

Как уже отмечалось волна Pn имеет кажущуюся скорость порядка 8км/с, что указывает на ее приуроченность к породам верхов мантии. Моделирование показало, что эта волна распространяется вдоль границы Мохо как головная или слаборефрагированная. В тех случаях, когда раздел корамантия представлен переходным слоем с пластовой скоростью 7,15-7,70км/с волна Pn на границе M не образуется. В зависимости от мощности этого слоя, т.е. от глубины границы, ниже которой скорость возрастает до мантийных значений, волна Pn регистрируется с некоторой временной задержкой или вообще отсутствует на рассматриваемых удалениях взрыв-прибор (200-300км). В последнем случае в первые вступления выходят закритические отражения от раздела M.

Поле S-волн в целом аналогично по структуре волновому полю продольных колебаний. По кинематическим и динамическим признакам первые вступления поперечных волн в интервале от 0 до 300км разделяются на три области. В первой из них (0-120км) регистрируются рефрагированные волны Sg, представленные, как правило, двухфазным импульсом с видимой частотой от 6 до 10Гц. Интенсивность этих колебаний в два-три раза превышает интенсивность их продольных аналогов. Кажущиеся скорости колеблются от 3,36-3,59км/с в начале годографа до 3,63-3,65км/с в конце. Во второй области (120-200км) первые вступления S-волн представлены закритическими ветвями поперечных волн, отраженных от внутрикоровых границ. В третьей области (200-300км) прослеживается волна Sn, несущая информацию о скоростях в верхах мантии. Представлена эта волна относительно слабым колебанием с видимой частотой 5-8Гц. Кажущаяся скорость составляет в среднем 4,5км/с.

При обработке записей сейсмологическими станциями без информации об эпицентральных расстояниях практически невозможно определить природу волн, образующих первые вступления, а эта информация содержится в соотношении времен прихода различных волн. Поэтому представляется совершенно оправданным построение единых региональных годографов P и S- волн в интервале от 0 до 200км. Это подтверждается также моделированием волнового поля, которое показало [5], что годо-

графы рефрагированных волн Pg и Sg при условии наличия градиента скорости в слое от 0 до 30км, прослеживаются в первых вступлениях до 200км и хорошо аппроксимируют как годографы собственно рефрагированных волн, так и закритические правые ветви годографов отраженных волн, формирующих первые вступления в интервале 120-200км от пункта взрыва. Резкое изменение кинематических параметров годографов первых вступлений P и S-волн в интервале от 200 и до 300км, связанное с выходом волн Pn и Sn, делает необходимым построение отдельных региональных годографов этих волн, а также закритической ветви отраженной волны Potr M.

Региональные годографы всех рассматриваемых волн строились путем осреднения наблюдаемых значений на базе в 10км и вычисления аппроксимирующей зависимости (рис.2). Годографы волн Pg и Sg аппроксимировались параболой второй степени, а годографы волн Pn, Sn и Potr M - линейной зависимостью $t(X)$.

Полученные годографы являются первым приближением к реальному волновому полю при нулевой глубине гипоцентра. Эти годографы могут быть использованы как для первого этапа интерпретации сейсмологических данных, так и для сравнения с результатами решения прямой задачи для региональной скоростной модели ВКМ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Саваренский Е. Ф., Кириос Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. -М., 1955. -543 с.
2. Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. -М., 1963. -670 с.
3. Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях единой системы сейсмических наблюдений СССР. -М., 1981. -272 с.
4. Дубянский А.И. Глубинное строение Воронежского кристаллического массива по данным взрывной сейсмологии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. -Свердловск, 1984. -21 с.
5. Tarkov A.P., Basula I.P., Generalov V.G., Dubiauskay A.I., Chernykh V.V. Composite travel times of seismic waves and general velocity models of the Voronezh Shield crust and upper mantle // Geophys J. R. astr. -Soc. 67. -1981. -P. 240-246.

УДК 550.831

ОПТИМИЗАЦИЯ ИНТЕРПРЕТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ПРИ РЕШЕНИИ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ

О.М.Муравина, Ю.А.Щеголева

Воронежский государственный университет

Современный подход к решению обратной задачи гравиметрии подразумевает ее разделение на два этапа. На первом - выполняется построение интерпретационной модели, а на втором осуществля-

ется собственно решение обратной задачи в рамках принятой модели [1]. Проблемы, возникающие на второй стадии интерпретационного процесса, в настоящее время решаются достаточно успешно. Раз-

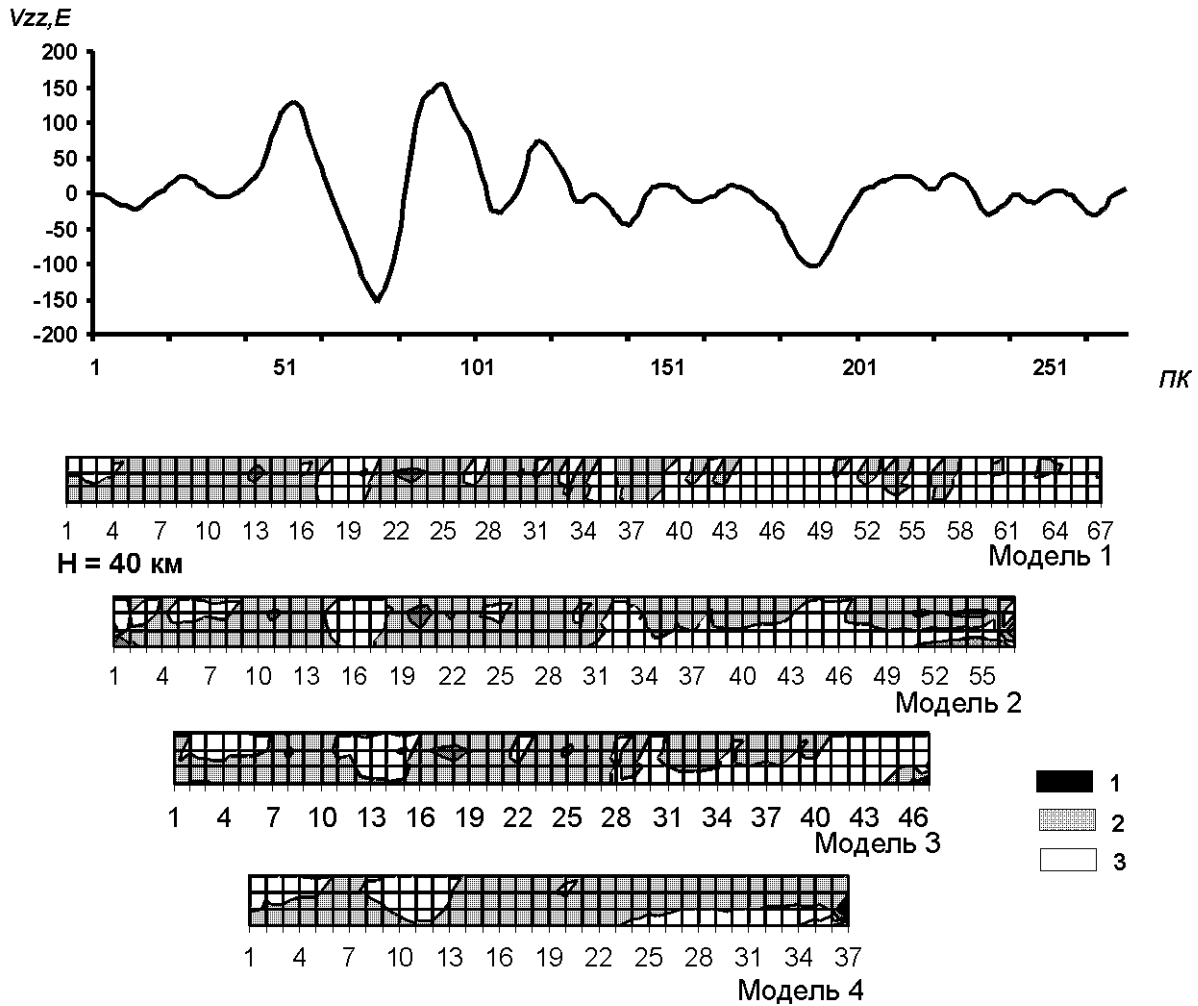


Рис.1 Результаты решения обратной задачи гравиметрии по полю вертикального градиента по профилю Харьков-Тамбов при различных вариантах задания координат боковых границ интерпретационной модели. Цифры внизу показывают количество элементарных тел в горизонтальных слоях. Интервалы изменения избыточных плотностей: 1 - > 2,0 (5,0) г/см³; 2 - 0-2,0(5,0) г/см³; 3 - зоны разуплотнения -отрицательные значения избыточных плотностей. В скобках даны значения для модели 4.

работанные устойчивые регуляризованные алгоритмы и возможности современной вычислительной техники позволяют получить эквивалентный плотностной разрез, соответствующий наблюдаемому полю. Причем точность подбора (разница между наблюдаемым и рассчитанным по полученному плотностному разрезу полями) не превышает погрешность наблюдений. Однако, как уже указывалось выше, полученное решение строго соответствует той интерпретационной модели, которая была первоначально принята. Иными словами, любое решение обратной задачи всегда осуществляется в рамках выбранной интерпретационной модели.

Выбор модели, таким образом, является ключевым моментом интерпретации. На этом шаге интерпретации существует много нерешенных вопросов. Очевидно, что при задании модели необходимо максимально использовать априорную геологическую информацию. Часто такой информации оказывается недостаточно и при выборе модели исследователь во многом полагается на собственную интуицию. Однако несоответствие изучаемого разреза

и принятой модели, т. е. ее несостоятельность неизбежно приводит к ошибкам интерпретации. Возникает необходимость исследования того, как значительны эти ошибки, существует ли некоторая область адекватности, где решение более устойчиво, а значит меньше зависит от неточности заданной модели, возможна ли корректировка модели в процессе решения, существуют ли численные приемы оптимизации модели при использовании того или иного алгоритма решения обратной задачи. Причем важно отметить, что каждый конкретный численный метод решения требует выполнения подобных исследований.

В настоящей работе приводятся результаты изучения возможностей оптимизации интерпретационной модели для одного из способов решения обратной задачи, широко применяемого в практике интерпретации гравиметрических данных. Метод численно реализован на кафедре геофизики и достаточно успешно использовался при интерпретации результатов гравиметрических работ, выполненных силами кафедры [2,3]. В основе метода лежит спо-

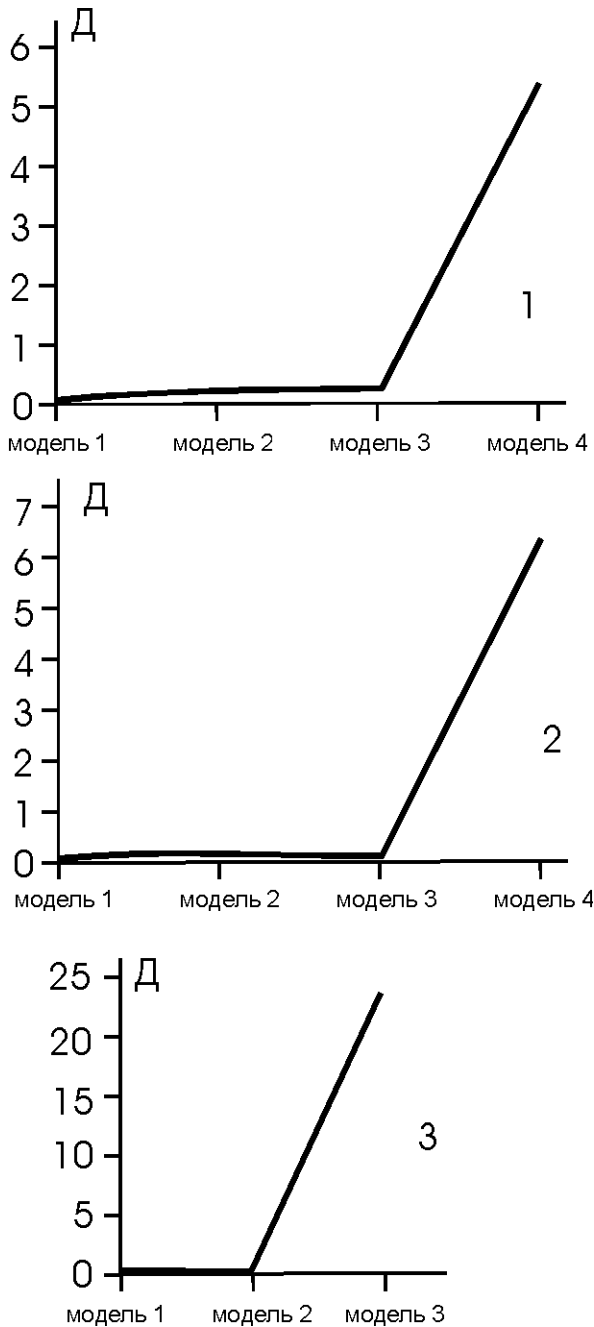


Рис.2 Дисперсия избыточной плотности элементарных тел по результатам решения обратной задачи для различных интерпретационных моделей: 1 - по профилю Харьков-Тамбов при постоянной длине профиля наблюдений; 2 - то же при изменении длины профиля наблюдений; 3 - по результатам численного моделирования.

соб регуляризованного подбора. Алгоритм задачи разработан В.Н.Старостенко [4].

Особенности численной реализации метода подробно изложены в работе [5]. Обратная задача может решаться как для силы тяжести, так и для вертикального градиента силы тяжести. Существует возможность учета рельефа поверхности и высот точек наблюдений. Поскольку интерпретационная модель является предметом исследований, рассмотрим ее более подробно. Модель задается в виде на-

бора элементарных двумерных тел. Определенное количество тел образуют слой. Модель может содержать один или несколько слоев. Количество элементарных тел зависит от степени детальности геоплотностного разреза, который должен быть получен. В результате решения обратной задачи рассчитываются значения избыточных плотностей для каждого элементарного тела. В простейшем случае аномалеобразующая область аппроксимируется двумерной горизонтальной бесконечной по оси y призмой, которую образуют элементарные тела. Простота модели является ее достоинством, так как такая модель имеет минимальное число параметров. Основными параметрами данной модели являются - глубины залегания верхней и нижней кромок призмы и координаты ее боковых граней. Влияние задания этих параметров на результаты решения и являлось предметом исследований.

На рис.1 представлены различные варианты решения обратной задачи гравиметрии по полю вертикального градиента силы тяжести (V_{zz}). Исследования были выполнены при изучении региональной структуры Воронежского кристаллического массива (ВКМ) вдоль профиля Харьков-Тамбов. Результаты исследований приведены в работе [2]. При задании интерпретационной модели учитывались данные о глубине залегания поверхности Мохо, а также сведения о плотности пород в верхней части разреза. Результаты решения обратной задачи в виде эквивалентного распределения эффективных плотностей до глубины 35 км хорошо согласуются с геологическими представлениями о строении региона. Таким образом, принятая интерпретационная модель построена с учетом априорной геологической информации и ее использование позволило получить эффективное решение обратной задачи. Эта модель была принята за эталонную (рис.1, модель 1). Затем в первоначальной интерпретационной модели были изменены координаты боковых граней, то есть фактически уменьшались поперечные размеры предполагаемой аномалеобразующей области. Соответственно уменьшилось количество элементарных тел в горизонтальном слое. Если для модели 1 их было 67, то для моделей 2,3 и 4 число элементарных тел в слое было задано 57,47 и 37 соответственно. Для каждой из четырех моделей была решена обратная задача, то есть рассчитаны значения избыточной плотности для каждого элементарного тела (рис.1). Полученные результаты показывают, что влияние краевых аномальных масс на общую картину распределения избыточной плотности незначительно. В центральной части интерпретируемого разреза можно выделить так называемую область адекватности, в которой практически не изменяется характер распределения аномальных масс. Дальнейшее уменьшение поперечных размеров интерпретационной модели приводит к ухудшению результатов-значения плотности сильно отличаются от реальных, наблюдается так называемая осцилляция значений. Очевидно, что в этом случае модель становится неадекватной изучаемому плотностному

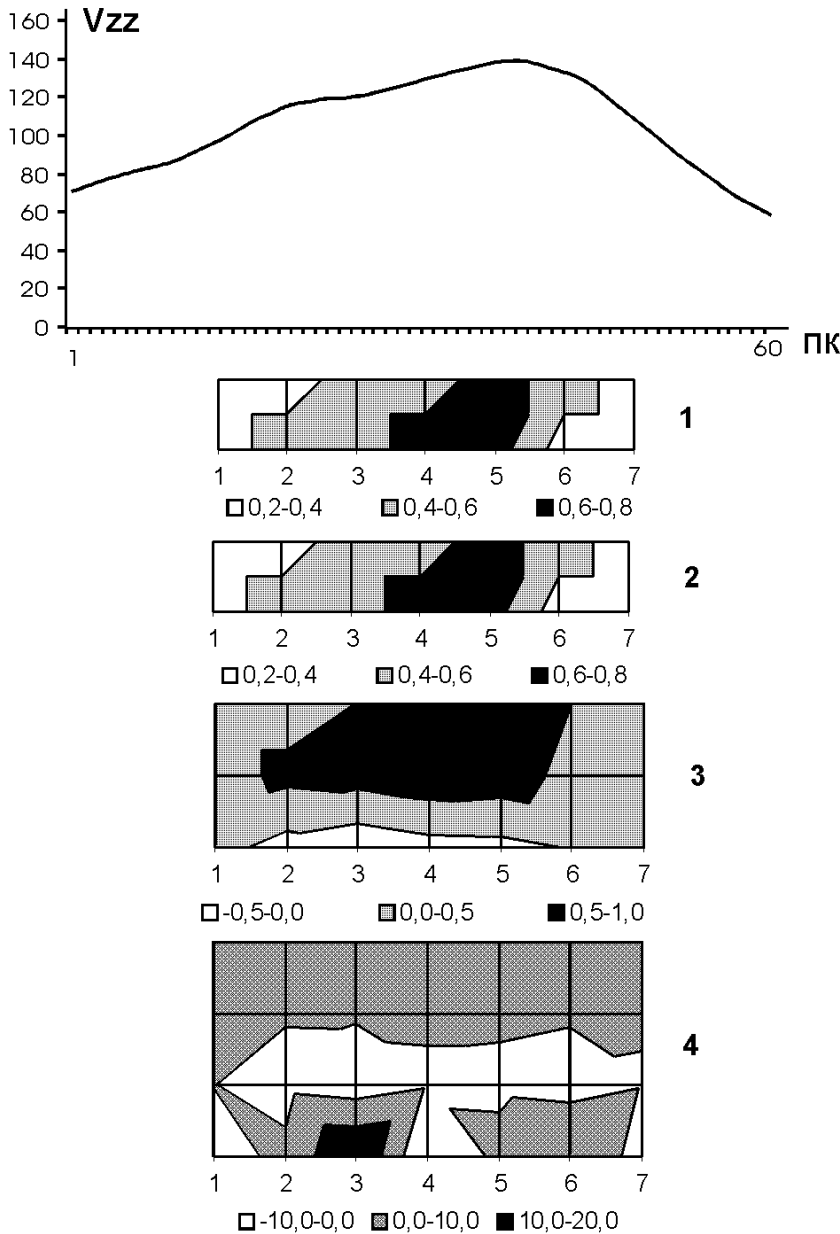


Рис.3. Результаты численного моделирования решения обратной задачи гравиметрии по полю вертикального градиента при различных вариантах задания мощности интерпретационной модели: 1 - исходный геоплотностной разрез; 2 - интерпретационная модель задана адекватно исходному разрезу; 3 - мощность интерпретационной модели в 2 раза превышает исходный разрез; 4 - мощность интерпретационной модели в 3 раза превышает исходный разрез. Интервалы изменения избыточной плотности даны в условных единицах.

дели. Рассматривались следующие варианты: 1 - модель адекватна исходному разрезу; 2 - мощность модели в 2 раза превышает исходный разрез; 3 - мощность модели в 3 раза превышает исходный разрез.

Получены следующие результаты. В случае совпадения границ интерпретационной модели и исходной аномалеобразующей области распределение плотности исходному разрезу. Неверное задание мощности интерпретационной модели существенно искажает решение. Распределение дисперсии избыточных плотностей (рис.2,3) показывает, что дисперсия резко возрастает с увеличением расхождения интерпретационной модели и исходного разреза. В то время, как оптимальная модель, адекватная исходному разрезу имеет минимальную дисперсию.

На основании выполненных исследований можно предложить следующие рекомендации при использовании данного метода решения обратной задачи:

Необходимо выполнять решение обратной задачи при разных вариантах интерпретационной модели, используя принцип «обратной связи» [1], когда полученные результатов анализируются, выполняется корректировка модели и вновь ищется решение. Для выбора оптимальной модели возможно использовать в качестве численного критерия расчет дисперсии избыточных плотностей полученных разрезов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Страхов В.Н. К вопросу о неоднозначности решения обратной задачи гравиметрии // Прикладная геофизика. -1972. -№ 69. -С.115-140.

разрезу. В качестве численной характеристики оптимальности модели можно использовать дисперсию избыточных плотностей. Эталонная модель имеет минимальную дисперсию, затем дисперсия постепенно увеличивается и достигает максимума для модели 4 (рис.2,1).

Аналогичные результаты получены для случая, когда при решении обратной задачи с изменением поперечных размеров области предполагаемых аномальных масс сокращалась длина профиля. Распределение дисперсии избыточных плотностей показано на рис.2,2.

Для оценки влияния задания мощности области аномальных масс на решение обратной задачи было выполнено численное моделирование. Результаты моделирования показаны на рис.3. Был задан исходный разрез (рис.3,1) для которого рассчитано поле вертикального градиента силы тяжести. Затем по этому полю решалась обратная задача при различных параметрах интерпретационной мо-

2. Антонов Ю.В., Муравина О.М., Жаворонкин В.И. и др. Отражение региональной структуры ВКМ в результатах измерений вертикального градиента поля силы тяжести // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. -1996. -№2. -С.164 -177.
3. Антонов Ю.В., Муравина О.М., Антонова И.Ю. Методика и технология решения обратной задачи по определению формы тела // Изв. вузов. Геол. и разведка. -1994. -№ 1. -С. 93-97.
4. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. -Киев, 1978. -227с.
5. Антонов Ю.В., Муравина О.М., Эквивалентный подбор распределения избыточных масс по аномалиям силы тяжести на криволинейной поверхности // Изв. вузов. Геол. и разведка. -1991. -№ 11. -С.100 -106.

УДК 556.322

АСПЕКТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГАЗООБРАЗНЫХ СОРБИРОВАННЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ В ЭКОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ

К.Е.Питьева

Московский государственный университет

Введение

Одна из существенных задач эколого-гидрогеологического мониторинга - выявление универсального индикатора очагов техногенного воздействия на природные среды. Для районов нефтегазовых месторождений в качестве индикаторов техногенных нагрузок на природные среды нами исследуются газообразные сорбированные углеводороды и "прочие" газы.

Впервые предложено использовать наряду с сорбированными газами пород также и сорбированные углеводородные газы водных сред - подземных, поверхностных вод, стоков.

Выбор сорбированных углеводородных газов обусловлен: меньшей, по сравнению с другими компонентами, трудоемкостью их анализа (используется метод хроматографии); экономичностью транспортировки проб (водные пробы транспортируются в виде сухих остатков); геохимической инертностью, определяющей сохранность техногенного состава проб.

Закономерности распространения сорбированных углеводородных газов изучены для пород и не исследованы для водных сред.

Углеводородные газы непосредственно в водных средах сорбируются коллоидами (гидроокислами железа, алюминия и нефтяных компонентов), углистыми веществами, битумами. При получении сухого остатка дополнительно происходит сорбция растворенных в воде углеводородов минеральными твердыми соединениями. Температурные условия выпаривания (+80°C) обеспечивают сохранность сорбированных углеводородов в сухом остатке, что позволяет использовать при эколого-гидрогеологическом мониторинге сорбированную

форму углеводородных газов, приуроченную к литосфере, гидросфере, техносфере.

Наличие адсорбированных углеводородов в водных средах обусловлено физической сорбцией посредством сил межмолекулярного взаимодействия, при котором происходит компенсация сорбируемыми углеводородными молекулами свободных связей заряда сорбента, обладающего значительными поглощающими свойствами. Механизм процесса физической сорбции по модели Ван-дер-Ваальса объясняется ориентационным, индукционным и дисперсионным эффектами, которые приводят неполярные молекулы углеводородов (их дипольный момент равен нулю) к поляризации. Последняя обеспечивает притяжение молекул углеводородов к поверхностному слою породы, коллоидов, сухого остатка. При ориентационном эффекте поляризация молекулы углеводорода возникает в результате несовпадения центров тяжести положительных и отрицательных зарядов, и молекулы, в случае близости друг к другу разноименных зарядов, притягиваются, а одноименных - отталкиваются. Молекулы обладают вращательными степенями свободы. При их вращении диполи удерживаются в параллельных положениях с ориентацией на минимальную потенциальную энергию, достаточную для притяжения молекулы к сорбенту.

Индукционный эффект силы притяжения заключается в поляризации молекулы углеводорода, индуцируемой другим заряженным телом. В молекуле углеводорода возникает дипольный момент, обуславливающий ее притяжение к сорбенту. Возникший дипольный момент индуцирует последующие, чем и обеспечивается процесс сорбции.

Дисперсионный эффект основан на мгновенной поляризации молекулы углеводорода, постоян-