Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. L, вып. 2, 1966 г.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ В ТЕКТОНИКЕ

Ю. Е. Погребицкий

При решении вопросов структурной геологии и тектонического районирования возникает необходимость в оценке и сравнении участков земной поверхности по степени дислоцированности пород. Опыт такого рода исследования проведен нами в Таймырской складчатой области. Он заключается в преобразовании данных о геологическом строении земной поверхности (в виде карт и объяснительных записок к ним) в сеть количественных характеристик вертикальной составляющей тектонических перемещений и в выявлении их вариаций по площади региона.

Принципы преобразования. Вертикальные тектонические перемещения проявляются на дневной поверхности земли в виде инверсии слоев. Под этим термином подразумевается такая перестановка, при которой слой, возвращаясь из недр Земли, достигает или проходит через тот гипсометрический уровень, где он был ранее образован. Подавляющее большинство сохранившихся до наших дней (фиксированных) осадочных толщ формировалось вблизи нулевой гипсометрической поверхности (мелководный шельф или прибрежная равнина). Поэтому при известном допущении все слои, выведенные из глубины недр до нулевого уровня, можно считать инверсионными.

Геологической картой в количественных данных фиксируется относительная инверсия слоев. Наша задача свелась к количественной характеристике результата инверсии слоев через амплитуду относительной инверсии.

Тектонический процесс с точки зрения инверсии слоев имеет целый ряд специфических положений, из которых в нашей работе использованы следующие.

1. Вся поверхность земли относительно инверсионного эффекта распределяется на два ряда областей: области инверсированных отложений и области погруженных отложений, которые разграничиваются нулевой линией, в общем соответствующей береговой линии моря.

2. Существует единственный наиболее инверсированный слой — самый древний на современной дневной поверхности. Все осадки, выпавшие в данный момент на нулевой линии и в области погружения, обладают нулевой инверсией.

3. На основании всех элементарных участков области инверсии можно составить условную структуру вида моноклинали, в которой имеются все слои между самым древним и самым молодым слоями. Условность этой структуры заключается в том, что она характеризуется лишь одним параметром — относительной амплитудой инверсии самого древнего слоя над молодым. На каком пространстве это осуществляется, не имеет значения, поэтому угол наклона слоев может быть произволен. Эта условная

структура представляет множество частных условных структур, которые отличаются одна от другой лишь мощностью составляющих слоев.

4. Каждый элементарный участок может быть выражен в виде элементарной условной структуры, принадлежащей одной из частных условных структур. Например, все элементарные участки, где выходят слои с интервалом возрастов 100 млн. лет между самым древним и самым молодым слоем и мощностью 1000 *м*, относятся к одной частной условной структуре при равномерной стратиграфической шкале.

5. Способ инверсии (пликативная или дизъюнктивная дислокация), равно как и скорость инверсии могут быть любыми.

В соответствии с этими положениями можно: а) считать инверсию в каждом элементарном участке относительно нулевого слоя; б) определять амплитуду инверсии какого-либо слоя на элементарном участке глубиной погружения этого слоя относительно нулевого слоя в частной структуре; в) не учитывать факторов, обусловливающих вертикальные тектонические перемещения, а свести проблему к вопросу равномерности стратиграфической шкалы, по которой измеряется инверсия.

Определение количественной характеристики инверсии. Наличие в частной условной структуре всех слоев от нулевого до самого древнего позволяет пронумеровать все слои от нуля до некоторого конечного числа. Очевидно, эту нумерацию можно привести в соответствие с абсолютным возрастом слоев от 0 до, предположительно, 5000 млн. лет.

Тогда для частной условной структуры, для которой предположим равномерную скорость осадконакопления, инверсия слоя i определяется по формуле

$$I_i = H\frac{t_i}{T}, \tag{1}$$

где I_i — инверсия слоя; H — мощность слоев от 0, 1, 2, . . . до T (5000 млн. лет); t_i — абсолютный возраст слоя; T — абсолютный возраст самого древнего слоя.

В пределах элементарной структуры, где в результате инверсии выведен также слой g — более молодой, чем i,

$$\frac{Ht_i}{T} - \frac{Ht_g}{T} = h_i, \tag{2}$$

где h_i — относительная инверсия слоя i над слоем g.

Отсюда, полная инверсия слоя i, выраженная через h_i, составит

$$I_i = \frac{h_i t_i}{t_i - t_g}. \tag{3}$$

Теперь можно сравнить по инверсионному эффекту выходы одновозрастных слоев и перейти к общей условной структуре, представить изменения инверсионного эффекта на исследуемой территории независимо от возраста слоев, выделить зоны с одинаковой инверсией (подобно структурной карте по слою с возрастом T).

Эти выводы справедливы, если исходить из гипотезы, что скорость осадконакопления с течением времени не изменялась, имея, конечно, в виду одинаковые структурно-фациальные зоны. Однако среди геологов не существует определенного мнения об изменении скорости осадконакопления во времени. В обширной сводке М. Кэй * приходит к выводу, что нельзя считать окончательно доказанным господствующее представление об увеличении интенсивности прогибаний в течение времени. Тем не менее необходимо учесть этот фактор, хотя бы для небольшого увеличения интенсивности прогибания, в результате которого амплитуда погружения самого древнего слоя могла бы увеличиться против равномерного прогибания.

---

* М. К э й. Осадки и погружение во времени. Сб. Земная кора. ИЛ, 1957.

В пределах одной частной условной структуры процесс с возрастающей скоростью осадконакопления во времени будет характеризоваться неодинаковыми мощностями составляющих ее слоев и, следовательно, неопределенным положением слоя i внутри H. Иначе говоря, для элементарного участка такой структуры

$$H\frac{t_i}{T} - H\frac{t_g}{T} \neq h_i, \tag{4}$$

где h_i — относительная инверсия, замеренная на элементарном участке.

Очевидно, структуру с возрастающей скоростью осадконакопления можно представить как сочетание двух структур: 1) равномерноскоростной; 2) с ускоренным движением, где H_1 и H_2 — мощности соответствующих комплексов слоев. Полная инверсия слоя в этом случае

$$I_i = I_{1i} + I_{2i}$$

или

$$I_{1i} + I_{2i} = I_{1g} + I_{2g} + h_i, \tag{5}$$

где I_{1g} и I_{2g} — инверсии молодого слоя соответственно в структурах с равноскоростным и ускоренным осадконакоплением.

Отсюда

$$I_{1i} - I_{1g} - I_{2g} = h_i - I_{2i};$$

$$I_{1i} - I_{1g} = \Delta h_i, \tag{6}$$

где $h_i - \Delta h_i$ может принимать значения от h до 0 и должно убывать со временем. В соответствии с этим, чем древнее инверсионный слой, тем меньшую роль в измеряющей инверсию стратиграфической шкале играет ускоренное погружение.

Если принять, что при ускоренном осадконакоплении мощность над самым древним слоем увеличилась против равноскоростного осадконакопления на $h_i\frac{T-t_i}{t_i}$, то

$$h_i - \Delta h_i = h_i\frac{T-t_i}{T}. \tag{7}$$

Тогда из (6)

$$I_g = I_{1i} + h_i\frac{T-t_i}{T} - h_i,$$

а в соответствии с (5)

$$I_i = I_{1i} + h_i + h_i\frac{T-t_i}{T} - h_i$$

или

$$I_i = \frac{H_1 t_i}{T} + h_i\frac{T-t_i}{T}. \tag{8}$$

В формуле (8) остается неизвестным $I_{1i} = \frac{H_i t_i}{T}$.

Однако учитывая, что это отношение постоянно для равноскоростной структуры, так же как и h_i для данного элементарного участка, то

$$H_1\frac{t_i}{T} = \frac{Ht_i}{T},$$

где $\frac{Ht_i}{T}$ соответствует инверсии слоя i при равноскоростном процессе и равно $\frac{h_i t_i}{t_i - t_g}$.

Тогда (8) примет вид

$$D_i = \frac{Ht_i}{T} + h_i\frac{T-t_i}{T}$$

или

$$D_i = \frac{h_i t_i}{t_i - t_g} + h_i\frac{T-t_i}{T}, \tag{9}$$

где D_i — приближенное значение полной инверсии, или численная характеристика вертикального тектонического перемещения при некотором возрастании скорости осадконакопления в течении геологического процесса.

Рассматривая выше наши частные и элементарные структуры, мы ограничивались примером выхода слоя i на нулевой гипсометрический уровень. При этом h_i выражало относительную инверсию, равную мощности между слоями i и g. Наличие рельефа требует введения поправок, с учетом которых относительная инверсия будет

$$k_i = h_i + l + (\pm p), \tag{10}$$

где h_i — мощность между древним и молодым слоями на элементарном участке; l — наибольшая высотная отметка на элементарном участке; $\pm p$ — превышение слоя i над слоем g (поправка за рельеф).

Тогда, в соответствии с (10), формулы (3) и (9) примут вид

$$I_i = \frac{h_i t_i}{t_i - t_g} + l + (\pm p), \tag{11}$$

$$D_i = \frac{h_i t_i}{t_i - t_g} + k_i \frac{T - t_i}{T}. \tag{12}$$

Преобразование геологической карты Таймыра. Преобразованию подвергнуты главным образом поле палеозойских отложений, составляющих единый структурный этаж, и сравнительно небольшой участок протерозойских отложений. В нашей работе за элементарный участок принят круг диаметром 10 *км* на местности или 1 *см* на карте. Центры элементарных участков расположены по правильной прямоугольной сети 1 × 1 *см*.

При определении количественной характеристики по каждому элементарному участку учли следующие данные: 1) возраст по международной стратиграфической шкале самого древнего из слоев i, обнаженного на элементарном участке; для расчетов он переводится в абсолютное летоисчисление (t_i); 2) мощность нормальной стратиграфической колонки между слоем i и самым молодым слоем g на элементарном участке (h_i); 3) наибольшая абсолютная высотная отметка выхода слоя i в пределах элементарного участка (l); 4) относительное превышение выхода слоя i над самым молодым слоем в пределах элементарного участка ($\pm p$).

Количественную характеристику вертикальной составляющей тектонического перемещения вычислили по формуле (12). В связи с небольшими вариациями мощностей палеозойской формации и сравнительно малым интервалом возрастов отложений в пределах элементарного участка формулу (12) упростили для использования номограммы

$$D_i = H' \frac{t_i}{T} + k_i \frac{T - t_i}{T}, \tag{13}$$

где $H' = 50\,000$ *м* получена как средняя из расчетов по формуле $H' = \frac{h_i T}{t_i - t_g}$ для серии случайно отобранных элементарных участков.

Значения D_i перенесли на логарифмическую шкалу, где нулю соответствует lg 100, и в окончательном виде записали по числу целых сантиметров шкалы с соответствующими десятыми. В таком виде количественная характеристика вертикального перемещения названа нами *характеристикой в баллах* и получила обозначение

$$d_i = m(D_i' - 2),$$

где m — модуль логарифмической шкалы номограммы, равной 100 *мм*; $(D_i' - 2)$ — значение D_i' на логарифмической шкале, на которой нулю шкалы баллов соответствует $D_i' = \lg 100$.

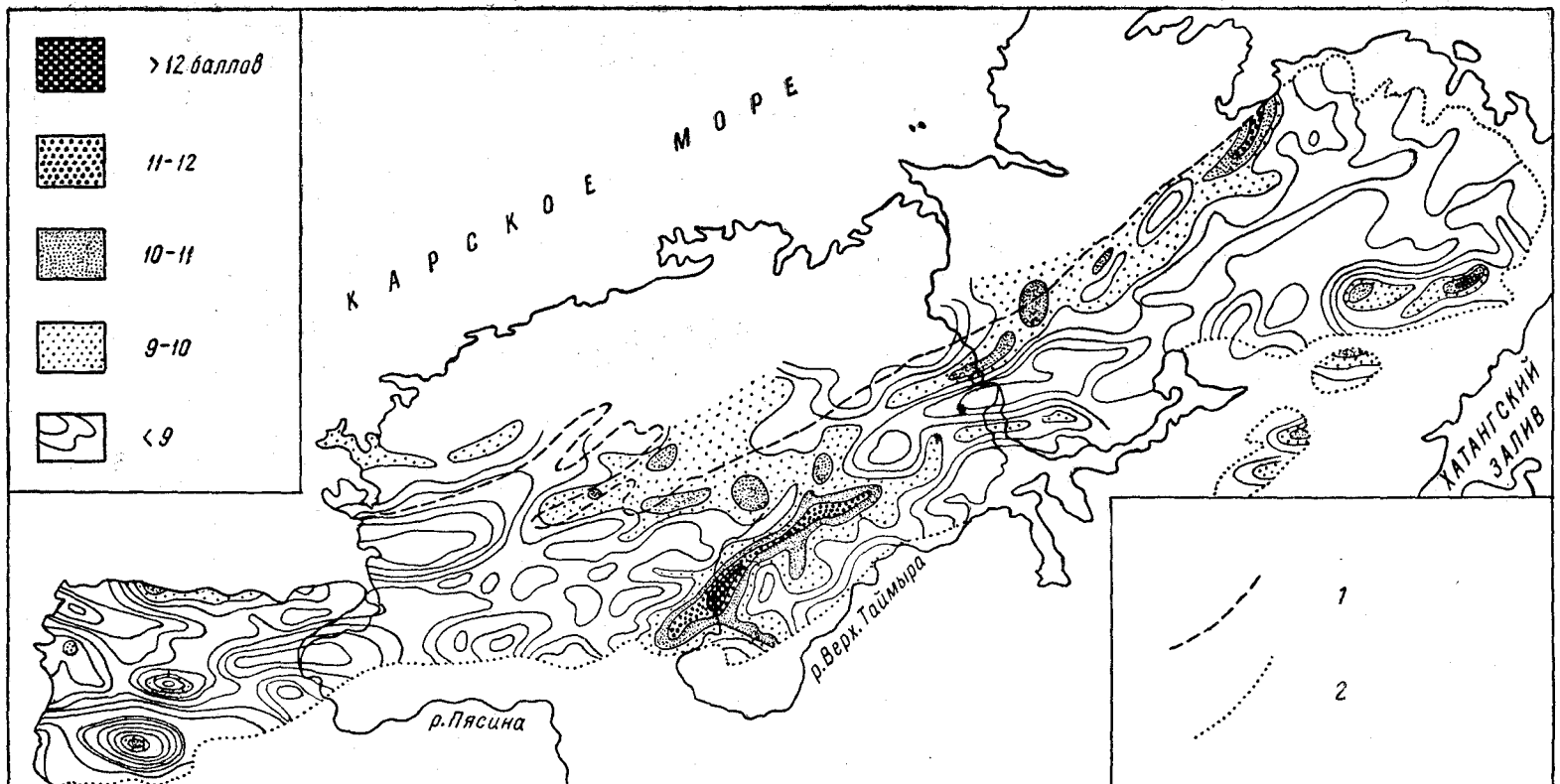


Рис. 1. Интенсивность вертикальных тектонических перемещений района Горного Таймыра

1 и 2 — соответственно нижняя и верхняя границы палеозойского структурного этажа.

По горной части Таймыра получены количественные характеристики в баллах для 1500 элементарных участков, охватывающих палеозойский структурный ярус, и около 500 элементарных участков, расположенных в поле синийского структурного яруса.

В итоге составлена карта интенсивности вертикальных тектонических перемещений в изобаллах (рис. 1). На полученной карте выявляется ряд особенностей тектонического строения Таймыра.

1. Вертикальные перемещения в синийском и палеозойском структурных ярусах имеют одинаковую интенсивность.

2. Независимо от расположения этих двух структурных ярусов на территории Горного Таймыра выделяются области различной интенсивности вертикальных перемещений: а) бассейн р. Пясины и Енисейского побережья с локальными участками повышенных значений d_i и средними значениями $d_i = 6{,}5$ балла (западная область); б) бассейн рек Верхней и Нижней Таймыры со свойственным для него мозаично-линейным рисунком зон низких и высоких значений d_i и средним значением $d_i = 9$ баллов (центральная область); в) бассейн рек, впадающих в море Лаптевых, с широким полем пониженных значений d_i, ограниченным расходящимися на восток зонами высоких значений d_i (восточная область).

3. Изолированные участки повышенных значений d_i на западе региона свидетельствуют о развитом здесь прерывистом типе дислокаций и о вырождении Таймырской складчатой области на запад и юго-запад.

4. Структурный план центральной и восточной частей Таймыра определяется дугообразными поясами, состоящими из зон повышенной интенсивности вертикальных перемещений. Их можно определить как пояса повышенной тектонической подвижности.

5. Сочетание узких четко проявленных поясов с повышенной тектонической подвижностью, разделенных широкими полями с относительно низкими значениями d_i, свидетельствует о блоковой природе центральной и восточной частей региона.

6. Резкая виргация поясов повышенной тектонической подвижности на восток свидетельствует о том, что Таймырская складчатая область не продолжается на территорию шельфа моря Лаптевых.

7. Наибольшей интенсивности вертикальные перемещения достигают в центре региона, где северный дугообразный пояс сближается с южным, окаймляющим блок р. Верхней Таймыры.

Как показывают диаграммы распределения d_i (рис. 2), интенсивность вертикальных перемещений западной, центральной и восточной областей резко различна, а кривые генезиса родственны и характеризуются двуглавостью и левой асимметрией. Левый пик каждой кривой соответствует наиболее распространенному значению d_i в пределах блока, а правый пик — значению d_i в пограничных структурах. Расстояние между пиками свидетельствует о различной дислоцированности пород в краевых и центральных частях блоков.

Для сравнения интенсивности вертикальных перемещений в полях отложений верхнего палеозоя (терригенная толща с многочисленными силлами траппов) и нижнего — среднего палеозоя (сланцево-карбонатная толща) построены соответствующие кривые распределения d_i по центральной области (рис. 3). При этом оказалось, что для сланцево-карбонатной толщи характерны равномерное распределение значений d_i, отсутствие признаков блоковости и контрастов в степени дислоцированности внутренних и периферийных зон. Наиболее распространенные значения d_i в сланцево-карбонатной толще соответствуют окрестности правого пика d_i в терригенной толще. Эти данные свидетельствуют либо о дисгармонии дислокаций, либо обязывают относить выходы нижне- и среднепалеозойской сланцево-карбонатной толщи к структурным зонам, разделяющим крупные блоки, сложенные верхнепалеозойской терригенной

толщей. Судя по карте интенсивности вертикальных перемещений и геологической карте, их можно отнести к зонам, разделяющим блоки первого порядка. Это заключение подтверждается кривыми рис. 4, где для статистического сравнения кривые *1* и *2* построены по d_i элементарных участков, расположенных на границе сланцево-карбонатной и терригенной

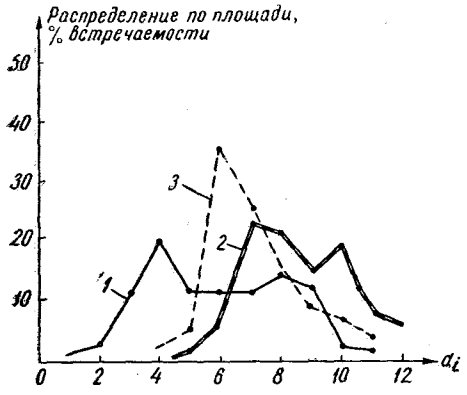


Рис. 2. Распределение характеристик вертикальных перемещений d_i в поле распространения терригенной толщи верхнего палеозоя.

Области: *1* — западная (по 187 элементарным участкам); *2* — центральная (по 250 элементарным участкам); *3* — восточная (по 194 элементарным участкам).

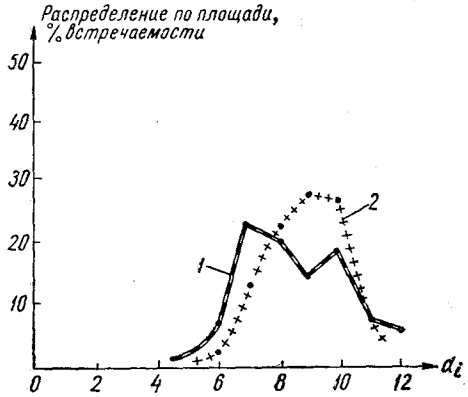


Рис. 3. Распределение характеристик вертикальных перемещений d_i в поле терригенной толщи верхнего палеозоя (*1*) и сланцево-карбонатной толщи нижнего — среднего палеозоя (*2*) центральной области (кривая *2* построена по 162 элементарным участкам).

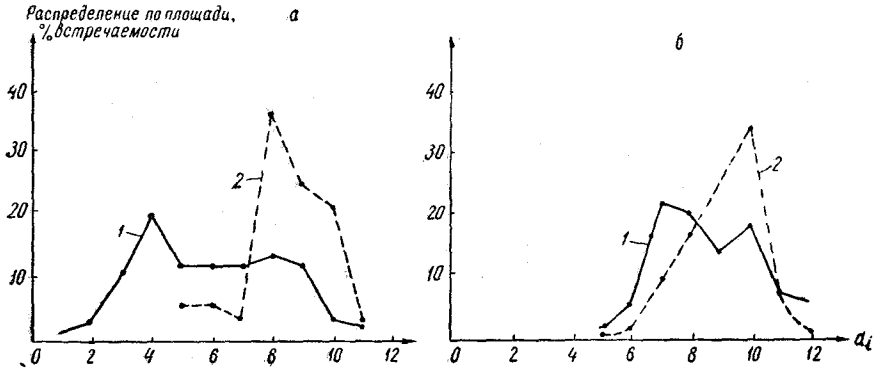


Рис. 4. Распределение характеристик вертикальных перемещений d_i в поле терригенной толщи верхнего палеозоя (*1*) и в зоне их контакта с отложениями нижнего — среднего палеозоя (*2*) в пределах: *а* — западной области (кривая *2* построена по 40 элементарным участкам); *б* — центральной области (кривая *2* построена по 254 элементарным участкам).

толщ, т. е. содержащих те и другие породы на краю заведомо известных крупных блоков. Как видно на рис. 4, для зон контакта характерны значения d_i, точно соответствующие правым пикам значений d_i в терригенной толще.

В заключение отметим, что перечисленные особенности тектонического строения Таймыра в самой общей форме были определены нами по результатам тектонического анализа. Однако получить критерии для проведения границ, определить местоположение зон повышенной тектонической подвижности, проследить их по простиранию и произвести сравнения оказалось возможным только при проведении количественной характеристики.