ко времени пароксизмов складчатости. Это обусловлено, очевидно, тем, что именно в эти эпохи происходит основной процесс генерации гранитной части коры за счет ее обогащения калием. Поэтому, суммировав для Земли в целом количество образцов [43], которые послужили для определения "абсолютного" возраста по К-Аг методу, мы косвенно можем определить смену эпох пароксизма эпохами относительного покоя для столь отдаленного времени (рис. 9).

Полагая, что принимаемое ранее (по необходимости) расчленение докембрия на эпохи, границами которых служили моменты пароксизмов складчатостей, нелогично (ибо при этом единые эпохи складчатости расчленялись на две части), мы предлагаем считать границами основных подразделений докембрия частотные минимумы образования калия, а именно: 3,1 млрд. лет — как границу катархея с археем; 2,2 млрд. лет — как границу архея с протерозоем; 1,2 млрд. лет — как границу между средним и верхним протерозоем.

<sup>1</sup> Однако при этом все равно нельзя исключить воздействие на мощности ритмической изменчивости тектонических процессов во времени и пространстве, что само по себе является проблемой очень большой сложности.

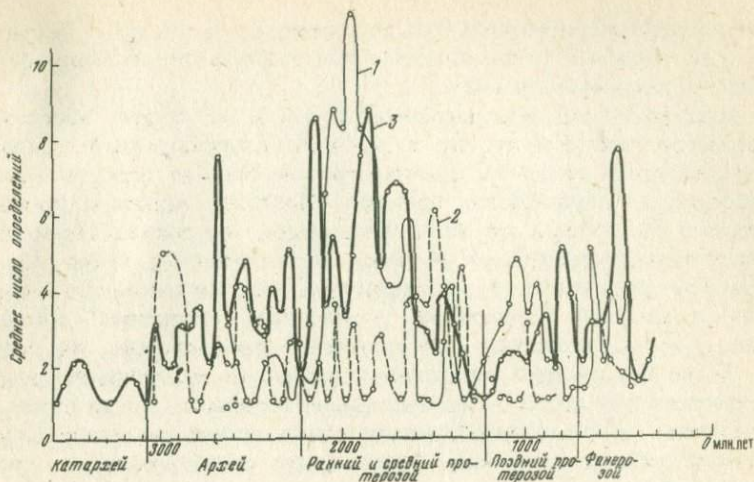


Рис. 9. График частоты встречаемости определений абсолютных возрастов в докембрии. Составил В.Б. Нейман, 1971 г.

Определения методом: 1 — свинцово-урано-ториевым; 2 — рубидий-стронциевым; 3 — калий-аргоновым

Таблица 1. Абсолютный возраст подразделений докембрия и фанерозоя

Стратиграфические подразделения	Продолжительность, млн. лет	Абсолютное время конца эпохи, млн. лет
Катархей	—	(3100)
Архей	900	(2200)
Протерозой ранний + средний	1000	(1200)
Протерозой поздний	620	580*
Кембрий ранний	35	545*
Кембрий средний	30	515*
Кембрий поздний	25	490*
Ордовик ранний	15	(475)*
Ордовик средний	25	450*
Ордовик поздний	15	435*
Силур ранний	20	(415)*
Силур поздний	15	400*
Девон ранний	24	376*
Эйфельский ярус среднего девона	10	366
Живетский "	6	360*
Нижнецигровские слои франского яруса верхнего девона	3	357

Продолжение табл. 1

Стратиграфические подразделения	Продолжительность, млн. лет	Абсолютное время конца эпохи, млн. лет
Верхнешигровские слои верхнего девона	2	355
Семилукские "	2	353
Воронежские, евлано-ливенские слои верхнего девона	2	351
Задонско-елецкие слои фаменского яруса верхнего девона	2	349
Данково-лебединские слои "	4	345*
Турнейский ярус раннего карбона	6	339
Угленосная свита и тульский горизонт раннего карбона	4	335
Окский подъярус "	7	328
Серпуховский подъярус "	5	323
Намюрский ярус	3	320*
Башкирский ярус + верейский горизонт среднего карбона	4	316
Каширский горизонт "	4	312
Гродольский горизонт "	7	305
Мячковский + ведекенделиновый (швагериновый) горизонты "	5	300*
Позднекаменноугольный отдел	20	280*
Пермь ранняя	25	255*
Пермь поздняя	20	235*
Триас ранний	15	(220)*
Триас средний	10	210*
Триас поздний	25	185*
Юра ранняя	17	(168)*
Байосский ярус средней юры	8	160
Батский "	5	(153)*
Келловейский " поздней юры	6	147
Оксфордский "	3	144
Киммерийский "	6	138
Нижний волжский "	3	135
Верхний "	3	132*
Неоком (подотдел) раннего мела	14	118
Аптский ярус "	8	110
Альбский "	10	100*
Сеноманский ярус позднего мела	5	95
Туронский "	6	89
Коньякский ярус "	5	84

Продолжение табл. 1

Стратиграфические подразделения	Продолжительность, млн. лет	Абсолютное время конца эпохи, млн. лет
Сантонский ярус позднего мела	5	79
Маастрихтский "	5	74
Датский "	3	66*
Палеоценовый отдел палеогена	8	58*
Эоценовый "	21	37*
Олигоценый "	12	25*
Раннемиоценовый подотдел неогена	4	21
Чокракский горизонт позднего миоцена	4	17
Караганский горизонт "	3	14
Сарматский ярус "	3	11
Мэотический "	2	9*
Понтический ярус плиоцена	2	7
Акчагальский "	2	5
Апшеронский "	3	2*
Четвертичная система	2	0

\* По книге Г.Д. Афанасьева и С.И. Зыкова "Геохронологическая шкала фанерозоя", М., Наука, 1975, 98 с. В скобках приведены данные, требующие дальнейшего уточнения.

## § 5. Палеотектонические графики

### 1. Графики величины и темпа накопления осадочных пород

Сложные изопакхические схемы (суммарные) и палеотектонические профили (см. рис. 8) показывают формирование определенной тектонической поверхности. Однако по ограниченному количеству схем, которые обычно в данном случае употребляются, невозможно палеотектонический процесс проследить достаточно отчетливо. В то же время это крайне необходимо как для тектоники, так и для нефтяной геологии.

Для этого применим, например, существующий еще с конца прошлого века график *величины накопления осадочных пород* (см. рис. 35, 36). Строится он предельно просто: последовательно суммируются мощности толщ и полученная таким образом величина выносится на ось в соответствии с абсолютным вре-

менем, откладываемым по оси  $X$ . Надо сказать, что такой график может строиться как по весьма большой территории (когда цифры, конечно, должны рассчитываться по принципу среднеарифметических или даже средневзвешенных), так и для территорий локальных, вплоть до данных по одной скважине.

Конечно, последний случай — крайний, к тому же вызываемый необходимостью: допустим, что на данной территории имеется лишь одна глубокая скважина. Но это вовсе не уменьшает значимости такого построения даже для одной скважины. Как раз наоборот, ибо, как показывает практика, локальные изменения мощностей сравнительно невелики, варьируя около определенных средних значений, поэтому отдельно стоящая скважина и может служить для некоторых региональных построений.

Современной точкой на таком графике является, естественно, глубина залегания (но не абс. отметка!) исследуемого горизонта от дневной поверхности.

Так как данный график строится на основе абсолютного времени, то чем круче опускается соответствующая кривая, тем, следовательно, скорее накапливаются толщи. Однако этот *темп прогибания* можно выразить и в специальном графике (А.Б. Ронов, 1949 г., В.Е. Хаин, 1954 г.), разделив мощность каждой толщи (в м) на время ее отложения (в млн. лет). Эти цифры весьма важны, так как показывают темп прогибания непосредственно в количественной мере.

Далее будет показано (см. гл. 3, 4), что эти графики представляют весьма большую ценность, особенно в сочетании с другими, новыми методами палеотектонического анализа.

Наконец, необходимо отметить, что данный график завершает серию методов, в которых анализируются (за малым исключением) абсолютные величины мощностей толщ, что важно подчеркнуть для дальнейшего.

## 2. Графики формирования структур

Данные графики служат для наглядного и весьма подробного во времени изображения выбранного нами горизонта<sup>1</sup> — либо на локальных структурах, либо на флексуобразных уступах. Описываемый метод в силу этого отчасти перекликается с предыдущим. Отличие состоит в том, что в исследуемом случае суммируются не полные мощности, а разности мощностей, благодаря чему график характеризует относительное положение участка по отношению к соседнему.

Построение сводится к следующему. Выбрав территорию, в современном структурном плане (по интересующему нас горизон-

<sup>1</sup> Обычно это горизонт либо, перспективный в отношении поисков определенных полезных ископаемых, либо приуроченный к поверхности несогласия.

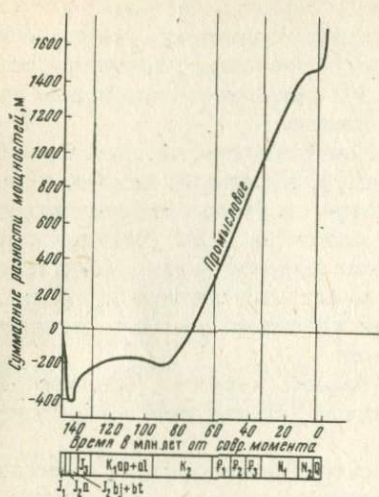


Рис. 10. График формирования тектонических толщ на примере положения подошвы осадочного чехла в районе Артезианской опорной скважины Восточного Предкавказья. Составил В.Б. Нейман, 1955 г.

ту) пониженную, мы рассчитываем (с соответствующим знаком) величину разности мощности в депрессионной части относительно части приподнятой. Полученные разности мы последовательно суммируем, вынося эти суммы на соответствующий график (рис. 10, табл. 2).

Современная точка на графике (что следует особо подчеркнуть во избежание путаницы) получается путем вычитания абс. отметки подошвы исследуемого горизонта в повышенной зоне из ее величины в пониженной.

Следует отметить, что график на рис. 10, в силу своей большой наглядности находит широкое применение в геологической практике.

Таблица 2. Расчет для построения графика формирования Промысловского поднятия (вал Карпинского)

Индексы	Мощность, м		Разность мощностей, м	Сумма разностей мощностей, м
	Артезианская опорная скв.	Промысловское поднятие		
$J_1 - Y_2 a_1$	250	557	- 307	- 307
$J_2 a_2$	182	291	- 109	- 416
$J_2 bj$	274	176	+ 98	- 318
$K_1 ap$	268	106	+ 162	- 156
$K_1 al$	178	220	- 42	- 198
$K_2 t - sn$	1795	132	+ 1663	+ 1465
$N_2 ak_s - ap_a$	258	154	+ 4	+ 1569
Современный момент (абс. отм., м)	- 3586	- 1916		+ 1670

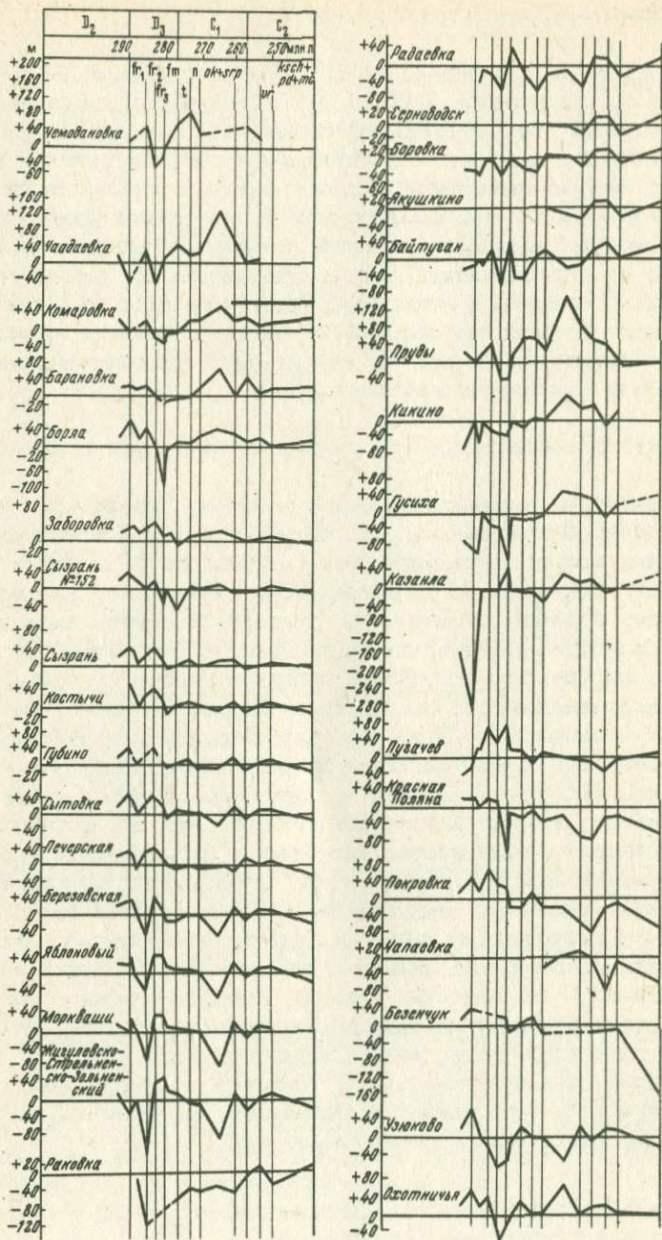


Рис. 11. График изменения относительного положения локальных участков во времени на примере Среднего Поволжья. Составил Е.Н. Пермяков, 1952 г.

### 3. Графики колебательного процесса

Метод этот, предложенный Е.Н. Пермяковым в 1952—1953 гг., состоит в следующем (рис. 11). Определяется средняя (среднеэкстремальная или среднеарифметическая, последнюю употреблял автор метода) мощность каждого горизонта по региону в целом. От этой цифры отнимается среднее значение мощности на каждом участке в отдельности. Если участок был в данное время приподнят (имел малую мощность), цифра получается положительная, если опущен — отрицательная, что и отмечается на соответствующем графике. Современная точка (Е.Н. Пермяков этого не делал) должна получаться из разности средней абсолютной отметки кровли исследуемого горизонта на данной структуре и среднего значения отметок кровли горизонта в регионе в целом.

### 4. Графики обобщенных характеристик формирования структур

Стремление охарактеризовать какое-то природное состояние одной цифрой естественно, но обычно трудно выполнимо. Возникает даже вопрос: возможно ли на раннем этапе изучения территории дать, например, такую обобщенную характеристику локального поднятия, которая выразила бы достаточно определенно какую-то черту его развития. Практика показывает, что это возможно.

Еще задолго до того как территория полностью в целях ее эксплуатации разведана, она обычно разбуривается не менее чем 4—5 глубокими скважинами. Если их недостаточно для оконтуривания месторождения (а иногда даже для его выявления), то для получения четкого представления о характере формирования локального участка такого количества скважин вполне достаточно, ибо с их помощью можно исследовать степень изменчивости мощностей: изменчивость платформенных толщ чрезвычайно постепенна и закономерна. Поэтому, несмотря на элемент случайности в расположении 4—5 скважин, они, отражая характер изменчивости мощностей, тем самым позволяют выявить экстремальные (максимальное и минимальное) их значения. Правда, заведомо можно сказать, что это не истинные значения, однако практика показывает, что их отличия от истинных не существенны, обычно не более 10—15%.

*График разности мощностей.* Получив экстремальные значения мощностей, мы прослеживаем изменение их разности во времени (рис. 12). Аналитически это выглядит так:

$$K_1 = h_{\max} - h_{\min} \quad , \quad (1)$$

где  $h_{\max}$  и  $h_{\min}$  — соответствующие максимальная и минимальная мощности толщ.

Современная точка на графике определяется путем нахождения максимальной разности абсолютных отметок кровли последнего из исследуемых горизонтов.

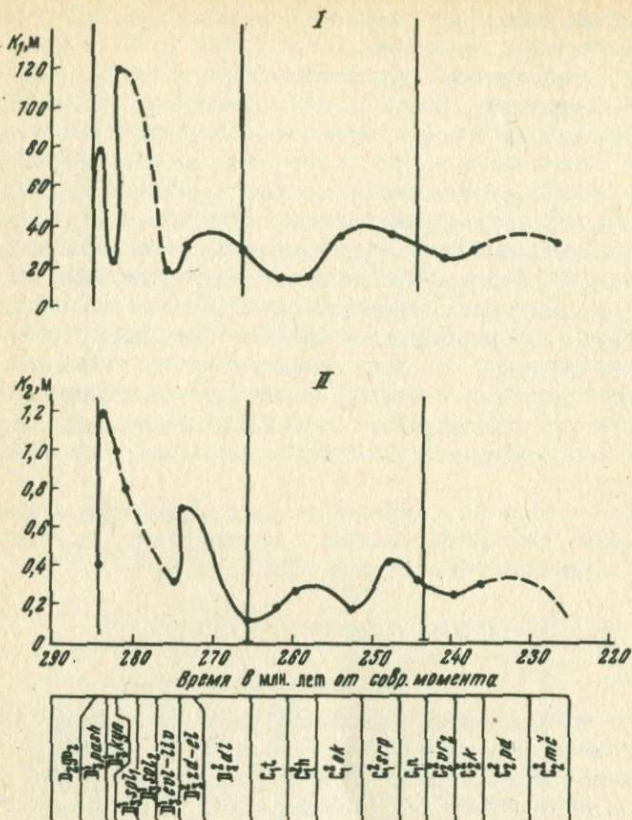


Рис. 12. Графики обобщенных палеотектонических характеристик по Жигулевско-Стрельненско-Зольненскому участку Самарской Луки. Составил В.Б. Нейман, 1955 г.

*I* — экстремальные разности мощностей; *II* — удельная (во времени) разность экстремальных мощностей

График разности мощностей характеризует размах дифференциальных тектонических подвижек, а так как в каждой из разностей незримо присутствует время, потребовавшееся тектоническим силам для того, чтобы вывести основные толщи из первоначально горизонтального положения, то эти разности выражают в физическом плане меру работы тектонических сил.

Следует указать, что помимо своей, так сказать, прямой тектонической роли, этот график может служить, как выше указывалось (гл. 2, § 1), и в целях рационализации выбора интервалов изопачических построений между двумя минимумами дифференциальных подвижек, в этом случае наиболее подходящих, ибо такие интервалы отвечают ряду самостоятельных импульсов, соответству-

ющих единым фазам тектонического развития, фазам перестройки плана тектонических движений.

*График относительных (удельных во времени) экстремальных разностей мощностей.* Несмотря на существенную значимость описанного выше графика, его применение в ряде случаев нецелесообразно. В самом деле, имеет ли смысл та же разность, но характеризующая толщи, отличающиеся между собой, предположим, по своим мощностям на целый порядок? Конечно, смысл здесь относительный. Если мощность толщи велика, то относительно малая ее изменчивость (хотя и существенная, предположим, по своему абсолютному значению) может выглядеть либо как характеризующая весьма слабые дифференциальные подвижки, либо вообще как нетектоническая. В силу вышесказанного описанный выше метод следует принять в случае, когда различия мощностей исследуемых толщ не многократны, либо когда на первый план выдвигается именно вопрос об амплитуде подвижек, вне зависимости от мощности толщ.

В случае же если нас интересует не просто размах, а интенсивность тектонических движений, следует экстремальную разность делить на среднееэкстремальную мощность слоя:

$$K_2 = 2 \frac{h_{\max} - h_{\min}}{h_{\max} + h_{\min}} \quad (2)$$

Правда, у некоторых исследователей существует тенденция в этом случае прямо делить палеоамплитуду на время [6]. Однако это возможно лишь для достаточно значительных отрезков времени. Для малых же промежутков времени такой расчет может оказаться неправомерным. Памятуя, что мощность есть некая мера времени, мы в знаменателе формулы (2) как раз эту мощность (для простоты расчета — среднееэкстремальную) и ставим (при этом двойка оказывается в числителе).

Интересно выявить граничные условия этого графика. Они выявляются в случае, если, с одной стороны, мощности горизонта неизменны ( $h_{\max} - h_{\min} = 0$ ). Тогда, естественно, как следствие отсутствия дифференциальных тектонических движений, интенсивность процесса ( $K_2$ ) равна нулю. Другой экстремальный случай — когда минимальная мощность толщи ( $h_{\min}$ ) равна нулю. Тогда  $K_2 = 2$ . Все остальные значения оказываются промежуточными между 0 и 2. Следовательно, граничные условия выглядят так:  $0 \leq K_2 \leq 2$ .

В связи с тем, что мы вычисляем не средневзвешенную и даже не среднеарифметическую, а лишь среднееэкстремальную мощность, у читателя может возникнуть вопрос, правомочно ли это. На это можно ответить следующее. Скважины обычно расположены неравномерно. Поэтому расчет среднеарифметического значения мощности будет носить в себе особенности этого расположения, приближаясь по своим значениям к данным по тем участкам, в которых скважины

располагаются кучнее всего. Что же касается средневозвышенного значения, то его расчет очень громоздок, требует хорошей разбуренности территории, что уменьшает прогнозную ценность палеотектонического анализа для нефтяной геологии. Если территория уже разбурена и выявлены месторождения, какова тогда, спрашивается, цель такого прогнозирования?

Впрочем, некоторое значение детальных расчетов все же несомненно, особенно в плане теоретическом, что заставляет нас обратиться к посвященной этому вопросу публикации В.П. Бухарцева [6]. Им был предложен следующий статистический подход к вопросу о степени соответствия структурных поверхностей (с определенными поправками может быть использовано и в целях палеотектонических). Для данной территории рекомендуется рассчитать среднеарифметическое значение абсолютных отметок по каждому горизонту и для каждой из скважин в отдельности. Результаты исследуются по формуле степени соответствия поверхностей:

$$r_s = \frac{\Sigma (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\Sigma (x - \bar{x})^2 \Sigma (y - \bar{y})^2}} \quad (3)$$

где  $\bar{x}$  и  $\bar{y}$  — среднеарифметические значения абсолютных отметок подошвы ( $\bar{x}$ ) и кровли ( $\bar{y}$ ) горизонта, а  $x$  и  $y$  — соответственно их значения в каждой из скважин.

Отдавая должное тому что здесь введен строгий математический расчет (для геологии это всегда полезно), мы не можем удовлетвориться предложенным коэффициентом хотя бы по одному тому, что в нем не учтена неравномерность расположения скважин. Поэтому его точность может быть даже меньше, чем при учете лишь экстремальных мощностей.

Кроме того нас в палеотектонике должна интересовать не степень соответствия горизонтов (т.е. степень отсутствия дифференциальных движений в период отложения горизонта!), а степень их несоответствия — величина обратная указанной.

С учетом этих двух замечаний формула, предложенная В.П. Бухарцевым, может быть преобразована следующим образом:

$$r'_s = \frac{\sqrt{\Sigma s^2 (x - \bar{x})^2 \cdot \Sigma s^2 (y - \bar{y})^2}}{\Sigma s (x - \bar{x})(y - \bar{y})} \quad (4)$$

где  $s$  — площади, "отчужденные" для каждой из скважин территории.

Естественно, что перед тем как производить такой громоздкий расчет<sup>1</sup>, следует оценить его целесообразность. Во всяком случае, вряд ли он полезен в прогнозных целях, коль скоро существуют изложенные выше экспрессные методы. Применим он в основном

<sup>1</sup> Который может быть ускорен при помощи ЭВМ.

лишь при серьезных теоретических изысканиях. Однако и в этом случае невысокая точность самого палеотектонического метода делает его мало приемлемым.

Ниже будет показано, что степень соответствия структурных поверхностей может быть установлена гораздо более простым и не менее надежным способом.

Наконец, следует отметить разработку В.Н. Шолпо [46]. Следуя работам В.П. Бухарцева [6], он их математически и методически совершенствует, во-первых, прямо обращаясь к палеотектоническим критериям, во-вторых, исследуя вопрос о пространственной специфике мощностей. Им предложена следующая формула:

$$D = \frac{n}{n-1} \sum_{i=1}^{i=n} (v_i - \bar{v}) \frac{\Delta S_i}{S}, \quad (5)$$

где  $D$  — дисперсия скорости палеотектонических движений;  $\bar{v}$  — средняя скорость вертикальных движений;  $v_i$  — скорость вертикальных движений в каждом из "бассейнов";  $S$  — общая площадь территории исследования;  $\Delta S_i$  — площадь каждого из бассейнов, в %.

Несомненно, эта последняя разработка заслуживает внимания палеотектонистов. Однако и тот, и другой метод для прогнозирования неприменимы в силу того, что прогнозы должны делаться в начале процесса разбуривания территории, т.е. тогда, когда данных, подобных тем, которые предлагают оба автора [6, 46], еще нет. Последняя разработка более пригодна для геосинклинальных условий с их сложным расчленением на "бассейны", чем для сравнительно простых условий платформ.

##### 5. Коэффициент унаследованности тектонического развития

Несмотря на то что проблема унаследованности тектонического развития затрагивалась в литературе неоднократно, особенно в работах Н.С. Шатского, количественная ее оценка не предлагалась до самого последнего времени. Однако в 1958 г. [25] был предложен метод несложного, требующего небольшого количества данных определения коэффициента, характеризующего степень устойчивости развития тектонических зон.

Если какая-то территория все время либо поднимается, либо опускается относительно соседней, такое развитие естественно считать предельно устойчивым, принимая его за 100%. Напротив, если обе зоны движутся относительно друг друга разнонаправленно и в результате, предположим, оказываются в начальном относительно друг друга положении, то такое развитие надо считать предельно неустойчивым, приравненным к нулю. Все же промежуточные по устойчивости движения, при которых одна зона в итоге перемещается вверх или вниз относительно другой, не создавая, однако, предельно большой амплитуды, должны оцениваться по значениям как промежуточные между 0 и 100%.

Анализируя с этих позиций развитие флексуры или локального поднятия, мы в соответствии с описанным выше графиком формирования структур (§ 5.2) сначала исследуем разность мощностей в двух точках по каждому горизонту в отдельности. Так как каждая из этих разностей, характеризуя относительное вертикальное тектоническое перемещение, вносит свою лепту в общую амплитуду движений подошвы горизонта, то, суммировав все эти разности (без учета знака), мы тем самым определяем общую сумму относительных вертикальных подвижек в данном месте:

$$\sum_{i=1}^{i=n} (h_{i\max} - h_{i\min}) \quad (6)$$

Фактическая же палеоамплитуда исследуемого горизонта вычисляется путем вычитания из общей мощности горизонтов в одной точке общей их мощности в другой точке:  $H_{\max} - H_{\min}$ . А так как в общем случае все максимальные мощности горизонтов не сосредоточиваются в одной точке, как и минимальные в другой, разность  $H_{\max} - H_{\min}$  оказывается обычно меньше суммы разностей мощностей каждого из горизонтов.

Разделив общую разность мощностей (палеоамплитуду поднятия) на сумму разностей мощностей в двух точках, мы получаем меру устойчивости палеотектонических движений:

$$K_{\text{уст.}} = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{\sum_{i=1}^{i=n} (h_{i\max} - h_{i\min})} \cdot 100\% \quad (7)$$

По данной формуле степень унаследованности можно рассчитывать не только для всего разреза в целом, но и для каких-то его крупных подразделений.

В случае если возникает необходимость получить при расчете и современный момент, прибавляется разность абсолютных отметок двух исследуемых точек: кровли верхней из исследуемых палеотектонических толщ — в знаменателе формулы, подошвы нижней из исследуемых толщ — в числителе формулы.

Систематическое проведение расчетов устойчивости тектонического развития позволяет строить выражаемые в изолиниях региональные схемы степени устойчивости развития. С использованием этого метода из обихода геологов исчезнут такие субъективные понятия, как "неустойчивое развитие", "довольно устойчивое развитие", "вполне (и "не вполне") устойчивое развитие" и т.д. Появится возможность объективного сравнения тектонических тенденций для отдаленных территорий. Предварительно можно, очевидно, считать, что в предложенном нами коэффициенте следует придерживаться примерно 20—25 %-ной градации степени устойчивости тектонического развития, т.е. разбивать зоны на 4—5 категорий.

Теория, как и методика, не могут считаться совершенно полноценными до тех пор, пока не находят применения в практике. Эта общеизвестная истина не в последнюю очередь относится и к предмету наших исследований.

В самом деле, учение о фациях находит преломление в поиске осадочных полезных ископаемых; анализ динамики волнового процесса позволяет планировать заградительные сооружения портов и побережий и т.д.

Как же обстоит дело с применением палеотектонического анализа? Нижеприведенные данные покажут, как велики (часто еще нереализованные) его возможности в решении тектонических, стратиграфических, нефтепоисковых и прочих задач.

### ГЛАВА 3. ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР

В период, когда платформенные зоны не были еще достаточно хорошо изучены, т.е. в конце XIX — начале XX вв., вопрос о тектонике платформ, как известно, вообще практически не стоял: в противоположность горным районам, они считались почти лишенными всяких местных нарушений (подобные воззрения встречаются и ныне). Началом иной постановки вопроса можно считать исследования А.П. Карпинского [12], который впервые, проанализировав региональные вертикальные тектонические движения на Восточно-Европейской платформе, показал, что платформенный чехол подчиняется определенным колебательным ритмам.

Дальнейшее исследование региональных структур позволило конкретизировать и углубить его представления. Однако систематическое изложение этого весьма интересного вопроса не стоит перед нами.

#### § 1. Некоторые вопросы формирования региональных платформенных структур

Вопрос об особенностях платформенного развития, о его отличии от геосинклинального решается до сих пор различно. Очевидно, отличие платформенного режима от геосинклинального больше качественное, чем количественное. Оно заключается в первую очередь в обычном отсутствии в платформенных условиях прямых связей структур осадочного чехла с энергетической деятельностью недр. Таким образом, в противоположность геосинклиналям, плат-

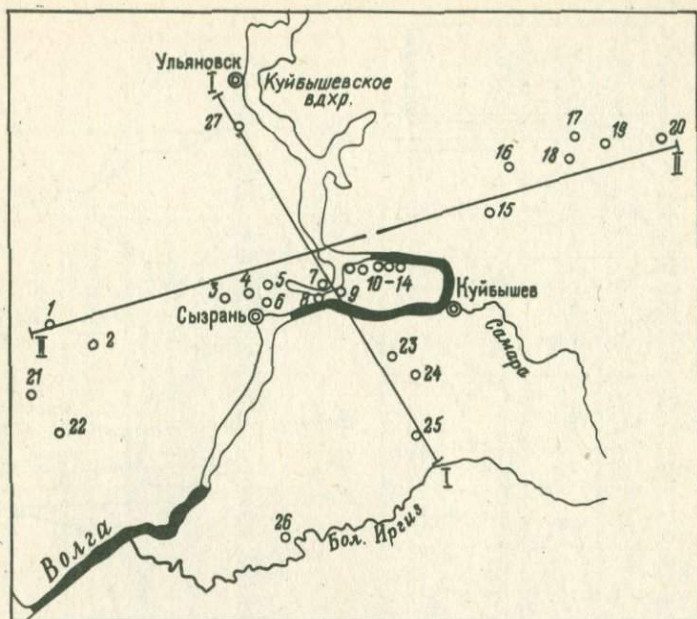


Рис. 13. План расположения палеотектонических профилей в районе Среднего Поволжья

Участки: 1 — Комаровский, 2 — Барановский, 3 — Заборовский, 4 — Сызранский, 5 — Губинский, 6 — Костычевский, 7 — Сытовский, 8 — Печорский, 9 — Березовский, 10 — Яблоновый, 11 — Морквашинский, 12 — Жигулевский, 13 — Стрельненский, 14 — Зольненский, 15 — Раковский, 16 — Радаевский, 17 — Боровский, 18 — Серноводский, 19 — Якушкинский, 20 — Байгутанский, 21 — Гусихинский, 22 — Казанлинский, 23 — Безенчукский, 24 — Покровский, 25 — Краснополянский, 26 — Пугачевский, 27 — Ульяновский

форменные структуры слагаются в основном лишь под воздействием приповерхностного, механического фактора. Это позволяет вопросы формирования платформенных структур решать гораздо проще, чем структур геосинклинальных.

Однако общее понимание специфики платформ еще не привело к существенным положительным сдвигам в анализе специфики платформенного развития.

Это, в частности, объясняется тем, что палеотектонический анализ имел до последнего времени очень узкую теоретическую базу и весьма скромный арсенал методов, что мешало углубляться во всестороннее исследование конкретных условий формирования конкретных территорий.

Ниже на примере районов Среднего Поволжья будет показано, как можно, используя арсенал палеотектоники, в некоторой степени преодолеть эти недостатки.

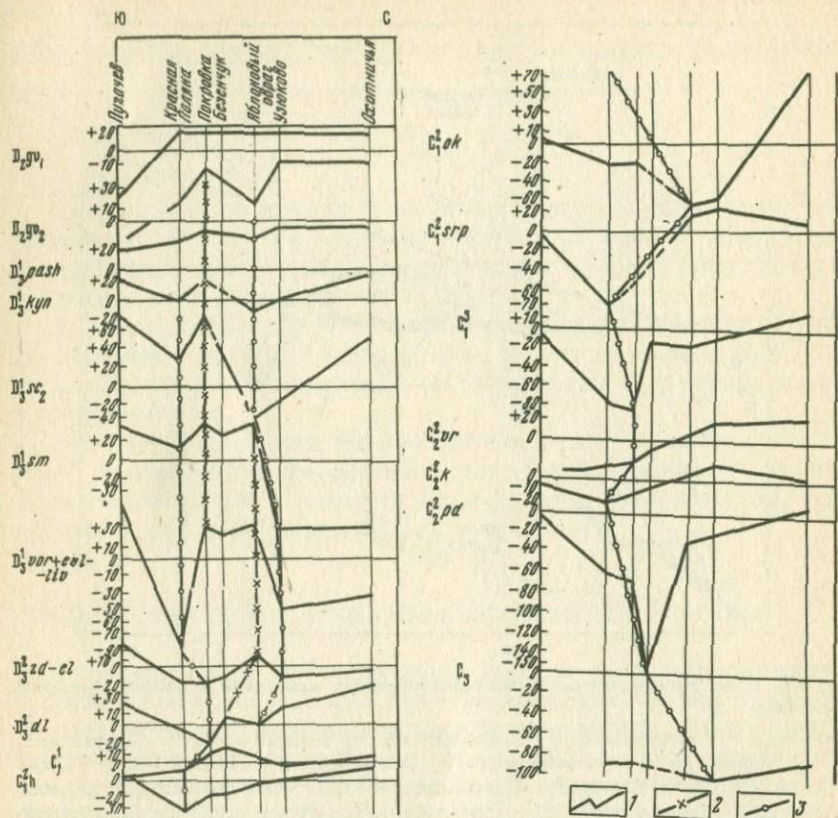


Рис. 14. Субмеридиональные палеотектонические профили для районов Среднего Поволжья. Составил Е.Н. Пермяков, 1952 г.

1 — взаимоположение участков; 2 — идентичные гребни волн; 3 — идентичные седловины между волнами

Е.Н. Пермяковым совместно с автором в 1952—1953 гг. были на основании анализа богатых материалов бурения построены для указанной территории два профиля колебательного тектонического процесса<sup>1</sup> (рис. 14, 15). При этом построения произведены таким образом, что расстояния расположенных друг под другом профилей пропорциональны интервалам "абсолютного" времени. Именно последнее помогло проследить описанный ниже волновой процесс.

<sup>1</sup> Построение на палеотектонических профилях произведено с использованием среднеарифметических значений мощностей.

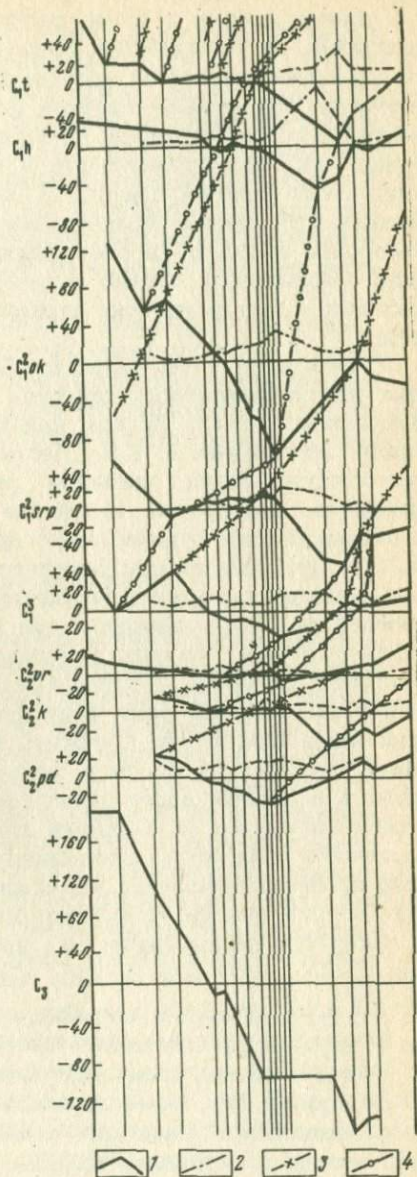
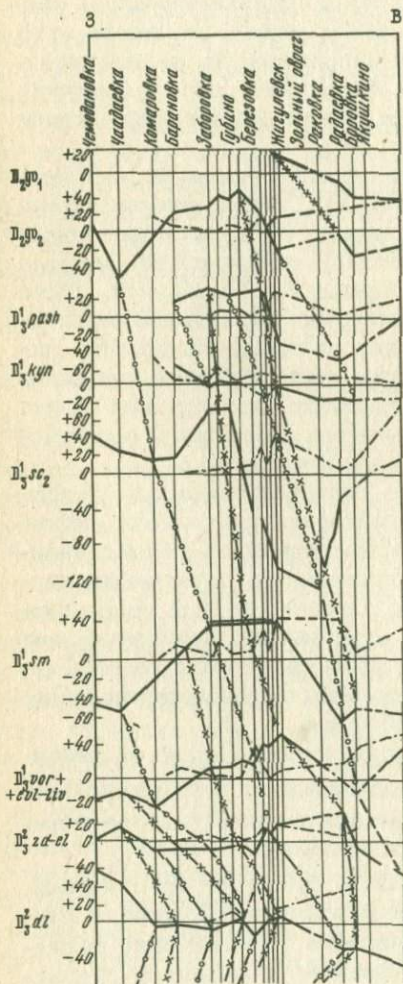


Рис. 15. Субширотные палеотектонические профили для районов Среднего Поволжья. Составил Е.Н. Пермяков (1952 г.) с дополнением графика экстремальных разностей мощностей для локальных структур (В.Б. Нейман, 1953 г.) 1 — взаимоположение участков; 2 — экстремальные разности мощностей; 3 — идентичные гребни волн; 4 — идентичные седловины между волнами

Анализ начнем с более простых для понимания региональных профилей, секущих Жигулевскую зону субмеридионально (рис. 13). На них прослеживается как бы независимое поведение отдельных участков. Так, район Красной Поляны, сначала относительно приподнятой (средний девон), затем вовлекается в значительное прогибание (особенно существенное в период отложения евланово-ливенских слоев верхнего девона). С некоторым пространственным смещением этот прогиб прослеживается затем вплоть до подольского горизонта среднего карбона. Параллельно с ним, но не так устойчиво, развивается прогиб в районе Яблонового оврага Жигулей, который в начале карбона сливается в единое целое с предыдущим и т.д.

Совершенно иная, гораздо более сложная картина, наблюдается для субширотного профиля (рис. 15), также пересекающего Жигулевскую зону. Правда, нельзя сказать, чтобы все пунктирные линии (проведенные Е.Н. Пермьяковым), соединяющие сходные палеотектонические элементы разновременных профилей, были проведены безупречно. И все же достаточно определенно выявляется радикальное отличие этого профиля от предыдущего. Оно состоит в том, что на нем прослеживается горизонтальное смещение как приподнятых, так и опущенных участков. Так, в девоне можно проследить общее смещение зон на восток. Напротив, в каменноугольное время — на запад (последнее выражено четче).

Такое различие в характеристике палеотектонических профилей, пересекающих одну и ту же территорию, может быть объяснено лишь тем, что на широтном профиле отразился какой-то волновой процесс; на профиле же меридиональном, проходящем случайно в основном вдоль фронта волн, явление бегущей волны уже отразиться не могло. Поэтому лишь широтный профиль позволяет определить параметры проходившего здесь волнового тектонического процесса. Оказалось, что волна эта имеет в данном случае длину ( $\lambda$ ) 300 (для девона) — 250 (для карбона) км.

Скорость перемещения ( $v$ ) волн для девона и карбона равнялась около  $10^{-12}$  км за млн. лет. Отсюда период ( $\frac{\lambda}{v}$ ) составляет 25—30 млн. лет. Хотя эти цифры и предварительны, но, несомненно, важны для познания платформенных процессов<sup>1</sup>.

Следует еще раз подчеркнуть ценность субширотного профиля, так как здесь как бы снят региональный волновой процесс, и поэтому выявляется некоторая гамма местных вертикальных движений, которые, очевидно, связаны с какой-то спецификой глубин-

<sup>1</sup> Указанные цифры довольно близки к величинам, приводимым И.А. Одесским ([34], с. 112), определяемым им для субширотных зон земной коры. Однако мы выявляем не только восточное, но и западное перемещение волнового процесса.

ной тектонической структуры данного участка и в какой-то степени с общепланетарными ритмическими процессами.

В заключение обратим внимание читателя на то, что на рис. 15 дополнительными знаками (точка — пунктир) изображены экстремальные разности мощностей на ряде локальных поднятий. Это были первые исследования автора по данному вопросу. И уже тогда, в 1953 г., автор впервые установил, что локальные поднятия высотой до 30—40 м возникают в случае регионального прогибания данной зоны — в условиях Жигулевской зоны на величину не менее чем 100—150 м.

Этот неожиданный в то время вывод о формировании локальных структур в условиях не подъема (как считалось ранее и считается многими ныне), а прогибания толщ противоречил общепринятой позиции о том, что локальные поднятия появляются в случае подъема, а не опускания подлежащих толщ. Однако он был сделан в соответствии с фактами.

## § 2. О генезисе локальных платформенных поднятий

Если одни геологи вплоть до недавнего времени стойко придерживались позиции о значительной роли нетектонических факторов в происхождении многих платформенных, особенно так называемых "бескорневых" локальных структур, то другие, напротив, по мере разбуривания и все большей геофизической изученности Восточно-Европейской платформы пытались объяснять происхождение чуть ли ни каждого локального структурного осложнения в осадочной толще подвижками "блоков фундамента", тем самым буквально восприняв позицию А.П. Карпинского [12], касавшуюся, однако, в основном региональных структур. Эта вторая позиция приводила к тому, что некоторые авторы даже придавали изображениям локальных структур нарочито угловатые формы, несмотря на то что их плавные в плане очертания очевидны.

Особенно же странно выглядит стремление видеть в каждом локальном поднятии результат непосредственного воздействия блоков фундамента для территорий с мощным накоплением осадочных толщ, где фундамент глубоко погружен, таких как Днепровско-Донецкая, Прикаспийская, Западно-Сибирская, Мексиканская и другие впадины, в которых всегда имеется несколько независимых друг от друга структурных этажей. Кстати, представление о трансплатформенных давлениях, идущих со стороны геосинклиналей, сейчас может быть подвергнуто сомнению, в связи с тем что, как давно известно (В.В. Бронгулеев, 1951 г.), уже на расстоянии первых десятков километров от "давящей массы" происходят сколы пород и рассеяние напряжений. Поэтому для объяснения

генезиса локальных тектонических структур остается лишь "механизм сферичности", который нами и излагается.

Ю.А. Косыгин и В.А. Магницкий [13] в 1948 г. обратили внимание на то, что при анализе формирования структур Земли нельзя не учитывать того факта, что это формирование происходит в условиях тела сферического, а не плоского. В данном случае это принципиально важно. Правда, подошли они, на наш взгляд, к проблеме несколько упрощенно (на первом этапе это было оправданно), предположив, что вследствие прогибания синеклизы, которая на сферической поверхности оказывается первоначально выпуклой, она должна испытывать горизонтальное сжатие, вплоть до опускания ее до уровня "хорды", мысленно соединяющей ее края и растяжение после опускания ниже этой хорды.

Однако так как "хорда" не есть какой-то стальной стержень, "намертво скрепляющий" борта синеклизы, а всего лишь воображаемая линия, да и "переход через хорду" несколько идеализированный, воображаемый процесс, то, столкнувшись со сложными геологическими фактами, указанные авторы не смогли их привести к единому знаменателю своей схемы и в дальнейшем ее оставили.

Общезвестно, что за исключением зон щитов, платформы на протяжении по крайней мере почти всего фанерозоя характеризовались накоплением осадочных толщ. В общих чертах это накопление и связанные с ним напряжения коррелируются с характеристиками крупных тектонических элементов, выраженных и в фундаменте древних и молодых платформ, а внутри их — структур 1-го и 2-го порядков. Именно в силу этого правомочна увязка крупных структур с элементами структуры фундамента, что впервые показал А.П. Карпинский [12].

В то же время зоны локальных поднятий, как видно из данных по многим хорошо изученным регионам, не приурочиваются к каким-то конкретным блокам фундамента, а лишь к зонам общей интенсификации нарушений платформенного основания. Да и последнее наблюдается далеко не всегда, а лишь в районах неглубокого его залегания, когда и фундамент, и вышележащие толщ захватываются едиными движениями.

Прогибание, сопровождающееся накоплением толщ, идущих в условиях сферической Земли, приводит к возникновению сжимающих условий в самой осадочной толще. Ибо в любых двух смежных участках в этих условиях векторы силы тяжести, строго говоря, не параллельны друг другу, а сходятся к определенному участку в центре Земли. Следовательно, при опускании толщ они на двух смежных участках должны взаимно сжиматься, образуя в определенных условиях положительные локальные поднятия, как реакцию на общее опускание и прогрессивное сжатие толщ.

Но, может быть, всего этого, вопреки стройной теории, в действительности не происходит? Однако вышеизложенная идея подтверждается и качественной, и количественной оценками формирования локальных структур (см. ниже), а также тем, что условия

преимущественного сжатия фиксируются в первую очередь именно на локальных структурах [47].

Перед тем как обратиться к анализу ныне уже довольно многочисленных данных, подтверждающих эту позицию, мы попытаемся исследовать ее теоретически.

Ю.А. Косыгин и В.А. Магницкий [13] рассчитывали избыток поверхности ( $\Delta S_M$ )<sup>1</sup>, возникающий при сжатии синеклизы, по такой формуле:

$$\Delta L_M = 4\pi r_1 \Delta r \sin^2 \frac{\psi}{2}, \quad (8)$$

где  $r_1$  — радиус Земли;  $\Delta r$  — величина ("стрелка") прогиба;  $\psi$  — половина центрального угла, "стягивающего" синеклизу.

Отсюда можно рассчитывать примерно величину сжатия. Она оказывается следующей:

$$\Delta L = 4 \sin \frac{\psi}{2} \sqrt{r \Delta r}. \quad (9)$$

При нашем расчете сжатие определяется по величине сближения участков ( $\Delta L_N$ ) вследствие их вертикального опускания.

Наша формула выглядит следующим образом:

$$\Delta L_N = \frac{2\psi \Delta r}{r}, \quad (10)$$

где  $\psi$  — половина поперечника прогибающейся зоны;  $\Delta r$  — величина прогибания;  $r$  — радиус Земли.

Произведем расчет по обеим формулам, взяв для примера ту же зону, что и указанные авторы [13], — Днепровско-Донецкую впадину. Принимая величину прогибания в 1 км, а  $\psi = 1/2^\circ$ , по первой формуле получаем:  $L_M = 0,03$  км, а по второй:  $L_N = 0,02$  км. Иными словами, хотя механизм формирования мы понимаем существенно по-разному, результаты тех и других расчетов (что, видимо, обязано сравнительно малым угловым размерам территории Днепровско-Донецкой впадины) оказались в данном случае близкими.

Каково же действительное сжатие в пределах локальных поднятий Днепровско-Донецкой впадины? Предварительно будем считать, что если локальные поднятия в результате сжатия растут, то их амплитуда ( $\Delta h$ ) будет определяться величиной сокращения их горизонтального "проложения" ( $\Delta l$ ). Зависимость эта должна быть следующей:

$$\Delta h = \frac{\Delta l}{2 \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2}}, \quad (11)$$

где  $\alpha$  — угол наклона крыльев локальной структуры.

<sup>1</sup> Буква М обозначает фамилию автора формулы — В.А. Магницкого.

На поперечном профиле Днепровско-Донецкой впадины обычно размещается две-три (в некоторых случаях до 5) параллельных ее бортам цепочек локальных поднятий. Амплитуда этих поднятий меняется от 40 до 600 м, составляя в среднем 200 м, углы наклона — от 20 до 50°, в среднем 5° [32].

По формуле (11) мы получаем среднее сжатие для каждой структуры Днепровско-Донецкой впадины:  $\Delta l = 0,02$  км, а для нескольких структур, расположенных поперек впадины, 0,04 — 0,10 км.

Учитывая заведомое различие структур, неодновременность их формирования и релаксационное запаздывание<sup>1</sup> проявления в них общих напряжений сжатия, мы не можем не удивляться удовлетворительной сходимости результатов расчетов величины сжатия, оказавшихся в сумме по поперечнику Днепровско-Донецкой впадины лишь на полпорядка выше, чем предполагалось теоретически: 0,04 — 0,10 км против 0,02 — 0,03 км, рассчитанных теоретически.

Возникает вопрос, каковы действительные, а не расчетные параметры связи величины прогибания и амплитуды возникающих при этом локальных поднятий в условиях различных платформ?

Наиболее детально этот вопрос исследован нами для Днепровско-Донецкой впадины (хотя здесь, как и в ряде других районов, изучение носило несколько выборочный характер, что обуславливалось профилем тематических исследований).

Начнем с анализа графиков по Ефремовскому локальному поднятию Днепровско-Донецкой впадины (рис. 16). Из графика величины и темпа прогибания территории видно, что для данного поднятия были характерны 3 этапа интенсивного прогибания: пермский (в основном нижнепермский), среднеюрский и меловой, когда накопилось, соответственно, 1,2; 0,4 и 0,4 км осадочных пород с темпом 70, 20 и 40 м/млн. лет. В эти эпохи усиливались и дифференциальные тектонические подвижки (см. рис. 16, II), достигавшие амплитуд в 250, 150 и 200 м, т.е. дифференциальные движения здесь явно выглядят как функция прогибания, оказавшись, однако, в 2—4 раза меньше последнего. Как функция этого прогибания выступает и формирование Ефремовской локальной структуры (рис. 16, III): основная его амплитуда (более 400 м) сложилась в период 1-го, наиболее значительного (пермского) этапа прогибания данной территории. Между прочим, более подвижный Ефремовский соляной купол испытывал формирование и позже — в моменты прогибания территории в меловой и (малозаметный на графике) четвертичный периоды.

В обобщенном виде этот и другие палеотектонические графики по Днепровско-Донецкой впадине даны на рис. 17. На нем интенсивность процессов выражена соответствующим утолщением горизонтальных линий. На каждом участке последовательно сверху

<sup>1</sup> Проявление которого весьма осложняется еще мало изученными физико-химическими явлениями в породах (П.В. Перцов, 1974 г.).

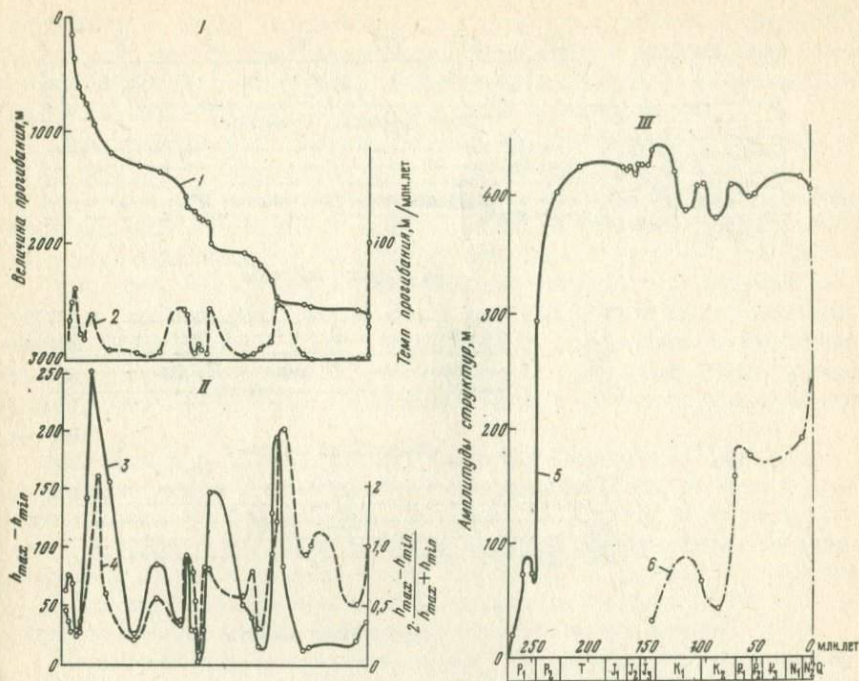


Рис. 16. Графики палеотектонических движений на Ефремовском поднятии Днепровско-Донецкой впадины. Составил В.Б. Нейман, 1967 г.

I — графики величины (1) и темпа (2) прогибания по подошве  $P_1$ ; II — графики экстремальных (3) и относительных экстремальных (4) значений мощностей; III — графики формирования Ефремовского поднятия по подошве  $P_1$  (5) и Ефремовского соляного купола по подошве  $J_3 km$  (6)

вниз изображены величина и темп прогибания, амплитуда и интенсивность дифференциальных подвижек, амплитуда локальных структур. На графиках наверху расположены более восточные, внизу — более западные районы Днепровско-Донецкой впадины.

На рис. 17 видно совершенно ясно, что в пределах Днепровско-Донецкой впадины проявлялся лишь один фундаментальный тектонический импульс: в карбоне — ранней перми. Причем на западе территории он выражен существенно раньше (в  $C_1 - C_2$ ), чем на востоке (в  $C_3 - P_1$ ), что может говорить об импульсе, идущем с запада на восток.

Формирование локальных структур хорошо коррелируется как с этим, главным, импульсом прогибания, так и с двумя последующими, менее мощными. С другой стороны, почти в каждом случае прослеживается существенное запаздывание момента формирования локальных поднятий относительно времени соответствующего проги-

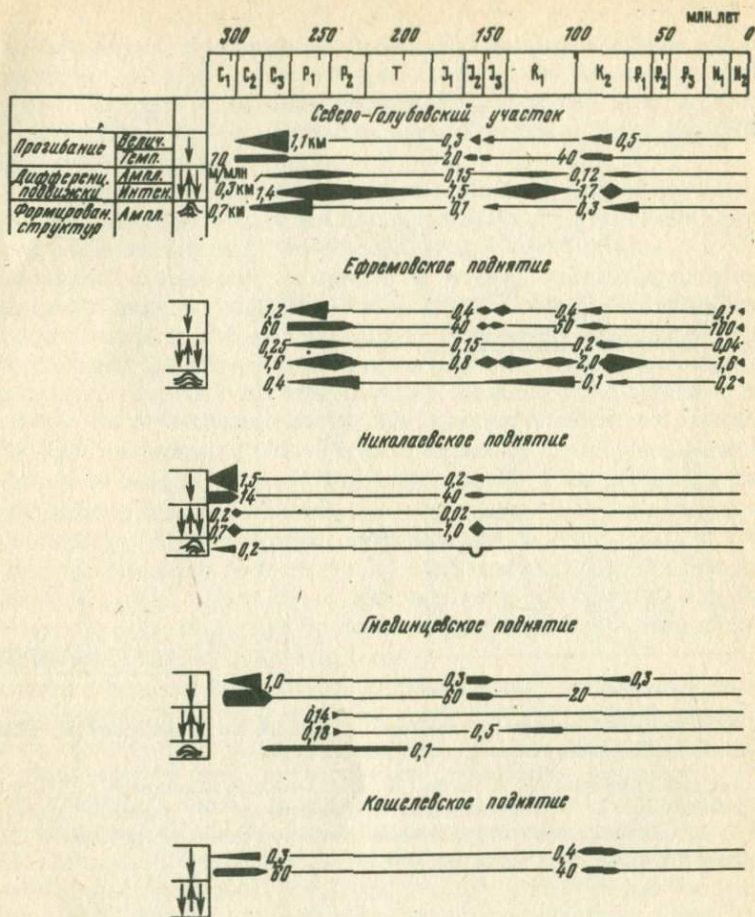


Рис. 17. Схема палеотектонических движений для Днепровско-Донецкой впадины. Составил В.Б. Нейман, 1968 г.

Толщина горизонтальных линий указывает на величину палеотектонических параметров. Знак под линией (Николаевское поднятие) характеризует расформирование структуры

бания — на величину примерно 10 — 20 млн. лет, что естественно, если считать перераспределение напряжений на глубине процессом далеко не мгновенным в условиях Земли.

Конечно, величина этого запаздывания должна быть различна, а для некоторых зон — несущественна, в зависимости от структурной специфики зон.

Наконец, обращает на себя внимание весьма важное обстоятельство, которое мы проследим на четко выраженном каменноуголь-

но-пермском этапе. Фактическая амплитуда прогибания в Днепровско-Донецкой впадине (как и в большинстве других мест) по своей величине оказывается существенно больше, чем амплитуда возникающих структур (что и должно быть теоретически).

Однако если для востока Днепровско-Донецкой впадины амплитуда палеоструктур составляет от величины прогибания  $1:1,4 \div 1:3,0$  часть, то на западе она составляет лишь  $1:7,5 \div 1:10$ . Иными словами, мы оказываемся перед фактом более интенсивного роста локальных поднятий на востоке впадины. В чем же здесь дело?

Известно, что Днепровско-Донецкая впадина — типичный авлакоген, то есть раздвиг<sup>1</sup>. Процесс же раздвигания этой зоны, как можно предполагать, идет неравномерно, проявляясь интенсивнее в более западной ее части<sup>2</sup>, что несколько уменьшает здесь сжатие, возникающее вследствие прогибания толщ в условиях сферической Земли.

Обратимся к другим районам Восточно-Европейской платформы. В районе Среднего Поволжья амплитуды поднятий в 3 — 4 раза меньше величины прогибания (см. рис. 15). Однако и то, и другое здесь гораздо "скромнее", чем в Днепровско-Донецкой впадине: величины прогибаний всего лишь 100 — 150 м (против 1 — 1,5 км в Днепровско-Донецкой впадине), амплитуды структур 30 — 40 м (против в среднем 200 м в Днепровско-Донецкой впадине).

На территории Башкирской АССР (рис. 18) по наиболее изученному Шкаповскому поднятию мы констатируем, что дифференциальные подвижки на локальной структуре строго коррелируются с моментами прогибания, т.е., в противоположность районам Днепровско-Донецкой впадины, здесь (как, впрочем, и в Среднем Поволжье) прогибание и формирование структур — явления почти одновременные.

Величина прогибания в моменты, когда его темп для указанного района максимален, варьирует в среднем девоне (бобриковско-тульское время) и на раннепермском этапе в пределах от 200 м (на первом этапе) до 400 м (на втором и третьем этапах), в соответствии с чем амплитуда палеотектонических подвижек возрастает от 75 — 80 м (на первом и втором этапах) до 200 м (на третьем этапе), что составляет  $1:2 \div 1:5$  от величины прогибания<sup>3</sup>, т.е. в среднем существенно выше, чем в Днепровско-Донецкой впадине.

Почему же сравнительно невелики амплитуды локальных поднятий в Башкирии? Это связано с тем, что невысока устойчивость формирования башкирских структур ( $K_{уст} = 10 - 20\%$ ) и мала сама амплитуда прогибания.

<sup>1</sup>Что, как и в других подобных случаях, является следствием преобладания процесса расширения Земли [27].

<sup>2</sup>Мы исключаем здесь зону Донбасса.

<sup>3</sup>Для Сеитовского поднятия [32], располагающегося в пределах Бирской седловины, эта величина даже несколько выше.

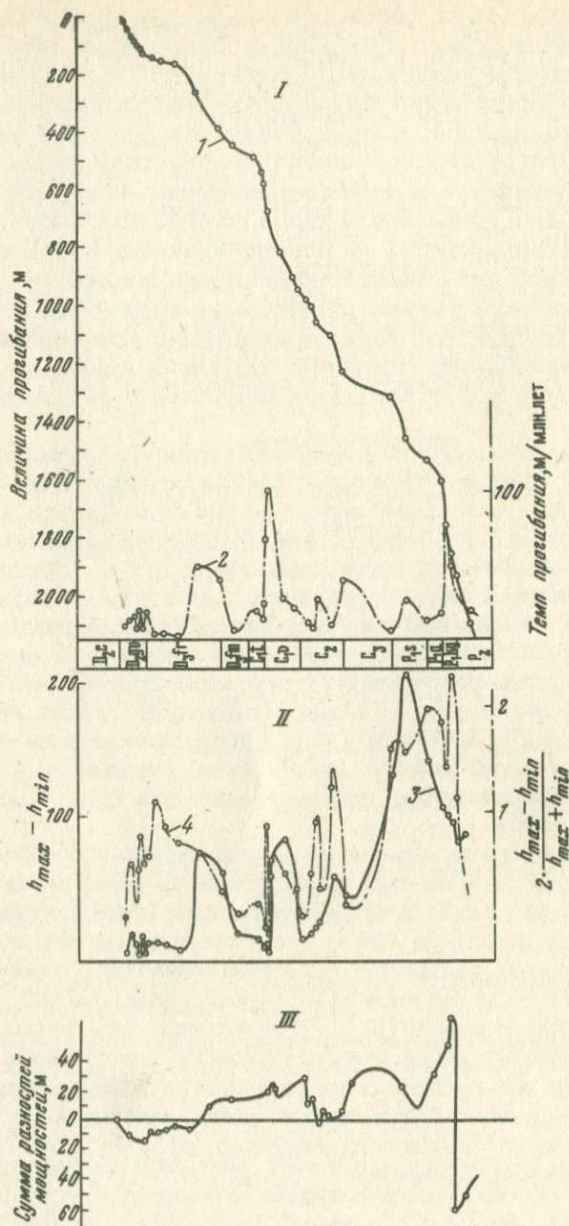


Рис. 18. Графики палеотектонических движений на Шкаповском поднятии Башкирской АССР. Составил В.Б. Нейман, 1972 г.

I — графики величины (1) и темпа (2) прогибания по подошве  $D_2 b_j$ ; II — графики экстремальных (3) и относительных экстремальных (4) значений мощностей; III — график формирования по подошве  $D_2 b_j$

Наконец, для более полной характеристики условий формирования платформенных структур обратимся к зоне молодой Скифской платформы, являющейся южным обрамлением Восточно-Европейской платформы. В условиях весьма полного разреза мезозоя — кайнозоя Восточного Предкавказья указанная связь формирования локальных поднятий с прогибанием четко прослеживается. Так, детальное изучение Озек-Суатского поднятия (стратиграфическое расчленение разреза которого нами весьма сильно пересмотрено в гл. 4) показывает, что его формирование шло в основном на позднем этапе, начиная с чокрака. И так же, как на других исследованных территориях, — это следствие значительного прогибания на величину 600 — 700 м. Этому времени соответствуют на поднятии более чем 300-метровые дифференциальные тектонические подвижки.

В силу того что зоны локальных структур — это зоны относительно приподнятые, они должны были бы, по крайней мере в верхних своих толщах, испытывать усилия растяжения. Однако прямые измерения Е.С. Штенгелова [47] на ряде нефтегазоносных площадей (в Крыму, Прикарпатье, Днепровско-Донецкой впадине, Предкавказье) показали, что здесь господствуют условия преимущественного сжатия, а не растяжения.

Установив единство генезиса различных локальных платформенных структур как следствие реакции толщ на прогибания соответствующих зон, мы, естественно, задаемся далее вопросом: применим ли данный механизм к тем структурам, которые возникают в условиях соляного и глиняного диапиризма?

Для большинства соляных бассейнов мира устанавливается обычная их распространенность в более молодых зонах, чем докембрийские, а следовательно, и более подвижных. Для европейской части СССР "молодость" таких зон, как Днепровско-Донецкая и Прикаспийская впадины, прямо еще не доказана. Она кажется вполне очевидной в связи с наложенностью данных зон на древнюю основу. Именно их наложенностью, активностью и можно объяснить накопление здесь мощных и сравнительно молодых отложений.

В силу этого совершенно естественно, что находящиеся на глубине соли, первоначально ведущие себя как нормальные осадочные породы, затем, по мере прогибания зон, под мощным воздействием постепенно накапливающихся напряжений сжатия по системам трещин в конце концов прорываются (под действием механизма сферичности) вверх, проявляясь в соляном диапиризме. Эта связь образования соляных штоков с прогибанием констатируется, например, в работе Г. Рихтера-Бернбурга и В. Скотта (1961 г.) и др.

Следует, однако, отметить, что процесс сжатия (как и в условиях нормальных осадочных толщ) это не какое-то локальное явление (предположим, для каждого соляного купола в отдельности), он характеризует крупные по размерам зоны: когда основание соляных масс опускается, то сжатие приводит к возникновению мощных восходящих тенденций, проявляющихся, однако, дискретно, на определенных расстояниях друг от друга.

Проследим динамику формирования надсолевых толщ на примере Сагисского и Байчунасского куполов Южной Эмбы (рис. 19), ибо толщи, залегающие непосредственно выше соляных, безусловно, отражают и солевую динамику.

Крылья Сагисского и Байчунасского куполов характеризуются в течение триаса — конца мела систематическим тектоническим прогибанием, благодаря чему здесь накапливаются нормальные осадочные толщи. Из графика рис. 19 видно, что процесс прогибания шел неравномерно, с импульсами в средней юре, неокоме, альбе и в конце мела. И именно к этим моментам, как и в условиях несолянокупольной тектоники, приурочены дифференциальные подвижки на указанных локальных структурах. Причем эти подвижки при величине прогибания порядка всего 100 — 200 м оказываются относительно большими — от 50 до 100 м, что вполне естественно в условиях мобильных соляных масс Прикаспия.

Любопытно отметить, что если для Днепровско-Донецкой впадины, как мы говорили, выявляется запаздывание структуроформирующих движений относительно эпохи интенсивного прогибания (на 20 — 40 млн. лет), то для Южно-Эмбенского района (как и для Среднего Поволжья и Башкирии) существенного временного сдвига не заметно (хотя дифференциальные подвижки все же приурочиваются к концу соответствующего этапа интенсивного прогибания). Эти различия объяснить еще не просто, они, несомненно, связаны с резким различием подлежащих толщ, передающих импульс, например с пластичностью соли в Прикаспийской впадине. Вспомним, что на незначительное поздне меловое — палеогеновое опускание в пределах Ефремовского поднятия Днепровско-Донецкой впадины реагировал лишь его боковой солянокупольный участок, в то время как другая часть поднятия, состоящая из нормальных осадочных пород, никакого импульса не испытывала.

Наконец, кратко остановимся на тектонических особенностях глиняного диапиризма.

Если мы обратимся к хорошо изученному глиняному диапиризму Азербайджана, то увидим, что он развит именно в тех зонах, где накоплены мощнейшие осадочные толщи: на участках, примыкающих к Апшеронскому полуострову. Здесь, по данным ГСЗ, фундамент погружен на 8 — 10 км. Так же предельно глубоко погружена и зона глиняного диапиризма Тамани, Терско-Сунженской зоны Предкавказья, Туркмении и т.д. Констатируемые для Терско-Сунженской зоны [11] условия интенсивного всеобщего сжатия, безусловно, характерны и для всех остальных зон. Мощное сжатие, возникающее в условиях накопления многокилометровых толщ, и есть очевидная основа формирования глиняного диапиризма, подобного в этом плане соляному (где, кстати, мощности отложений также велики).

Таким образом, по существу, формирование всех типов локальных платформенных поднятий имеет единую генетическую природу. Однако если в умеренных условиях типичных платформенных зон

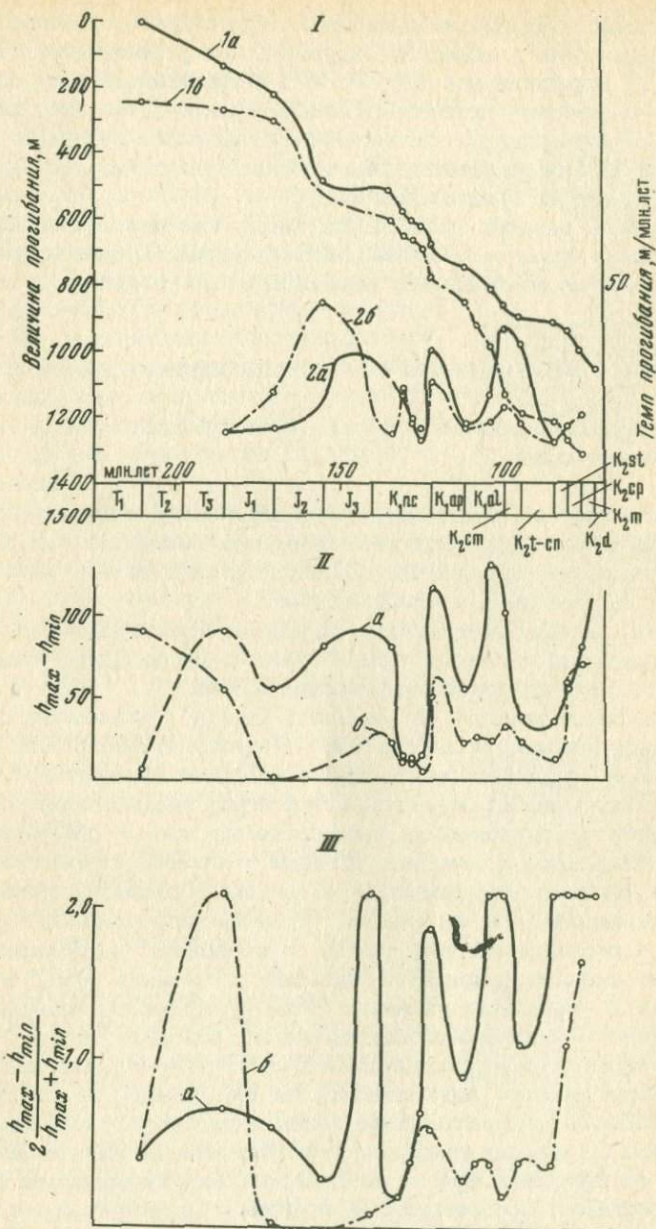


Рис. 19. Графики палеотектонических движений для Сагисского (а) и Байчунасского (б) соляных куполов Южной Эмбы. Составил В.Б. Нейман, 1972 г.

I — графики величины (1а, 1б) и темпа (2а, 2б) прогибания по подошве  $T_1^3$ ;  
 II — графики экстремальных разностей мощности;  
 III — графики относительных экстремальных разностей мощностей

это обычно брахиантиклинальные структуры с малыми углами наклонов (доли и единицы градусов), то в условиях молодых платформ (в определенных случаях и в геосинклинальных зонах) эти структуры формируются при значительном воздействии диапиризма, имеют обычно крутые углы наклонов (иногда в десятки градусов), разбиты на блоки. Причем многие толщи на своде часто почти совсем или целиком выклиниваются.

Конечно, следует сказать, что генезис геосинклинальных структур значительно сложнее генезиса платформенных. И поэтому мы можем говорить лишь об отдельных элементах этого сходства.

#### ГЛАВА 4. СПЕЦИАЛЬНЫЕ СЛУЧАИ ПРИЛОЖЕНИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИКИ

##### § 1. Палеотектонические критерии стратиграфического расчленения толщ

Как известно, основой стратиграфического расчленения толщ, по крайней мере для фанерозоя и верхов протерозоя, служат палеонтологические определения. Правда, и они иногда используются далеко не в той мере, в какой следует.

Чисто палеонтологический подход к стратиграфии, как это ни парадоксально, остается весьма узким, не дающим возможности полностью решать стратиграфические задачи.

Для более полного их решения наряду с изучением фауны совершенно необходим анализ закономерностей формирования толщ. Ибо лишь он может нас поднять над тем эмпиризмом, который обычно характерен для решения стратиграфических задач.

Первая закономерность формирования толщ — общепланетарная. Она заключается в том, что ритмика — весьма широко распространенное явление. Выражающие ее в платформенных условиях две палеотектонические формации — монотонно-глинистые толщи и пакки переслаивания (см. гл. 1) — позволяют проследивать сходные по возрасту разрезы на большие расстояния (часто во многие сотни км), помогают избежать "стратиграфических ножниц", которые являются следствием неидентичности разбивок толщ.

Разбирая этот вопрос детальнее, следует, во-первых, подчеркнуть, что толщи обычно расчленяются на ряд самостоятельных, весьма выдержанных по простиранию слоев и прослоев, разделенных между собой по резким границам теми или иными обычно незначительными (в первые метры и десятки метров) перерывами. При этом слои выпадают (размываются) именно в кровле толщ, в то время как их основания оказываются обычно повсюду идентичными, что, кстати, ставит под сомнение широкое развитие трансгрессивных и регрессивных серий. Причем эти выдержанные прослои не формируются как какие-то специфические фации, а являются частями выделенных в гл. 1 тектонических формаций. Поэтому и в отношении

их следует иметь в виду малую вероятность, исключительность перехода толщ переслаивания (содержащих в различных пропорциях известняки-ракушечники, мергели, глины, пески и пр.) в толщи чисто глинистые.

Во-вторых, следует напомнить, что в платформенных условиях происходит медленное изменение мощности толщи, отражая, прежде всего плавные тектонические движения. Поэтому пресловутые "ножницы", когда одна пачка как бы дополняется смежной, (см. рис. 23), есть обычно следствие ошибочного толкования стратиграфического расчленения толщ, без достаточного фаунистического обоснования этих границ, без знания закономерностей образования платформенных отложений.

В-третьих, если на платформе все же проявляются в определенные, довольно узкие моменты тенденции перестройки плана тектонических движений (эпохи крупных несогласий), они проходят ряд этапов: например, идет постепенное затухание прогибания одного участка и более интенсивное прогибание другого участка (рис. 20), что кстати, очень хорошо прослеживается на примере Среднего Поволжья (см. рис. 14, 15) несмотря на идентичность имеющих там разрезов.

Как поступать здесь практически? Для этого сначала следует выявить те скважины и те интервалы, в которых фаунистические определения по-настоящему надежны. Затем, пользуясь каротажными сопоставлениями и сейсмическими профилями, надо эти данные и границы протянуть на другие участки территории. При этом необходимо учитывать все вышесказанное о закономерностях сложения толщ, об условиях уменьшения или увеличения их мощностей, о закономерностях выпадения пачек. Кстати, в этой связи можно отметить, что на сейсмических профилях наиболее четко выражаются именно поверхности несогласий (вдоль которых и идет выпадение пачек), прослеживание которых для данных целей очень важно. В конечном итоге следует стремиться как можно теснее привязать выделенные пачки к принятым международным стратиграфическим подразделениям. Более того, такие целенаправленные исследования

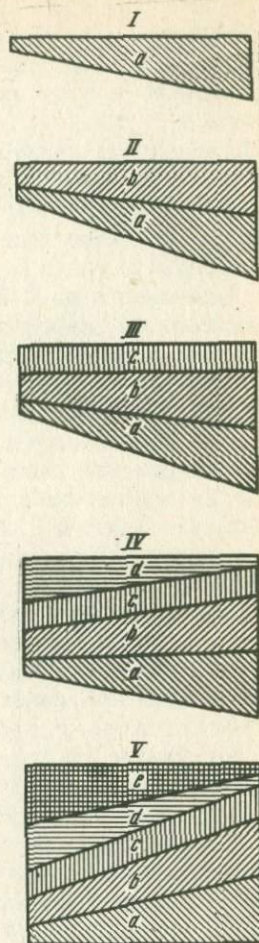


Рис. 20. Схематическое изображение последовательного изменения тектонических тенденций в платформенных условиях I-V — этапы прогибания

могут весьма ускорить создание полноценной планетарной стратиграфической шкалы, которая и ныне страдает крупными недоработками именно в силу широко развитого "стратиграфического местничества".

Исследования такого рода проводились в первую очередь для районов Предкавказья [24, 28]. В литературе давно дебатруется вопрос об объеме так называемой майкопской серии (которую справедливо давно уже подразделить на олигоценовую и нижнемиоценовую части) и о майкоп-чокракской границе (Н.С. Шатский, Б.П. Жижченко и др.). Не входя в подробности этой затянувшейся на десятилетия дискуссии, укажем лишь, что сложность (если не привлекать указанный выше арсенал методов) заключается в том, что облик майкопских и чокракских глин весьма сходен. Поэтому в случае неполного разреза этих двух стратиграфических толщ, например на всей территории Западного и Центрального Предкавказья, чокракские глины (наша пачка  $N_1 ts_c$ ) непосредственно ложатся на майкопский (глинистый) олигоцен ( $N'_1$ ), и разделить их непросто (рис. 21). А это приводит к путанице и в других случаях, в случаях полного разреза.

Опорной скважиной для наших исследований послужила Георгиевская, расположенная на восточном склоне Ставропольского свода Центрального Предкавказья. Здесь развит полный разрез чокрака, причем на всем протяжении в скважине он охарактеризован чокракской фауной: *Syndesmya ex gr. seithica* Sok., *Loripes cf. dujardini* Horn. и *Spirialis tshokrakensis* Zhizh. (интервал 1290—1650 м). Затем эта граница однозначно протянута по всему Предкавказью (рис. 21—23).

Эти данные подкрепляются определениями чокракского интервала в опорной скв. Артезиан, расположенной по восточному краю Предкавказья на побережье Каспия. Вот эта чокракская микрофауна отнесена по недоразумению ранее к низам майкопа: *Miliolina akneriana* (Orb.), *Nonion punctatyrus* (Orb.), *N. granosus* Orb. var. *parvus* Bogd., *Bolivina tarchanensis* Sub. et Schutz. и др. (интервал 710—1172 м, определения А.К. Богдановича и П.И. Иващенко, г. Грозный, 1950—1953 гг.). Благодаря этому подожить чокрака на востоке территории, безусловно, необходимо опустить на величину порядка 300—400 м — случай в стратиграфии исключительный<sup>1</sup>. Аналогично этому опускается в Восточном Предкавказье и граница между олигоценовой и нижнемиоценовой частями майкопа: толща переслаивания песчаников, алевролитов и глин, отнесенная Б.П. Жижченко к нижнему майкопу (устное сообщение), оказалась по макрофауне нижнемиоценовой; в ней встречены ти-

<sup>1</sup> Однако нами обнаружена куда большая неточность для районов Степного Крыма: имеющаяся здесь так называемая керлеутская свита мощностью 1,5 км, относимая к майкопу, видимо, целиком соответствует чокраку, что видно по находкам фауны *Miliolina caucasica* Bogd., *M. akneriana* rb., *M. selene* (Vars.), *Sigmoilina tshokrakensis* Gerk. и др. (Глазовская скв. 1-Р близ Керчи, глубина 870—1000 м).

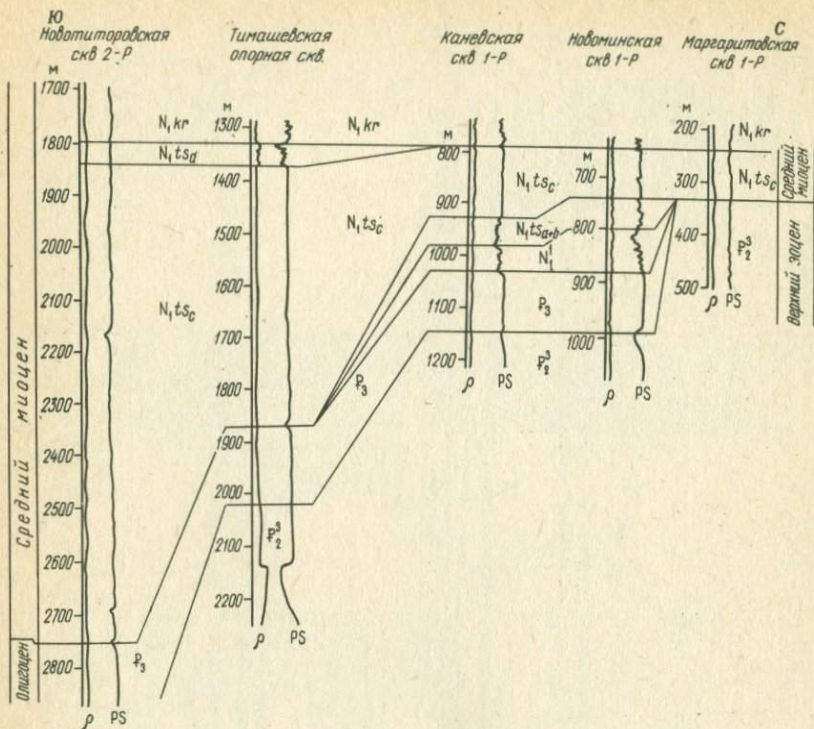


Рис. 21. Сопоставление электрокаротажных диаграмм по олигоцену, нижнему и среднему миоцену Западного Предкавказья по меридиональному профилю [28]

пичные миоценовые виды: *Natica cf. millipunctata* Lam., *Corbula gibba* Ol. (опорная скв. Артезиан, глубина 1572 — 1628 м, определения Л.А. Кольхановой).

Благодаря этому удалось выяснить то важное обстоятельство, что граница олигоцена и миоцена — это граница между монотонной глинистой толщей ( $P_3$ ) и пачками переслаивания ( $N_1'$ ), характерными также для нижней части чоккрака ( $N_1 ts_{a+b}$ ).

Данный анализ позволил неидентичные границы толщ (рис. 24, I, III) превратить в идентичные (рис. 24, II, IV). Кстати, такого рода неидентичности ведут к ряду неправомочных выводов: благодаря им флексура рисуется там, где она фактически отсутствует, неправильно изображается распространение формаций и пр. Количество примеров, подобных указанному, может быть расширено. Во всяком случае, вывод ясен: лишь пользуясь палеотектоническими критериями совместно с объективной оценкой значимости фауны, можно прийти к правильным стратиграфическим выводам.

В заключение необходимо обратиться к методике палеореконст-

Георгиевская N1  
3 В 1,25 А 0,3 М

Бажиган N1  
В 0,25 А 2,0 М

Черный  
Рынок N1  
В 0,25 А 2,0 М В

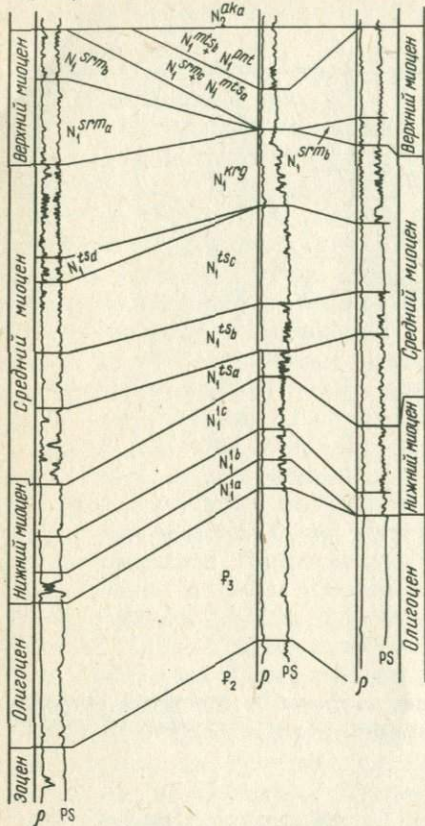


Рис. 22. Сопоставление электрокаротажных диаграмм по олигоцену, нижнему и среднему миоцену Предкавказья по широтному профилю [28]

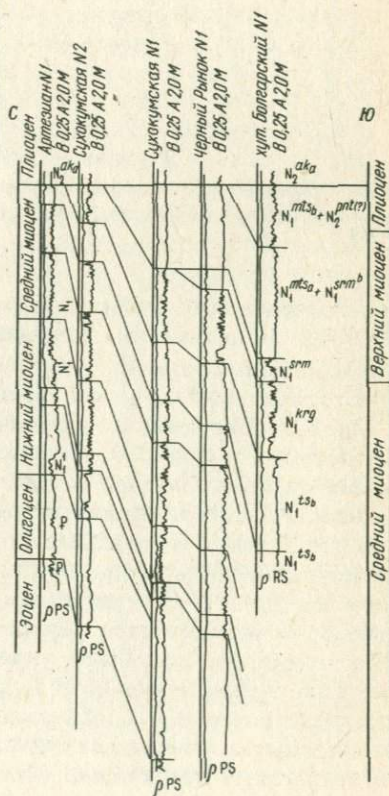


Рис. 23. Сопоставление электрокаротажных диаграмм по олигоцену и нижнему миоцену Восточного Предкавказья по меридиональному профилю [24]

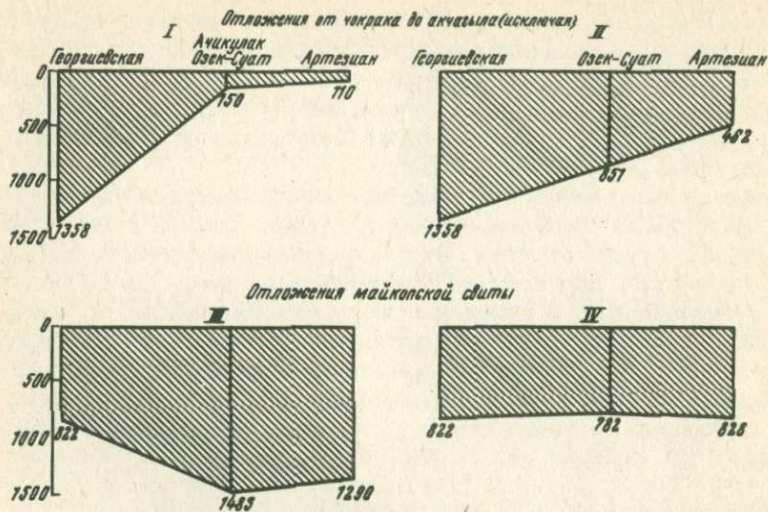


Рис. 24. Пример неидентичных (I, III) и идентичных (II, IV) стратиграфических разбивок для районов Центрального и Восточного Предкавказья. Составил В.Б. Нейман, 1956 г.

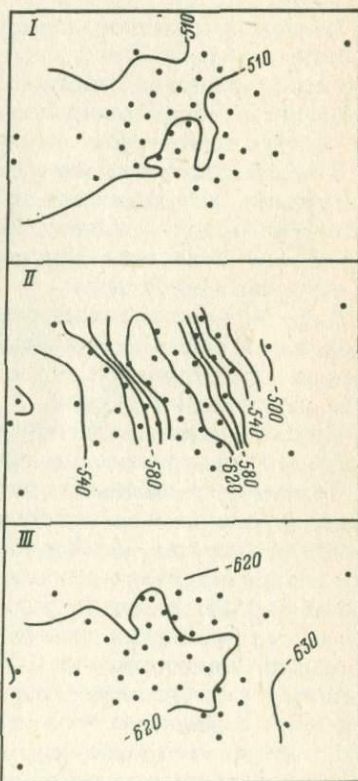


Рис. 25. Пример эрозивной формы в кровле нижнебашкирских известняков для района Сызранского локального поднятия Самаролукской зоны. Составил В.Б. Нейман, 1965 г.

I — структурная карта по подошве  $C_2 ks$ ; II — структурно-эрозивная поверхность по кровле известняков  $C_1 bas$ ; III — структурная карта по подошве  $C_1 ps$ ; точками показаны скважины

рукции тех толщ, которые в ходе платформенного развития целиком в определенных зонах размыты. Из сказанного ранее (гл. 1) следует, что это может происходить почти исключительно в моменты перестройки плана тектонических движений. В это время некоторые территории выводятся намного выше базиса эрозии и некоторые толщи при этом безвозвратно теряются.

Однако в силу малой изменчивости платформенных отложений фациальный облик (причем послойно) может быть в такой зоне восстановлен путем простой экстраполяции тенденций, которые можно проследить при подходе к "дефектной" зоне. Также могут быть прогнозированы и изменения мощности каждой пачки, слагающей данную толщу, а также возможная мощность толщи в целом в районе. Для этого следует построить соответствующие профили или диаграммы (или триграммы), где можно проследить характер этого изменения на подступах к зоне размыва, произведя затем экстраполяцию (конечно, с помощью плавной, а не ломаной линии) в эту зону. Таким образом поставленная задача будет решена, и первоначальные мощности и характеристики толщ определены.

## § 2. Палеотектонические критерии эрозионных форм

В гл. 1 уже было показано, что эрозионные формы сохраняются в платформенных разрезах лишь в исключительных случаях, в основном на границе эпох с различным режимом палеотектонических движений. Были кратко описаны разновидности таких форм. Однако надо сказать, что критерии их выявления были ранее нечеткими. Благодаря этому, например, Ю.П. Бобров [3], очевидно, в связи с преувеличением роли структур уплотнения, отнес к последним ряд явно эрозионных форм.

Важный критерий выделения такого рода форм, несомненно, морфологический. Во всяком случае, на хорошо разбуренной территории эрозионные формы в плане четко выделяются (рис. 25). Выделяются они и в разрезе.

Следует сказать, что остаточные эрозионные образования типа участков пойм, речных меандр, участков террас и дельт попадают в ископаемое состояние, конечно, лишь нижними своими частями, фрагментарно (ибо их верхние части подвергаются эрозии и абразии в первую очередь). Если данные участки заполнены первоначально отложившимися там осадками, то это при бурении, в силу фациальной их специфики, легко распознается. Однако встречаются и такие случаи, когда под уровень моря уходят пустые "карманы", почти мгновенно заполняющиеся затем в основном илистыми осадками. Если выше этой захороненной толщи расположены монотонные глинистые отложения (как это имеет место, например, с верейскими и башкирскими отложениями Сызрани), то по каротажным диаграммам, без изучения литологии, их нельзя различить.

Таблица 3. Выборочные значения мощностей некоторых стратиграфических подразделений Сызрани

Стратиграфическое подразделение	Мощность (м) в скважинах				
	28	49	52	59	60
Верейский горизонт + верхнебашкирский подъярус	76	74	<u>121</u>	70	63
Нижнебашкирский подъярус + намюрский ярус	58	54	<u>9</u>	60	63
Суммарная мощность	134	128	130	131	126

Однако с помощью исследования мощностей (т.е. анализа палеотектонического) преувеличение мощности верейских глинистых отложений за счет приплюсованной к нему мощности глин подлежащего "кармана" легко выявляется. Из табл. 3 видно, что в скв. 52 эта мощность преувеличена примерно на 50 м, т.е. именно настолько, насколько приуменьшена мощность нижележащей толщи известняков.

Конечно, исследования подобного характера значительно сложнее, если палеотектонические тенденции на территории более изменчивы, чем в данном случае (здесь наблюдалась чрезвычайно малая изменчивость мощностей ряда выше- и нижележащих горизонтов). Однако и тогда, в зависимости, конечно, от степени опытности исследователя, тектонические и эрозионные формы все равно различимы между собой. Выделив же эрозионные формы, мы тем самым "очищаем" палеотектонический анализ от посторонних факторов.

### § 3. Приложение палеотектонического анализа к решению некоторых вопросов формирования месторождений нефти и газа и миграции углеводородов

Современные методы позволяют, в принципе, прогнозировать как положение, так и примерные глубины нефтяных месторождений еще до того как они разбурены. Это можно делать на основании изучения прямых признаков месторождений на поверхности. Именно так прежде открывали сравнительно неглубокие месторождения, например в районе Баку, в ряде азиатских стран. Научные основы такого поиска предложил в свое время В.А. Соколов [39], метод прямых поисков которого распространился очень широко.

Правда, находились и находятся противники этого метода, утверждающие, что поток углеводородных газов может и не выходить к поверхности. Однако такой скептицизм давно разбился о практику приповерхностных газовых съемок, которые указывают, что поток углеводородов от поверхности современными средствами

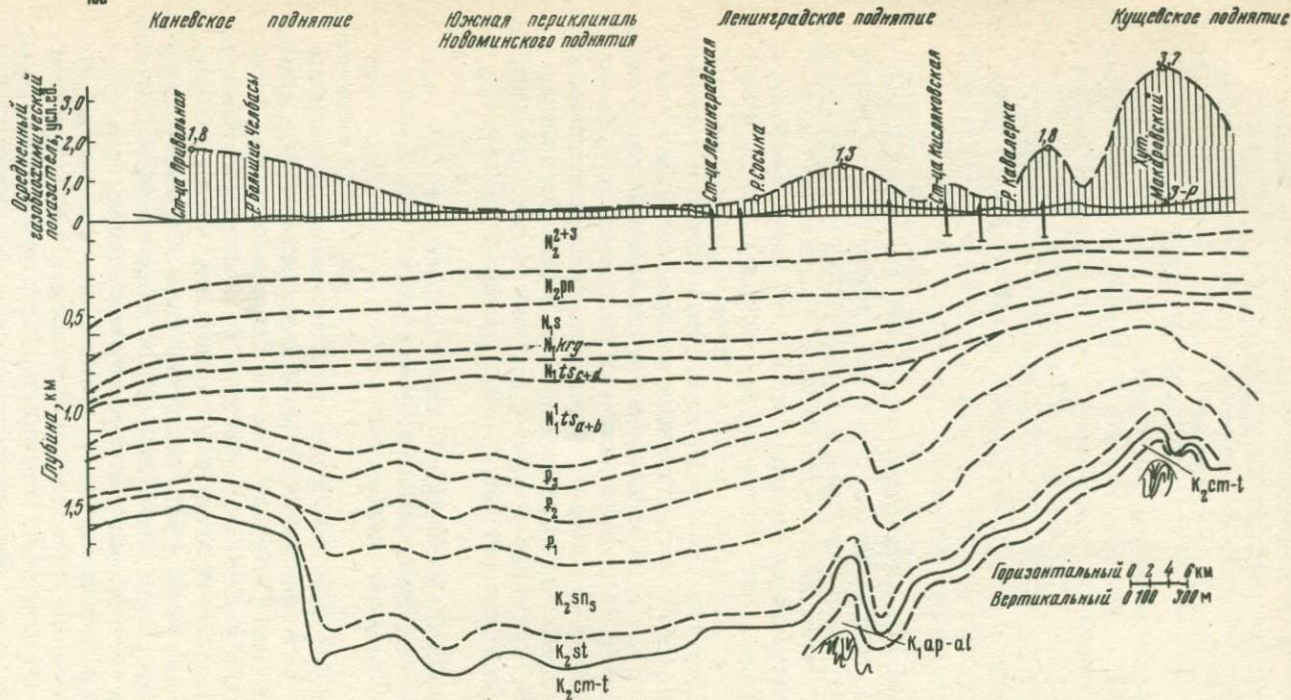


Рис. 26. Сейсмогеологический профиль по Западному Предкавказью. Составил В.Б. Нейман (1960 г.) с дополнением геохимическими данными (1972 г.)

Улавливается с глубин 2 — 2,5 км, а в зонах неактивных — даже с 3 — 4 км. Причем такой поток углеводородов к поверхности идет даже тогда, когда план верхнего этажа вовсе не отражает наличия нефтегазовых локальных поднятий, что видно на примере территории Западного Предкавказья (рис. 26). Кроме того и теоретически такой скептицизм не оправдан, ибо восходящий поток газов постоянно обеспечивается разностью давлений на разных глубинах, существующим на глубине сверхстатическим давлением [17] и имеющейся густой системой субвертикальных, открытых трещин [38]. Вопрос о том, какой поток преобладает — диффузный или фильтрационный — давно и однозначно решается в пользу последнего.

О том, какой именно вид миграции углеводородов основной, была длительная дискуссия. Дело в том что диффузионный поток — весьма медленный, длящийся миллионы и десятки миллионов лет, а фильтрационный — очень быстрый. В зависимости от того, какой из них в природе преобладает, совершенно различно должны оцениваться как условия формирования залежей, так и их расформирование и миграция углеводородов к поверхности.

Ныне, однако, этот вопрос решен однозначно на основе невольного эксперимента, проведенного в природных условиях. Как известно, ныне стали широко создаваться естественные газохранилища. Они располагаются в разных зонах Восточно-Европейской платформы, обычно на глубинах 1 — 2 км. Несмотря на это (исследования ВНИИЯГГ), газы на поверхность выходят (конечно, частично!) уже через 2 — 3 года. Естественно, ни о каком диффузионном потоке здесь говорить не приходится, а лишь о фильтрационном. Следовательно, диффузия не характерна на платформах вообще.

Поток газов к поверхности очень разнообразен, но в данном случае нас должны интересовать в первую очередь углеводороды. Причем хорошо известно, что более всего к поверхности выходит метан, что хорошо демонстрирует рис. 27: при разных количествах в месторождениях (в нефтяных месторождениях, конечно, его гораздо меньше, чем в газовых и газоконденсатных) выход его на поверхность оказывается примерно одинаковым.

Причина того, что именно метан выходит к поверхности, в первую очередь заключается в его малой сорбционной способности сравнительно с другими газообразными углеводородами, что видно из табл. 4 [16].

Благодаря этому именно метан преимущественно и выходит на поверхность.

Что же касается ссылок на невозможность отличить метан, идущий с глубины, от метана болотного, то, во-первых, состав болотного метана по изотопному анализу не сходен с глубинным: величина  $\delta C^{13}$  для болотного метана обычно 5 — 6,5 %, глубинного лишь 3 % [1]. Во-вторых, если даже данных по изотопному составу не имеется, контуры болотных аномалий, безусловно, отличаются от контуров аномалий, определяемых глубинным источником; имея подробную топографическую карту, их можно без труда раз-

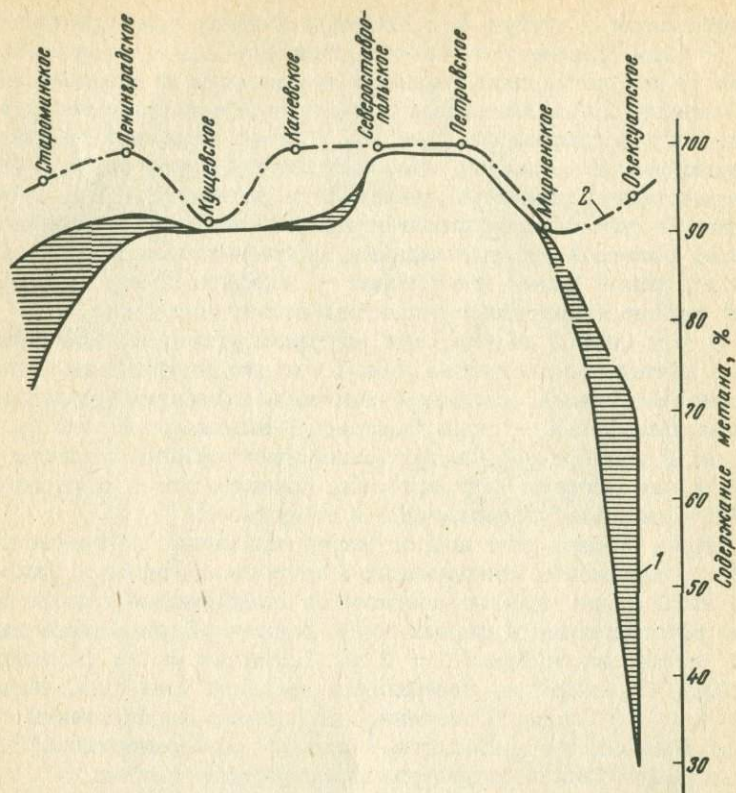


Рис. 27. Соотношение содержаний метана в залежах нефти и газа (1) и в приповерхностных газобиохимических аномалиях (2). Составил В.Б. Нейман, 1965 г.

личить. Причем в ряде зон (например, для таких засушливых территорий, как Предкавказье) болот вообще нет, и поэтому в отношении метана никакие оговорки не требуются.

Ниже мы проанализируем связь между условиями формирования месторождений и миграционным потоком углеводородов к поверхности количественно, но для этого надо знать, что если тектонические (и палеотектонические) критерии легко устанавливаются, то в отношении величины миграционного потока количественная оценка еще имеет разночтения. Дело в том что оценки этого потока велись до недавнего времени строго лишь для газов, непосредственно измеряемых приборами в водах и породах. Та же их часть, которая в приповерхностных условиях ассимилируется бактериями, оценивалась весьма приближенно. Оценка последней была лишь качественной, причем каждый из показателей изображался обычно на карте раздельно (Г.А. Могилевский, 1953 г.), благодаря чему трудно было решить: где именно находится центр аномалии, на который следует ориентировать разведку.

Таблица 4. Сорбционные способности некоторых углеводородных газов

Газ	Сорбент	Давление, кПа	Количество сорбированного газа, см <sup>3</sup> /кг
Метан	Песчаник	91,4	29,6
Пропан	"	97,7	600,6
Бутан	"	105,4	1152,3
Метан	Глина	101,6	71,8
Пропан	"	96,6	1013,0
Бутан	"	92,0	1644,0

Поэтому автор (исследования 1959 — 1963 гг.) ввел количественную, в изолиниях, оценку каждого из газовых и биохимических показателей в отдельности, а затем предложил и метод вычисления единого *осредненного газобиохимического показателя*.

Первый вариант этого расчета, разработанный в 1961 — 1963 гг. [30, 31], состоит в следующем. На основании исследования большой территории (бралось все Предкавказье, где газобиохимически съемками была покрыта почти вся территория) по каждому из газобиохимических показателей (бралось: метан, сумма тяжелых углеводородов и, в усл. единицах, данные по метан-, пропан-, бутан- и гептанокисляющим бактериям) рассчитывалось среднеарифметическое их значение. Эти значения принимались за условную единицу, по которой нормировались величины данных показателей в каждой из точек. Из этих величин бралась сумма, которая делилась на количество показателей, т.е. снова рассчитывалось среднеарифметическое, но уже нормированное значение осредненного газобиохимического показателя для каждой точки в отдельности.

Вместе с тем этот коэффициент имеет один недостаток: он не позволяет определить весьма важную в практическом отношении границу — фон/аномалии на месторождении. А это весьма существенно, так как по данным приповерхностных газобиохимических съемок позволяет уверенно выявлять зону, которая может быть рекомендована для поискового бурения на нефть и газ.

Некоторой разновидностью предложенного нами первого варианта газобиохимического коэффициента является появившийся значительно позже *метод равных градаций*. Как указано в инструкции [22], для его расчета сначала "определяют среднеарифметическое значение ( $\bar{X}$ ) по каждому виду определений", что вполне согласуется с нашим предложением. Однако затем определяется среднеквадратическое отклонение ( $\delta$ ) по этой средней величине, и все действительные величины по каждому показателю оцениваются исходя из таких градаций: величины менее  $\bar{X} - 2\delta$  считаются одним баллом, между  $\bar{X} - 2\delta$  и  $\bar{X} - \delta$  — двумя баллами, от  $\bar{X} - \delta$  до  $\bar{X}$  — тремя баллами, от  $\bar{X}$  до  $\bar{X} + \delta$  — четырьмя баллами, наконец, от  $\bar{X} + \delta$  —

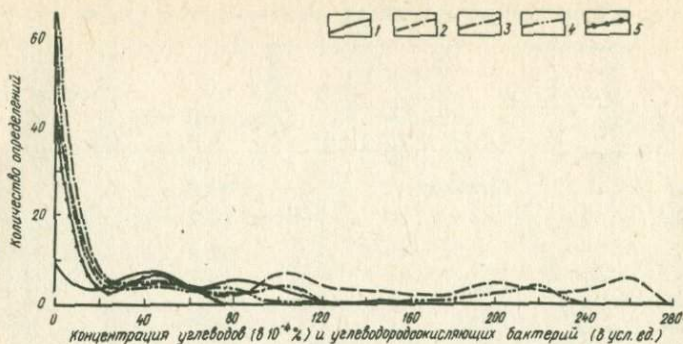


Рис. 28. Частота встречаемости видов газобиохимических показателей для района Озексуатского поднятия Восточного Предкавказья. Составил В.Б. Нейман, 1980 г.

1 — метан; 2 — тяжелые углеводороды; 3 — метаноокисляющие бактерии; 4 — пропаноокисляющие бактерии; 5 — гексаноокисляющие бактерии

пятью баллами. Таким образом, в пределах каждого интервала, несмотря на возможность вариаций значений конкретных концентраций углеводов и бактерий, метод их не учитывает (в то время как в нашем варианте это было возможно). Кроме того, как записано в инструкции, частные показатели в методе равных грядаций суммируются, а не осредняются, как предлагаем. Благодаря этому величина среднего значения не может быть неосредненно "сосчитана" в схемах. К тому же, в связи с тем что на разных территориях количество показателей различно, их трудно сопоставить.

Для выявления указанной границы (фон/аномалия) автор еще в 1974 — 1975 г. предложил следующий прием, который можно назвать вторым вариантом осредненного газобиохимического показателя. Для конкретного локального участка после проведения на нем газобиохимических приповерхностных исследований по каждому их видов показателей строится гистограмма. Практика показывает, что на гистограмме легко может быть отделена совокупность чисел, отражающих фон, от таковой, характеризующей аномалию (рис. 28). А именно, фоновые значения (на чертеже — слева) составляют единую совокупность, с максимальным значением частот встречаемости, прижимающихся к оси ординат и асимптотически опускающихся в сторону аномальных значений. Аномальные же значения не представляют единой совокупности, а состоят из отдельных пиков на оси абсцисс. Кстати, почему такое различие? Видимо, его можно объяснить тем, что аномальный поток идет дискретно, по отдельным системам разломов, преимущественно как явление фильтрационное, фоновый же поток имеет характер более диффузионный, рассеянный.

Устанавливая по этим кривым, конечно, с определенной долей условности (математический метод здесь еще не разработан), гра-

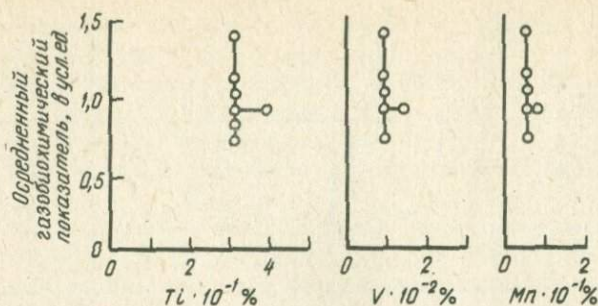


Рис. 29. Гистограммы распределения некоторых элементов в зависимости от осредненного газобиохимического показателя для территории г. Борислава (УССР). Составил В.Б. Нейман, 1979 г.

ницу фон/аномалия и принимая ее значение за единицу, мы далее производим расчет, подобный вышеописанному: находим для каждой точки нормированные к этой единице индивидуальные значения показателей, а из них рассчитываем опять же для каждой точки среднеарифметическую величину. В этом втором случае мы уже непосредственно ориентируемся на границу фон/аномалия и поэтому если величина получилась больше единицы, мы оказываемся в пределах аномальной зоны, меньше — вне ее. Причем, в силу того что обычно используется 4 — 5 показателей ( $n$ ), а точность, как известно, возрастает пропорционально их числу ( $\sqrt{n-1}$ ), то она оказывается в общем достаточно высокой, что подтверждается на практике.

Указанная практика выделения границы фон/аномалия позволила открыть одну весьма важную закономерность. Локальные поднятия имеют вполне определенные ограничения. Из опыта бурения и данных геофизики это хорошо известно. Однако встает вопрос, в какой степени это выражено в физических полях. Локальные поднятия — это зоны сжатия, за их же пределами обычно преобладает растяжение [47]. Но как резко обрываются эти напряжения за пределами локального поднятия, еще в должной степени не исследовано.

Исследования в этом направлении принесли, однако, первые результаты, хотя и косвенные, но весьма существенные: оказывается, в некоторых районах на границах месторождений (граница + фон/аномалия по газобиохимическим данным) в приповерхностных толщах происходят возмущения содержаний элементов (рис. 29). Очевидно, это может зависеть от того, что здесь проходит кольцевой разлом, с которым и связаны специфические приразломные поля.

Для территории г. Борислава (Дрогобычская обл. в Западной Украине), где выявляются указанные соотношения, был кроме того произведен эксперимент по исследованию влияния метан-, пропан-, пентан- и гексанооксиляющих бактерий на содержания эле-

Таблица 5. Уровни содержаний микроэлементов в пробах грунтов на территории г. Борислава (УССР)

Ba	Be	P	V	Ni	Cu	Ti	Mn	Co
$4 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$6,3 \cdot 10^{-2}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-1}$	$5,0 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
$2/7 \cdot 10^{-2}$	$4/3 \cdot 10^{-4}$	$1/5 \cdot 10^{-1}$	$2/3 \cdot 10^{-4}$	$5/3 \cdot 10^{-4}$	$2/5 \cdot 10^{-3}$	$2/3 \cdot 10^{-1}$	$9/10 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-4}$
6	11	16	1	2	6	16	2	6
$5 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-2}$	$10,0 \cdot 10^{-3}$	$12 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$40 \cdot 10^{-1}$	$6,3 \cdot 10^{-2}$	—
$11/7 \cdot 10^{-2}$	$1/6 \cdot 10^{-3}$	$5/2 \cdot 10^{-2}$	$1/5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1/2 \cdot 10^{-3}$	$5/6 \cdot 10^{-1}$	$8/7 \cdot 10^{-2}$	
10	15	6	18	3	20	12	14	
$6,3 \cdot 10^{-2}$		$10,0 \cdot 10^{-2}$	$12,0 \cdot 10^{-3}$	$12 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$50 \cdot 10^{-1}$	$8,0 \cdot 10^{-2}$	
$9/2 \cdot 10^{-2}$		$3 \cdot 10^{-2}$	$7/3 \cdot 10^{-3}$	$5/2 \cdot 10^{-4}$	$3/5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$3/2 \cdot 10^{-2}$	
12		3	7	5	4	2	2	
			$15,0 \cdot 10^{-3}$	$20 \cdot 10^{-4}$			$10,0 \cdot 10^{-2}$	
			$3 \cdot 10^{-3}$	$7/2 \cdot 10^{-4}$			$9/5 \cdot 10^{-2}$	
			4	9			7	
				$25 \cdot 10^{-4}$			$12,0 \cdot 10^{-2}$	
				$3/7 \cdot 10^{-3}$			$2/9 \cdot 10^{-1}$	
				2			3	
				$32 \cdot 10^{-4}$			$15,0 \cdot 10^{-2}$	
				$5/9 \cdot 10^{-3}$			$8/3 \cdot 10^{-2}$	
				4				
				$40 \cdot 10^{-4}$				
				$2/3 \cdot 10^{-3}$				
				3				
Атомные веса								
137,3	9,0	31,0	50,9	58,7	63,5	47,9	54,9	58,9

В числителе — содержание элементов в %, в знаменателе — содержания, пересчитанные в мг/атомах, цифра внизу клетки — количество определений.

ментов. В совокупности выявилась весьма интересная закономерность, далеко выходящая за пределы нефтяной геологии. Оказалось, что содержания элементов в породах имеют в некоторых случаях не любые, а выборочные значения. Суммарные характеристики, пересчитанные на миллиграмм-атомы приведены в табл. 5. Из табл. 5 видно, что содержания элементов с малыми ошибками отвечают простым дробям.

Казалось бы, что в этом особенного? Однако обратим внимание на то, что в нашем случае это дроби:  $1/3$ ,  $2/3$ ,  $1/5$ ,  $2/5$ ,  $3/5$ ,  $3/7$ ,  $8/7$ ,  $5/9$  и т.д., умноженные на целые числа, обусловленные размерностью коэффициента. И сравним эти величины с расположением так называемых "люков" в поясе астероидов:  $1/3$ ,  $2/5$ ,  $3/7$ ,  $5/9$ ,  $5/11$ ,  $7/13$  и т.д. Сходство этих соотношений совершенно очевидно. А в случае "люков" астероидов позиция о том, что данное явление предопределено соответствующими резонансными частотами, уже давно не вызывает сомнения<sup>1</sup>, т.е. в данном случае это есть проявление квантованности природных свойств. Оказалось, что эти свойства достаточно четко проявляются в районе г. Борислава и в содержании химических элементов в породах.

Аналогичные наблюдения в отношении содержаний иода были проведены В.И. Браташом [5] на сравнительно большой территории — в водах Таджикской депрессии (газовые месторождения Шаамбары, Комсомольское, Андыген, нефтяное месторождение Кичик-Бель). Пересчитанные на миллиграмм-атомы эти содержания оказались кратны  $1:30$  от атомного веса иода, равного 126,90, т.е. практически кратны величине:  $126,90:30 = 4,26$  миллиграмм-атома, встречаясь в количествах: 0; 4,23; 8,46; 12,69 т.д.

Трудно преувеличить значение этого открытия, говорящего о самых общих свойствах природы. Оно есть следствие того же процесса, который предопределяет, например, выдержанность платформенных толщ и, напротив, их быструю смену на определенных временных границах, определенное расположение структур и межструктурных зон, их пространственную и временную иерархию и пр. Это — явление преимущественных резонансных частот (уровней) как основа существования и развития природы вообще [42].

Изложенные выше критерии миграционного потока позволяют перейти к двум основным проблемам данного параграфа: некоторым сторонам формирования месторождений нефти и газа, а также к количественной оценке миграции углеводородов к поверхности в зависимости от тектонического и палеотектонического факторов.

Среди вопросов формирования залежей мы здесь выделим в первую очередь еще плохо изученную проблему об их сохранности (ибо вопросы их формирования неоднократно разбирались в литературе). Соответствующий анализ проведем на примере двух локальных поднятий Северо-Западного Предкавказья — Щербиновского и Староминского.

<sup>1</sup> См., например, Путилин И.П. Малые планеты. М., Физматгиз, 1953 г.

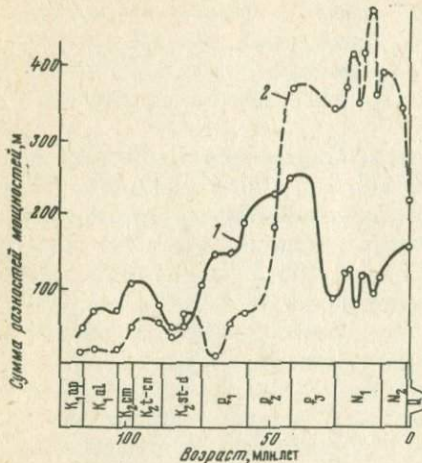


Рис. 30. Графики формирования Щербиновского (1) и Староминского (2) поднятий Западного Предкавказья, по подошве  $K_1$  ар. Составил В.Б. Нейман, 1964 г.

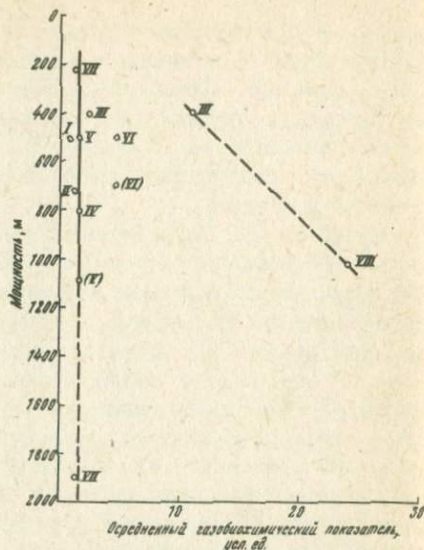


Рис. 31. Соотношение среднего газобиохимического показателя с суммарными мощностями глинистых покровов для районов Предкавказья. Составил В.Б. Нейман, 1965 г.

Месторождения: I — Староминское, II — Ленинградское, III — Кушевское, IV — Каневское, V — Петровское, VI — Североставропольское, VII — Мирненское, VIII — Озексуатское. В скобках приведены предполагаемые залежи

Если мы взглянем на соответствующий график (рис. 30), то легко обнаружим причину того, что, казалось бы, сходные между собой локальные структуры имеют совершенно различную характеристику в отношении нефтегазоносности: если Староминская структура газоносна по нижнему альбу (газоконденсатное месторождение), то Щербиновская залежь вовсе не газоносна. Палеотектонический анализ свидетельствует, что Щербиновское поднятие (по подошве апт — альба) на последнем палеоген-неогеновом этапе почти полностью расформировалось. Поэтому расформировалось и месторождение. В то же время развитие Староминского поднятия было более или менее устойчиво на протяжении почти всего времени формирования месторождения, за исключением четвертичного. Но на этом последнем этапе произошло лишь частичное расформирование, и поэтому залежь сохранилась.

Следует оговориться, что такого рода анализ применим в основном лишь к газовым залежам, ибо нефть в силу своей слабой подвижности остается связанной с местами своего скопления в ловушках даже в случае их тектонического переформирования.

В связи с этим большую методическую и прогнозную ценность имеет палеореконструкция В.В. Коцера и Д.А. Назарова [14], которые показали, что на восточном склоне Ставрополья в пределах перспективной на нефть территории первоначально замкнутые локальные поднятия теперь имеют форму носов, т.е. они перспективны именно как бывшие локальные поднятия.

Наши исследования (1954 г.) по Предкавказью, сначала в области геологии, тектоники, палеотектоники, нефтеносности, а затем и непосредственная газобиохимическая съемка, помогли тесно увязать между собой эти вопросы.

Проанализируем в первую очередь связь приповерхностного газобиохимического показателя с современным структурным положением (глубиной) месторождений. Причем чтобы была ясна "чистота" процесса миграции к поверхности именно в условиях Предкавказья, мы обращаем внимание читателя на рис. 31, который показывает, что литология лежащих над залежью толщ, в том числе глинистых покровов, на темпе миграции не сказывается. Это доказывалось нами и выше, исходя, в частности, из преимущественно фильтрационного, по системам субвертикальных трещин (слабо зависящих от литологии), восходящего потока газов.

Следовательно, мы можем, в первом приближении, представлять идущий с глубины поток метана как движение газа в некоторой абстрактной ("осредненной") среде. Перемещаясь к поверхности, он образует конус рассеивания. Именно исходя из этого (правда, в случае его начального "точечного" характера) В.А. Соколов [39] вывел теоретическую зависимость: концентрация газа обратно пропорциональна кубу его расстояния от источника.

Этот теоретический расчет подтвержден нами [42] исходя из данных по 11 месторождениям Предкавказья с использованием анализов приповерхностных вод (по родникам, колодцам, артезианским скважинам) примерно по 300 водопунктам на содержание углеводородных газов и индикаторной микрофлоры.

Аналитически указанная зависимость может быть выражена для Западного и Центрального Предкавказья следующим образом:

$$C = \frac{K}{h^3}, \quad (12)$$

где  $h$  — глубина месторождения (в км);  $C$  — значение первого варианта осредненного газо-биохимического показателя, в условных единицах;  $K$  — коэффициент пропорциональности, принятый 8,0 для Западного и 10,0 для Центрального Предкавказья.

Значения осредненного газобиохимического показателя, нанесенные на соответствующий график (рис. 32), показывают, что если для Западного и Центрального Предкавказья эти соотношения укладываются в определенную, указанную выше зависимость, то для Восточного Предкавказья (точки X, XI) ничего подобного не наблюдается, что будет объяснено ниже.

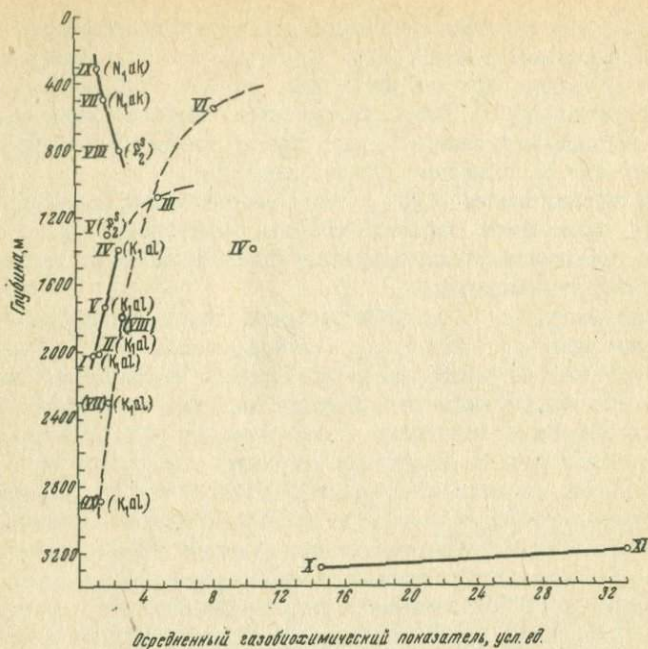


Рис. 32. Графики соотношений осредненного газобиохимического показателя с глубинами месторождений для районов Предкавказья. Составил В.Б. Нейман, 1965 г.

Месторождения: I — Староминское, II — Ленинградское, IV — Кушевское, V — Каневское, VII — Петровское, VIII — Североставропольское, IX — Мирненское, X — Озексуатское, XI — Зимнеставкинское. Газобиохимические аномалии: III — Шкуринская, VI — Киевско-Кистинская. Пунктиром дана теоретически рассчитанная прогнозная кривая глубин месторождений, не вскрытых к моменту газобиохимических исследований (1959 — 1965 гг.)

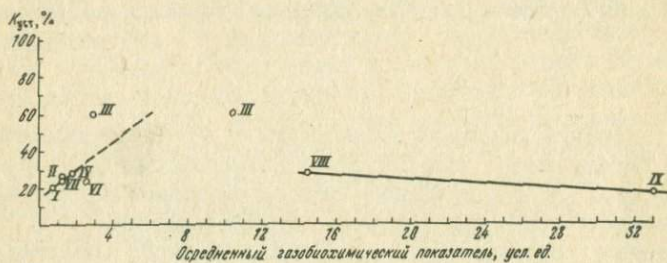


Рис. 33. Графики соотношения осредненного газобиохимического показателя с коэффициентом устойчивости тектонического развития для районов Предкавказья. Составил В.Б. Нейман, 1965 г.

Месторождения — см. рис. 32

Важно отметить, что в период построения графика в Центральном Предкавказье были вскрыты лишь палеоген-неогеновые залежи. Однако выявилась странная картина: чем глубже было их залегание, тем больший газобиохимический эффект они давали на поверхности. Это заставило автора предположить, что эти залежи вторичны, а их источник лежит гораздо глубже, являясь, как и в Западном Предкавказье, альбским. Поэтому на основании указанной формулы была рассчитана теоретическая глубина их залегания (см. рис. 31). Наш прогноз хорошо оправдался: указанная нами на глубине 2,9 км Мирненская (альбская X) газовая залежь в действительности оказалась на глубине около 2,7 км [8], т.е. она была прогнозирована с ошибкой всего около 5 %. Что же касается Северо-Ставропольской альбской залежи (VIII), то она была предсказана практически безошибочно: на глубине 1,8 км. Наши расчеты могут быть использованы для прогнозирования, в частности, не исследованной еще Петровской мезозойской залежи (VII), а также Шкуринской (Северо-Западное Предкавказье) и Киевско-Кистинской (Маньчский прогиб) аномалий, глубину источников которых можно предсказать на основании изучения графика на рис. 31.

Выше уже говорилось о значимости коэффициента унаследованности тектонических движений (гл. 2, § 5.5). Коль скоро от него зависит проявление динамики даже твердых масс (пород), то тем более с ним должны связываться характер подвижности жидких и газообразных флюидов, их стремление к восходящей миграции.

В условиях Предкавказья устойчивость формирования структур невысока (15 — 30 %). Однако удовлетворительная корреляция между  $K_{уст}$  тектонического развития и значением газобиохимического показателя все же обнаруживается (рис. 33); а именно: для Староминского, Ленинградского, Куцевского, Мирненского и других месторождений Западного и Центрального Предкавказья по мере роста коэффициента  $K_{уст}$  в общем растет и интенсивность выхода газов к поверхности.

И снова эта зависимость не характерна для районов Восточного Предкавказья. В чем же здесь дело?!

Для того чтобы в этом разобраться, следует обратиться к анализу новейших движений [10, 20]. Оказывается (рис. 34), прогибание толщ особенно интенсивно идет в Восточном Предкавказье — на величину более 100 — 200 м за четвертичное время.

Это ведет к большой неотектонической активности структур: их современный рост обнаруживается по геоморфологическим признакам, а также по интенсивному современному выжиманию флюидов с глубины, в чем заключается естественное объяснение давно известной общей загазованности плиоценовых отложений территории Восточного Предкавказья (к чему прибавляется, конечно, генерация газа в самих плиоценовых отложениях).

Именно в силу современного восходящего потока флюидов приповерхностные газобиохимические показатели оказываются ощу-

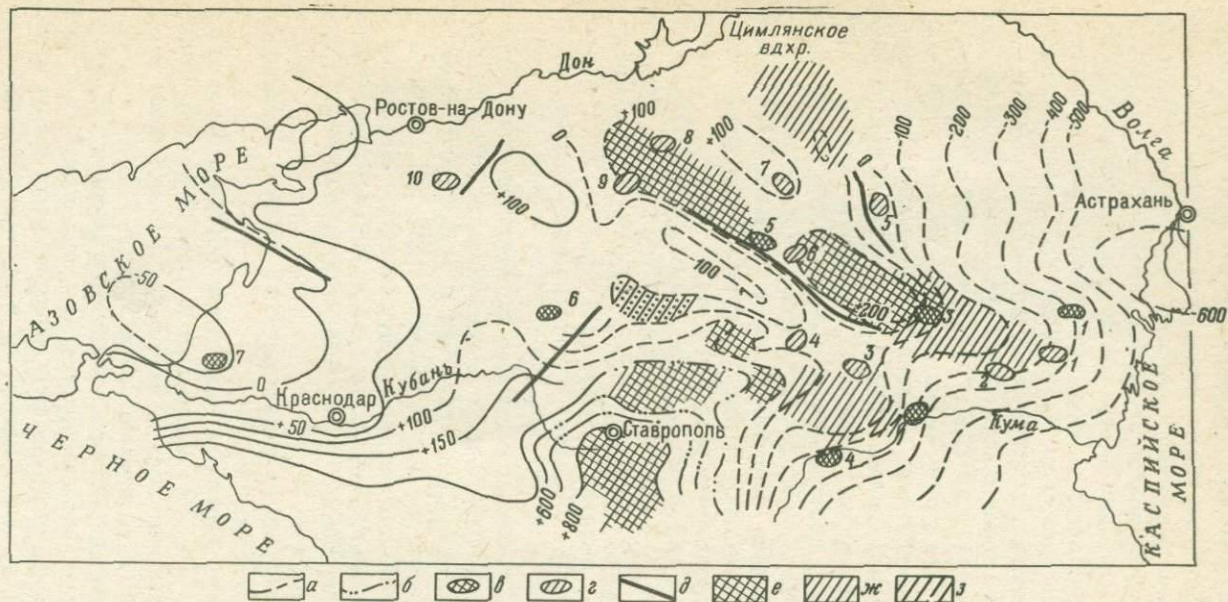


Рис. 34. Схематическая карта новейших тектонических движений Предкавказья. По данным Г.А. Масляева [2] и С.К. Горелова [10]. Составил В.Б. Нейман, 1965 г.

*а* — суммарные значения тектонических движений за четвертичное время; *б* — абсолютные высоты верхнесарматской поверхности; *в* — активные неотектонические локальные структуры; 1 — Олейниковская, 2 — Величавская, 3 — Ачинерская, 4 — Прасковейская, 5 — Белоглинская, 6 — Успенская, 7 — Петровская; *г* — малоактивные неотектонические локальные структуры: 1 — Маштак-Тернянская, 2 — Вальбурхинская, 3 — Синебугровская, 4 — Кенджекульская, 5 — Сангарцикская, 7 — Ковьяльненская, 8 — Андриановская, 9 — Николаевская, 10 — Ивановская; *д* — предполагаемые активные неотектонические разломы; *е* — поднятия, унаследованно развивающиеся с позднего сармата; *ж* — то же, с начала плиоцена; *з* — то же, с позднего плиоцена

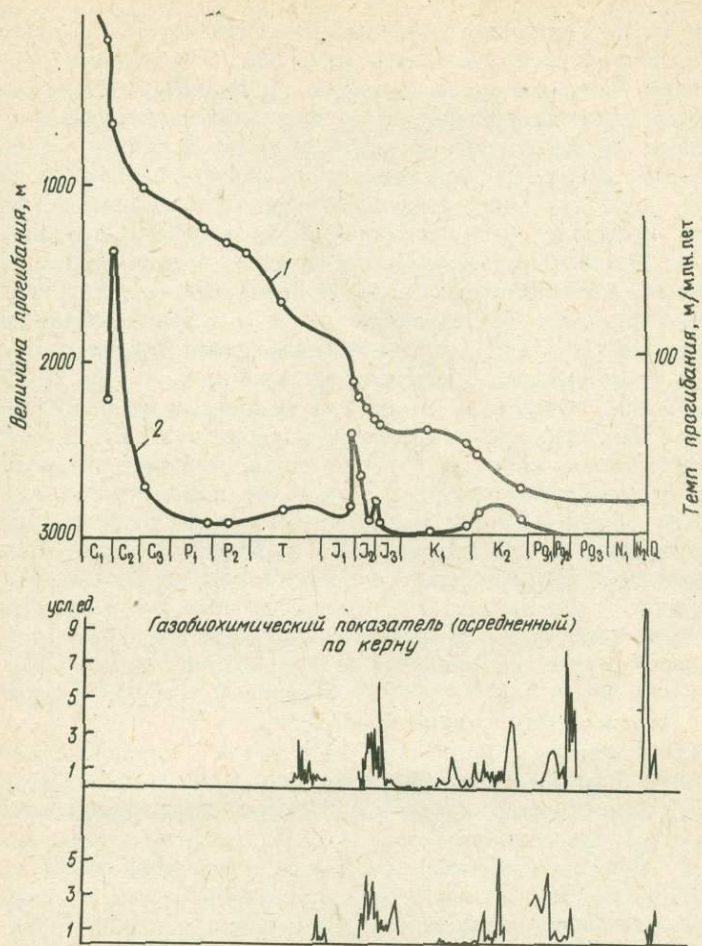


Рис. 35. Графики величины (1) и темпа (2) прогибания для Гнединцевского поднятия Днепровско-Донецкой впадины, в сравнении с данными по осредненному газобиохимическому показателю соответствующих толщ. Составил В.Б. Нейман, 1968 г.

тимыми в Восточном Предкавказье при глубинах месторождений нефти до 3 — 3,5 км ( в то время как в Центральном и Западном Предкавказье при глубине месторождения более 2 км эти показатели едва улавливаются ).

Если в силу ряда обстоятельств районы Предкавказья подвергались главным образом приповерхностной газобиохимической съемке, то для описываемой далее территории Днепровско-Донецкой впадины имеются данные и по газовому каротажу скважин, что позволяет сопоставить в последнем случае формирование структур с соответствующими газовыми показателями по разрезу.

Как пример подобного анализа мы приводим ниже данные по Гнединцевскому месторождению (рис. 35). Как видно из графика, в развитии Гнединцевского поднятия проявляется четыре момента интенсификации прогибания — в среднекаменноугольное время, на границе триаса и нижней юры (слабое), в средней — поздней юре и в позднем мелу. Как говорилось ранее (гл. 3, § 2), немгновенность передачи напряжений в условиях Днепровско-Донецкой впадины приводит к смещению времени дифференциальных подвижек на локальном поднятии относительно момента интенсивного прогибания. Соответственно сдвинут и момент формирования локальной структуры. Наблюдается это и в случае Гнединцевского поднятия (см. рис. 17). В то же время флюиды, будучи весьма подвижным компонентом, реагируют на процессы сжатия глубин непосредственно, благодаря чему три относительно более поздних момента интенсификации подвижек характеризуют и высокую газонасыщенность соответствующих толщ, вне зависимости от их литологии (здесь встречаются и песчаники, и известняки, и глины).

Таким образом, снова подтверждается следующая связь явлений: региональное прогибание через дифференциальные подвижки ведет именно в эти моменты к формированию локальных структур, а последние — к усиленному восходящему потоку, к загазованности таких территорий как Астраханское Поволжье и др. Учет этого дает возможность свести к минимуму те часто непроизводительные затраты по поисковому и разведочному бурению и геофизике, к которым ведет в данном случае эмпирический подход.

Как пример такого прогноза на глубокие горизонты разберем территорию Прикаспийской впадины, основываясь на данных сверхглубокой Аралсорской скважины. Наличие лишь одной скважины не позволяет анализировать, как это было в предыдущем примере, характер дифференциальных подвижек и условий формирования локальных структур. Однако увязка крайних звеньев указанной цепи — прогибания и восходящей миграции углеводородов — не становится от этого менее надежной.

Аралсорская скважина расположена в 100 км к востоку от оз. Эльтон, в пределах аралсорского гравитационного максимума, вне пределов соляных куполов, чем определяется достаточная полнота ее разреза. Скважина углубилась на 6806 м, пройдя отложения неогена, палеогена, мезозоя и верхнего палеозоя (до кунгура) [36].

Особенно интересен вскрытый скважиной уникальный разрез отложений триаса, достигающий здесь мощности 2800 м, с очень высоким для платформы темпом накопления отложений — до 117 м/млн. лет, начавшимся еще в конце перми (рис. 36). Такой высокий темп прогибания отмечается в определенные эпохи и для Днепровско-Донецкой впадины. В этом нет ничего удивительного, если иметь в виду, что обе эти зоны — наложенные на Восточно-Европейскую платформу относительно молодые впадины.

Можно уверенно сказать, что, как и в других случаях, к эпохе

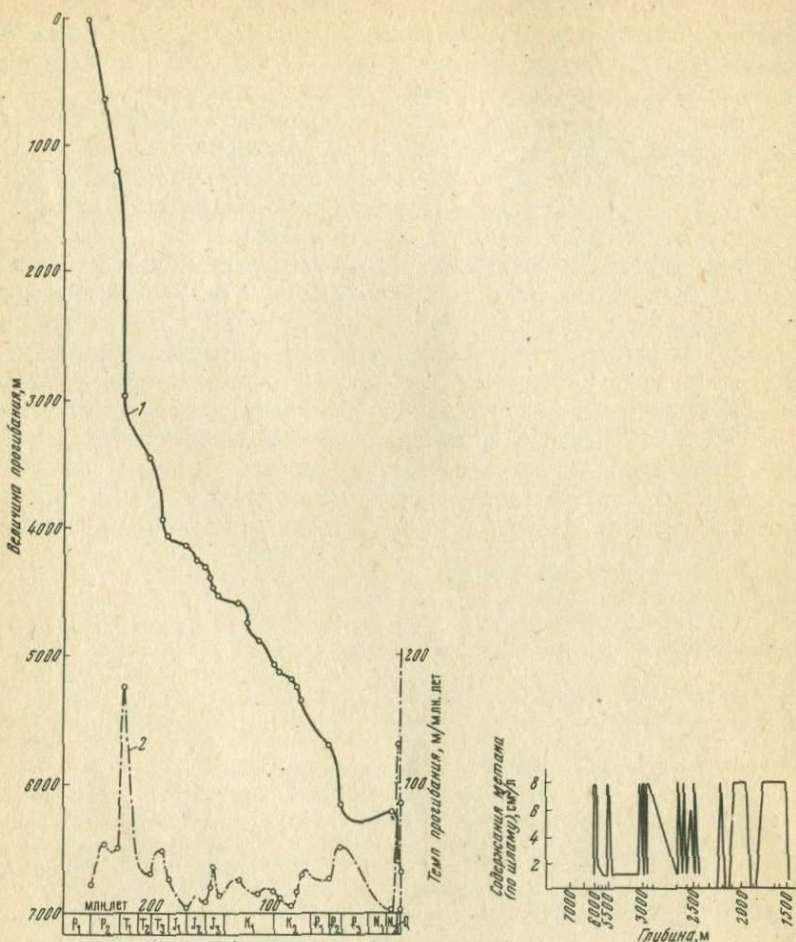


Рис. 36. Графики величины (1) и темпа (2) прогибания для Аралсорской сверхглубокой скважины Прикаспия, в сравнении с данными по содержанию метана (по шламу). Составил В.Б. Нейман, 1972 г.

интенсивного прогибания, т.е. к триасу, особенно к его нижней части (ветлужской серии), в районе Аралсорской скважины должны быть приурочены мощные дифференцированные подвижки, результат которых — неизбежное формирование локального поднятия. Можно даже предположительно указать его амплитуду. Если принять, что в этих условиях, как и в Днепровско-Донецкой впадине, амплитуда локальных поднятий составляет 0,6 — 0,1 от величины соответствующего прогибания, которое, начавшись еще в перми,

произошло, примерно на величину 3 км, амплитуда локальных поднятий должна, видимо, варьировать от трех до многих сотен метров, приближаясь скорее к максимальным значениям.

В связи с тем что по Аралсорской скважине велись систематические наблюдения за газовой фазой глинистого раствора [36, 40], мы можем сопоставить эти данные с темпом прогибания толщ. Факты говорят сами за себя: степень корреляции здесь, как и в случае Гнединцевского поднятия, весьма высока.

Таким образом, действующая здесь генетическая цепочка: прогибание — восходящая миграция, несомненно, открывает большие перспективы для использования палеотектоники в целях прогнозирования источников нефтегазоносности по единичным скважинам. Благодаря этому мы можем еще до начала выполнения больших объемов нефтепоискового бурения, а в некоторых случаях лишь по добротнo проведенным профильным сейсмическим исследованиям произвести палеотектонический анализ, который позволит нам выделить перспективные интервалы разреза и таким образом заранее ориентировать разведку на определенные глубины бурения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Ф.А., Лебедев В.С., Крылова Т.А., Овсянников В.М.* Изотопный состав углерода природных углеводородов и некоторые вопросы их генезиса. М., 1967. (ОНТИ ВНИИЯГГ). 229 с.
2. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
3. *Бобров Ю.П.* Структуры уплотнения. Изд. Саратов. университета, 1968. 82 с.
4. *Боганик Н.С.* К познанию закономерностей развития земной коры и геотермальных полей стратисферы. М., Наука, 1970. 84 с.
5. *Браташ В.И.* О дискретности физико-химических свойств истинных растворов глубинных вод межгорных впадин. М., 1972, (Тр. ВНИГНИ, вып. 122), с. 174 — 186.
6. *Бухарцев В.П.* Об образовании локальных структур в результате пульсаций региональных тектонических напряжений. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 5, с. 1196 — 1199.
7. *Вопросы превращений в природе. Концентрация и рассеяние:* Сборник. Под ред. В.Б. Неймана. Ереван, Айастан, 1971. 172 с.
8. *Газовые и газо-конденсатные месторождения.* М., Недра, 1975. 523 с.
9. *Герлинг Э.К., Маслеников В.А., Морозова И.М., Матвеева И.И.* Древнейшие ультраосновные и основные породы Мончегундры (Кольский полуостров) и новые данные об абсолютном возрасте подкорового вещества Земли. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М., 1965, с. 11 — 35.
10. *Горелов С.К.* Закономерности строения речных пойм Предкавказья. Докл. АН СССР, 1968, т. 123, № 6, с. 1089 — 1092.
11. *Жемеричко М.И.* О механизме образования глинистых диапиров в складках Терско-Суяженской области. — В кн.: Человек и природа, Грозный, 1972, с. 107 — 115.
12. *Карпинский А.П.* Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Спб., 1894, Импер. акад. наук. 19 с.
13. *Косыгин Ю.А., Магницкий В.А.* О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1948, № 3, с. 3 — 15.
14. *Коцераба В.В., Назаров Д.А.* Расформирование палеоподнятия как объект поисков залежей нефти в верхнемеловых отложениях Восточного Предкавказья. — Геология нефти и газа, 1979, № 12, с. 41 — 45.
15. *Крестников В.Н.* Количественная оценка изменения контрастности вертикальных тектонических движений. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 88 — 97.
16. *Кулиш С.Ю.* Сорбция углеводородов горными породами. М., Гостоптехиздат, 1953. (Тр. ВНИИГаз).
17. *Кучерук Е.В., Шендерей Л.П.* Современные представления о природе аномально-высоких пластовых давлений. — Итоги науки. Месторожд. полезных ископаемых, т. 6, М., 1975. (ВИНИТИ). 165 с.
18. *Лайель Ч.* Основные начала геологии. М., Наука, т. 1, 399 с.; т.2, 462 с. 1966.
19. *Леворсен А.И.* Палеогеологические карты. М., Гостоптехиздат, 1962. 152 с.
20. *Масляев Г.А.* О блоковом строении фундамента Предкавказья. — Тр. Союзбургаз, 1964, вып. 4, с. 28 — 33.
21. *Машкович К.А.* Методы палеотектонических исследований в практике поисков нефти и газа. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., Недра, 1976. 224 с.
22. *Методические рекомендации по геохимическим методам поисков месторождений нефти и газа.* М., 1975. (ОНТИ ВНИИЯГГ). 285 с.

23. *Нейман В.Б.* О некоторых особенностях структурных построений в платформенных условиях. — *Новости нефтяной техники*, 1957, сер. геол., № 6, с. 34 — 37.
24. *Нейман В.Б.* О стратиграфическом расчленении олигоценых, нижне- и среднемиоценовых отложений Терско-Кумской депрессии. — *Докл. АН СССР*, 1957, т. 117, № 4, с. 690 — 694.
25. *Нейман В.Б.* О некоторых приемах палеотектонического анализа в платформенных условиях. — *Новости нефтяной техники*, сер. геол., 1958, № 3, с. 34 — 42.
26. *Нейман В.Б.* Вопросы методики палеотектонического анализа. М., Гостоптехиздат, 1962. 86 с.
27. *Нейман В.Б.* Расширяющаяся Земля. М., Географгиз, 1962. 80 с.
28. *Нейман В.Б.* К вопросу о расчленении олигоценых, нижне- и среднемиоценовых отложений юга европейской части СССР. — В кн.: *Материалы по региональной стратиграфии СССР*. М., 1963, с. 252 — 257.
29. *Нейман В.Б.* О разновозрастности складчатого основания Скифской платформы. — В кн.: *Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности*. М., 1965, с. 89 — 96.
30. *Нейман В.Б.* Некоторые тектонические аспекты вертикальной миграции газообразных углеводородов на примере районов Предкавказья. — В кн.: *Генезис нефти и газа*. М., 1967, с. 467 — 477.
31. *Неймац В.Б.* Теория и методика палеотектонического анализа. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., Недра, 1974. 79 с.
32. *Нейман В.Б., Обухова М.П.* Значение региональных тектонических движений для формирования локальных платформенных поднятий. — *Изв. вузов, геол. и развед.*, 1971, № 12, с. 36 — 43.
33. *Нестеров И.Н.* Уплотнение глинистых пород. — *Сов. геол.*, 1965, № 12, с. 69 — 80.
34. *Одесский И.А.* Волновые движения земной коры. Л., Недра, 1972. 208 с.
35. *Рудкевич М.Я.* Палеотектонические критерии нефтегазоносности. М., Недра, 1974. 184 с.
36. *Сборники материалов Научно-технического совета по глубокому бурению*. М., Недра, 1964 — 1972.
37. *Самборский К.А., Денисов Ю.И.* Использование сейсморазведочных данных для палеотектонического анализа. — *Нефтяная и газовая промышленность*, 1963, № 2 (14), с. 19 — 23.
38. *Склянин Ю.И., Бревеа Т.Ф., Васильева Л.Б.* Условия, параметры и пути восходящей миграции природных газов. М., 1968, (ВНИГНИ. Вып. 4), с. 58 — 131.
39. *Соколов В.А.* Газовая съемка. М.-Л., ОНТИ, 1936. 157 с.
40. *Соколов В.Л., Шорохов Н.С.* Характеристика газовой фазы разреза Аралсорской сверхглубокой скважины. — *Нефтегазовая геология и геофизика*, 1966, № 7, (ВНИИЭНГ), с. 3 — 6.
41. *Старик И.Е.* Основы радиохимии. Л., Недра, 1969. 647 с.
42. *Томов К.* Резонансно-изоморфный принцип. София, 1972.
43. *Тугаринов А.И., Войткевич Г.В.* Докембрийская геохронология материков. 2-е изд., М., Недра, 1970. 432 с.
44. *Хайн В.Е.* Определение глубин древних бассейнов. — В кн.: *Методы палеотектонических исследований*, М., 1964, с. 74 — 83.
45. *Шатский Н.С.* О тектонике северной окраины Донецкого бассейна. — *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 1924, т. 2, вып. 3, с. 257 — 279.
46. *Шолпо В.Н.* К методике количественной оценки режима вертикальных колебательных движений. — *Докл. АН СССР*, 1972, т. 203, № 1, с. 91 — 94.
47. *Штенгелов Е.С.* Напряженное состояние земной коры и нефтегазоносность. — *Геол. ж.*, 1980, т. 40, № 3, с. 111 — 115.
48. *Haites T.V.* Independent control for present times-scale. — *Bull. Am. Assoc., Petrol. Geol.*, 1963, v. 47, No. 10, p. 1883—1886.

49. *Neuman W.B.* Zur Methode der paläotektonischen Analyse Von Mächtigkeiten sedimentärer Gesteine auf Tafeln. — Z. f. angewandte Geologie, 1962, N 1, S. 525 — 528.

50. *Neuman W.B.* Paläotektonische Kriterien für die stratigrafische Gliederung sedimentärer Schichtenfolgen Tafelgebiete. — Z.f. angewandte Geologie, 1960, N 7, S. 323 — 324.

51. *Nejman W.B.* Tektonischen Aspekte vertikaler Migrierung gasförmiger Kohlenwasserstoffe am Beispiel einiger Gebiete des Kaukasusnordlandes. — Z.f. angewandte Geologie, 1968, N 9, S. 489 — 491.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
-----------------------	---

### Раздел I

#### ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Глава 1. Теоретические основы палеотектонического анализа . . . . .	4
Глава 2. Методы палеотектонического анализа . . . . .	12
§ 1. Изопахические схемы и методы их сочетания . . . . .	12
§ 2. Региональные палеогеологические, палеотектонические и палеогеологотектонические построения . . . . .	17
§ 3. Палеотектонические профили (профили выравнивания) . . . . .	19
§ 4. Роль времени в палеотектонических построениях . . . . .	22
§ 5. Палеотектонические графики . . . . .	26
1. Графики величины и темпа накопления осадочных пород . . . . .	26
2. Графики формирования структур . . . . .	27
3. Графики колебательного процесса . . . . .	30
4. Графики обобщенных характеристик формирования структур . . . . .	30
5. Коэффициент унаследованности тектонического развития . . . . .	34

### Раздел II

#### ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДИКИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Глава 3. Вопросы формирования платформенных структур . . . . .	36
§ 1. Некоторые вопросы формирования региональных платформенных структур . . . . .	36
§ 2. О генезисе локальных платформенных поднятий . . . . .	41
Глава 4. Специальные случаи приложения палеотектоники . . . . .	52
§ 1. Палеотектонические критерии стратиграфического расчленения толщ . . . . .	52
§ 2. Палеотектонические критерии эрозионных форм . . . . .	58
§ 3. Приложение палеотектонического анализа к решению некоторых вопросов формирования месторождений нефти и газа и миграции угле- водородов . . . . .	59
Список литературы . . . . .	77

30 коп.

4241

НЕДРА