

0 6 1

**МАТЕМАТИЧЕСКИЕ
МЕТОДЫ
ПРИ РЕШЕНИИ
ЗАДАЧ ГЕОЛОГИИ
БЕЛОРУССИИ**

3

9

2

7

4

Министерство геологии СССР
Управление геологии при Совете Министров БССР
Белорусский научно-исследовательский
геологоразведочный институт

550.8:519

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ РЕШЕНИИ
ЗАДАЧ ГЕОЛОГИИ БЕЛОРУССИИ

Сборник научных трудов

Минск 1977



2735

УДК [51+681.3]:55

Математические методы при решении задач геологии
Белоруссии. Минск, БелНИГРИ, 1977.

В сборник вошли статьи, посвященные вопросам построения прогнозирующих систем и операторов, их применения в тех или иных геолого-геофизических ситуациях территории Белоруссии.

Рис. - 26. Табл. - 5. Библиогр. - 85 наименований.

Редакционная коллегия:

Г.И. Каратаев (ответственный редактор), Е.А. Галаган, Г.А. Федотова



Издаво БелНИГРИ, 1977

К ТЕОРИИ ЭВРИСТИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Г^о. В основу описываемых в статье предложений по построению прогнозирующих геолого-геофизических моделей положена выработанная опытом, интуицией геологов и геофизиков методология анализа и обобщения геолого-геофизических данных, в особенности методология геологической интерпретации геофизических полей, сформулированная в работах А.Д. Архангельского, В.В. Федьнского, Э.Э. Фотиади, А.А. Борисова и С.И. Субботина, развитая в количественном и качественном выражении их многочисленными последователями. Статья является предложением наших исследований по корреляционному моделированию процесса комплексной геологической интерпретации геофизических полей, с учетом ряда новых разработок [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8]. Основные принципы эвристической методологии геологических исследований, на наш взгляд, состоят в следующем:

изучаемый геологический процесс разбивается на некоторые неделимые элементарные процессы;

вырабатываются эвристические правила объединения этих элементарных процессов в единое целое под условием направленного поиска некой априори сформулированной цели;

целенаправленный поиск осуществляется путем последовательного перехода через анализ предыдущих решений к последующим решениям многократным возвращением ко всей предыдущей цепочке исследований; при этом на выходе предыдущего элементарного процесса стремятся получить как можно больше возможных

решений, затем из них по эвристическому критерию достижения цели отбираются только приемлимые с точки зрения этого критерия решения (процесс селекции) и эти селективные решения являются, наряду с исходной информацией, входными данными для последующего элементарного процесса;

процесс поиска цели обычно ведется либо формально-интуитивно без понимания генезиса процесса, либо на основании некоей рабочей гипотезы (теории) о формировании и развитии изучаемого геологического явления. Первый, негенетический подход, хотя и в силу явления когерентности нередко приводит к достижению цели, однако схема поиска обычно носит частный характер, она в значительной степени загружена шумами и, как правило, не несет информации, влияющей на развитие теории геологического явления.

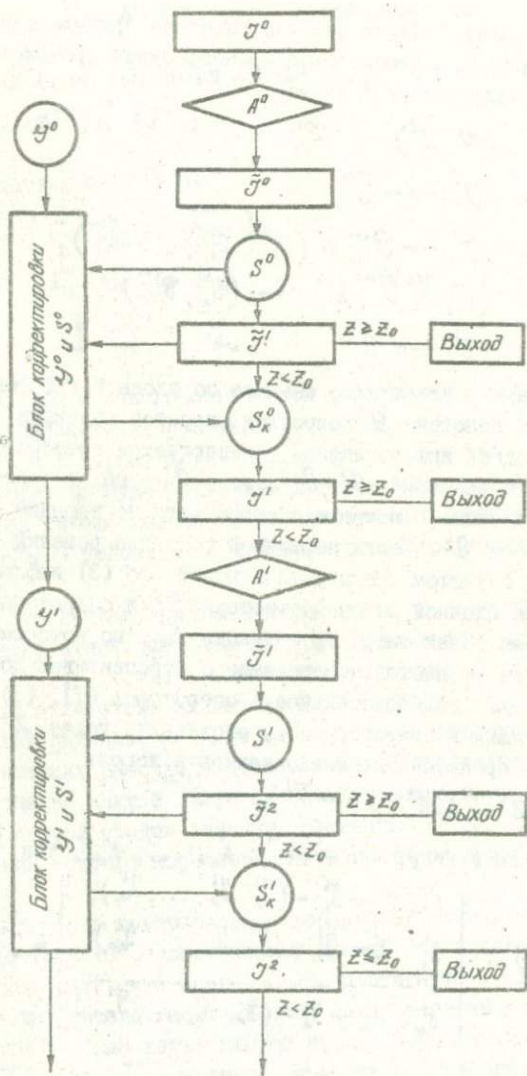
Второй, генетический подход к построению прогнозирующих геологических моделей состоит в том, что на каждом этапе, в каждом элементарном процессе исходная рабочая гипотеза об изучаемом геологическом явлении корректируется, и селекция решений выполняется с учетом совокупности решений.

Присутствие в схеме такого рода обратной связи развивает и обновляет исходную рабочую гипотезу, обеспечивает наиболее быстрое достижение цели в различных геологических условиях [3, 4, 5].

2°. Ниже описывается формально-логическая эвристическая прогнозирующая модель, базирующаяся на генетических подходах (рисунок).

Пусть задана некоторая начальная рабочая гипотеза \mathcal{Y}^0 , на основании которой строится концептуальная модель с указанием: последовательности операторов преобразования информации A^0, A^1, \dots, A^k ; исходной информации \mathcal{J}^0 ; критерия достижения цели Z_0 ; методики последовательной корректировки исходной рабочей гипотезы и формирования операторов селекции и принятия решений — оператор K . Пусть в результате применения элементарного процесса E_i , получены следующие перспективные решения для достижения цели:

$$\mathcal{J}^i = (\mathcal{J}_1^i, \mathcal{J}_2^i, \dots, \mathcal{J}_n^i)$$



Блок-схема последовательности эвристического прогнозирования геологических явлений

и откорректированная рабочая гипотеза приняла вид \mathcal{Y}^i . Тогда следующий E_i элементарный процесс будет протекать по следующей последовательной схеме

$$K: (\mathcal{Y}^i, \mathcal{J}^i) \rightarrow S^i, \quad (1)$$

$$A^i: \mathcal{J}^i \rightarrow \tilde{\mathcal{J}}^i, \quad (2)$$

$$S^i: \tilde{\mathcal{J}}^i \rightarrow \tilde{\mathcal{J}}^{i+1} = (\tilde{\mathcal{J}}_1^{i+1}, \tilde{\mathcal{J}}_2^{i+1}, \dots, \tilde{\mathcal{J}}_k^{i+1}), \quad (3)$$

$$K: (\mathcal{Y}^i, \tilde{\mathcal{J}}^i, \tilde{\mathcal{J}}^{i+1}, S^i) \rightarrow (S_k^i, \mathcal{Y}^{i+1}). \quad (4)$$

$$S_k^i: \tilde{\mathcal{J}}^i \rightarrow \mathcal{J}^{i+1} \quad (5)$$

Здесь, как видим, сначала по входной информации \mathcal{J}^i и рабочей гипотезе \mathcal{Y}^i строится оператор селекции S^i . Затем по (2) входная информация \mathcal{J}^i подвергается преобразованию с получением n -решений $\tilde{\mathcal{J}}_1^i, \tilde{\mathcal{J}}_2^i, \dots, \tilde{\mathcal{J}}_n^i$, над которыми осуществляется селекция с помощью построенного по входным данным \mathcal{Y}^i и \mathcal{J}^i оператора S^i . После первичной селекции решений (3), производится, с учетом предыдущей и новой (по (3)) информации, корректировка входной рабочей гипотезы \mathcal{Y}^i и оператора селекции S^i - получаем новый оператор селекции S_k^i , по которому по (5) принимается окончательное решение о перспективах достижения цели.

Если последовательность операторов (1), (3), (4) и (5), приводящих к оператору S_k^i , обозначить через \mathcal{D}^i , то элементарный процесс E_i , можно записать короче

$$\mathcal{D}^i: [A^i: \mathcal{J}^i \rightarrow \tilde{\mathcal{J}}^i] \rightarrow \mathcal{J}^{i+1}.$$

Или имея в виду, что $A^i = (A_1^i, A_2^i, \dots, A_m^i)$, так

$$\mathcal{D}^i: \left[\begin{array}{l} A_1^i: \mathcal{J}_1^i \rightarrow \tilde{\mathcal{J}}_1^i = (\tilde{\mathcal{J}}_{11}^i, \tilde{\mathcal{J}}_{12}^i, \dots, \tilde{\mathcal{J}}_{1n_1}^i), \\ A_2^i: \mathcal{J}_2^i \rightarrow \tilde{\mathcal{J}}_2^i = (\tilde{\mathcal{J}}_{21}^i, \tilde{\mathcal{J}}_{22}^i, \dots, \tilde{\mathcal{J}}_{2n_2}^i), \\ \dots \\ A_m^i: \mathcal{J}_m^i \rightarrow \tilde{\mathcal{J}}_m^i = (\tilde{\mathcal{J}}_{m1}^i, \tilde{\mathcal{J}}_{m2}^i, \dots, \tilde{\mathcal{J}}_{mn_m}^i) \end{array} \right] = \mathcal{J}^{i+1} \quad (6)$$

где

$$\mathcal{J}^{i+1} = \left[\begin{array}{ccc} \mathcal{J}_{11}^{i+1} & \mathcal{J}_{12}^{i+1} & \dots & \mathcal{J}_{1k_1}^{i+1} \\ \mathcal{J}_{21}^{i+1} & \mathcal{J}_{22}^{i+1} & \dots & \mathcal{J}_{2k_2}^{i+1} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \mathcal{J}_{m1}^{i+1} & \mathcal{J}_{m2}^{i+1} & \dots & \mathcal{J}_{mk_m}^{i+1} \end{array} \right]$$

причем $K_1 \leq n_1, K_2 \leq n_2, \dots, K_m \leq n_m$;
здесь оператор $F^i = \mathcal{D}^i \cdot A^i$ есть системообразующий опера-
тор.

Следующий же элементарный процесс E_{i+1} будет иметь вид:

$$E_{i+1} \sim \mathcal{D}^{i+1} [A^{i+1}(J^{i+1})] = J^{i+2}, \quad (7)$$

где в соответствии с (6)

$$A^{i+1} = \begin{bmatrix} A_{11}^{i+1} & A_{12}^{i+1} & \dots & A_{1K_1}^{i+1} \\ A_{21}^{i+1} & A_{22}^{i+1} & \dots & A_{2K_2}^{i+1} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ A_{m1}^{i+1} & A_{m2}^{i+1} & \dots & A_{mK_m}^{i+1} \end{bmatrix} \quad (8)$$

Отсюда видно, что поиск геологической цели имеет перархическую структуру организации и представляет собой усеченное (за счет оператора S, \mathcal{D}) дерево логически возможных решений. Такую усеченную структуру будем называть деревом геологической цели. Для реализации такого дерева необходимо указать способы построения операторов селекции S и операторов преобразования данных — A .

3°. На наш взгляд, вообще говоря, процесс селекции должен проходить в два этапа: сначала полученные на k -том уровне решения $J_1^{k-1}, J_2^{k-1}, \dots, J_m^{k-1}$ оцениваются с точки зрения, принципиального соответствия их исходной \mathcal{E}^{k-1} рабочей гипотезе — отбраковка тех решений, которые не могут быть объяснены с генетических позиций рабочей гипотезы; затем выполняется количественная оценка каждой ветви длиной K , построенной на оставшихся после первой стадии селекции решениях $J_1^k, J_2^k, \dots, J_m^k$, с точки зрения некоего количественного критерия достижения цели Z_0 .

Пусть P_0 есть доверительная вероятность того, что событие "цель достигнута" — достоверно. Примем P_0 в качестве цели Z_0 . Будем говорить, что цель $Z_0 = P_0$ достигнута и достигнута на k -том уровне дерева геологической цели, если на этом уровне найдется хотя бы одна ветвь длиной k , из построенных на решениях $J_1^k, J_2^k, \dots, J_m^k$, если вероятность достижения цели по этой ветви P_k удовлетворяет неравенствам:

$$(P_k \geq P_0) \wedge (\max_i P_{k,i} < P_0), \quad (9)$$

где i – номера ветвей на $(k-1)$ уровне.

Пусть $V = J^0 \rightarrow J^1 \rightarrow \dots \rightarrow J^k$ есть некоторая ветвь длиной k на k -том уровне, поставим ей в соответствие вероятностную ветвь $\omega = P^0 \rightarrow P^1 \rightarrow \dots \rightarrow P^k$, где P^i – вероятности достижения цели по отдельно взятому решению на всяком i -том уровне. Применяя формулу Байеса для оценки вероятности гипотез после появления некоторого сообщения, нами получена следующая формула для вычисления вероятности достижения цели по любой ветви длиной k (4):

$$P^{01\dots k} = \frac{\prod_{i=0}^k P^i}{\prod_{i=0}^k P^i + \prod_{i=0}^k \tilde{P}^i}, \quad (10)$$

где \prod – оператор произведения последовательности, $\tilde{P}^i = 1 - P^i$, $i = 0, 1, 2, \dots, k$ – номер уровня дерева целей.

В соответствии с этим критерий достижения цели (9) можно переписать так

$$(P^{01\dots k} \geq P_0) \wedge (\max_i P_i^{01\dots(k-1)} < P_0) \quad (9^X)$$

Если теперь отбраковываемым на первой стадии селекции решениям приписать вероятность достижения цели равной нулю, то дерево геологической цели можно строить по дереву логически возможных решений, пользуясь только одним критерием (9^X).

Нередко цель может быть сформулирована в виде допустимой ошибки прогноза ε_0 (например, допустимая ошибка построения карты). В этом случае, интерпретируя вероятность достижения цели по ветви $P^{01\dots k}$ как вес решения, из известного соотношения

$$P^{01\dots k} = P_0 \frac{\varepsilon_0^2}{\varepsilon_{01\dots k}^2} \quad (11)$$

По ошибкам решений $\varepsilon_{01\dots k}$ на каждом уровне будем находить вероятности достижения цели $P^{01\dots k}$ и применять критерий (9^X).

Обе стадии селекции – качественную и количественную – не следует рассматривать обособленно, так как они одновременно по (4) используются для корректировки новой эвристической селекции.

4°. Рассмотрим теперь схему построения операторов преобразования данных A^i . Пусть R^0 есть эталонная область, на которой задано множество упорядоченных пар (φ^0, H^0) наблюдаемых величин $\vec{\varphi}^0 = (\varphi_1^0, \varphi_2^0, \dots, \varphi_k^0)$ - вход и H^0 - выход (искомая прогнозируемая в прогнозной области R^n геологическая величина). Оператор, связывающий на R^0 величины $\vec{\varphi}^0$ и H^0 , обозначим через A^0 : $H^0 = A^0 \vec{\varphi}^0 + \varepsilon^0$. В силу того, что связь величин H и $\vec{\varphi}$ носит корреляционный характер, каждому значению $\vec{\varphi}$ соответствует статистический ряд значений величины H (и наоборот). Если ввести некий параметр β , принимающий для каждой точки $(H, \vec{\varphi})_j, j = 1, 2, \dots, n$, одно и только одно значение (то есть $\beta_j = \beta_i$: тогда и только тогда, когда $(H, \vec{\varphi})_j = (H, \vec{\varphi})_i$), то корреляционную связь $(H, \vec{\varphi})$ можно описать точно следующей функциональной связью:

$$H = B(\vec{\varphi}, \beta) \quad (I2)$$

и в этом случае модель "геофизическое поле - земная кора" становится детерминированной. Но так как параметр β известен (задан) только в точках наблюдения $(H, \vec{\varphi})$, то уравнение (I2) не может быть использовано для прогноза значений H^n по $\vec{\varphi}^n$, заданным на прогнозной области R^n . В этой связи представим уравнение (I2) в статистическом виде: Для этого по некоторому правилу разобьем наблюдаемое облако точек $(H, \vec{\varphi})$ на такую минимальную совокупность групп M_1, M_2, \dots, M_k , чтобы в каждой из них можно было бы найти уравнение, аппроксимирующее связь $(H, \vec{\varphi})$ с ошибкой не более ε_0 (допустимой ошибки построения модели), и вместо (I2) будем иметь систему

$$M_1 \sim \tilde{H}_1 = A_1(\vec{\varphi}_1, \beta_1), \quad \|\tilde{H}_1 - H_1\| \leq \varepsilon_0,$$

$$M_2 \sim \tilde{H}_2 = A_2(\vec{\varphi}_2, \beta_2), \quad \|\tilde{H}_2 - H_2\| \leq \varepsilon_0,$$

$$M_k \sim \tilde{H}_k = A_k(\vec{\varphi}_k, \beta_k), \quad \|\tilde{H}_k - H_k\| \leq \varepsilon_0, \quad (I3)$$

которой поставим в соответствие вектор $\beta = (\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k)$. Если правило разбиения наблюдаемого облака точек $(H, \vec{\varphi})_j$ выбрать так, чтобы для каждой M_i группы можно было бы определить значение β_i , то, принимая гипотезу, что все точки $(H, \vec{\varphi})$, удовлетворяющие условию

$$(\vec{\varphi}_i^{\min} \leq \vec{\varphi} \leq \vec{\varphi}_i^{\max}) \wedge (\tilde{H}_i - \varepsilon_0 \leq H \leq \tilde{H}_i + \varepsilon_0), \quad (I4)$$

относятся i -той статистической группе M_i , система уравнений (I3) становится прогнозирующей системой.

Рассмотрим теперь два способа разбиения эталонной (наблюденной) совокупности величин $(N, \bar{\varphi})$ и построения вектора $\beta = (\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k)$, обеспечивающих получение прогнозирующей системы (I3).

Первый способ. Построим по некоторой системе геологических характеристик систему вложенных геотектонических классификаций $C_1 < C_2 < \dots < C_p$, представляющую собой дерево фактически возможных классов геотектонических единиц (классификации C_1, C_2, \dots, C_p таковы, что с увеличением номера - уровня дерева - число классов увеличивается). Каждой классификации C_i поставим в соответствие вектор β^i , значениями которого являются номера классов - классификации: число классов - a_i , причем по условию $a_1 < a_2 < \dots < a_p$. А каждой наблюдаемой паре $(N, \bar{\varphi})$ укажем номер геотектонического класса, к которому принадлежит эта точка - $\mu_1, \mu_2, \dots, \mu_p$, где μ_i - одно из возможных значений $(1, 2, \dots, a_i)$.

Тогда построение прогнозирующей системы (I3) сводится к выполнению следующей последовательности операций.

Первой рассматривается C_1 - классификация, обладающая наименьшим числом классов a_1 (практически выгодно брать $a_1 = 1$, тем самым считается, что наблюдаемые данные $(N, \bar{\varphi})$ являются статистической выборкой некоей одной генеральной совокупности). Наблюдаемые данные $(N, \bar{\varphi})$ по геотектоническому признаку разбиваются на a_1 группу M_1, M_2, \dots, M_{a_1} . В каждой группе по ниже описываемой методике строится оператор вида (2) и оценивается его ошибка: $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \dots, \varepsilon_{a_1}$. Для всех тех групп-классов C_1 - классификации, для которых $\varepsilon \leq \varepsilon_0$, построенный оператор является прогнозирующим и тем самым для этих групп данных модель считается построенной. Для остальных групп-классов, где $\varepsilon > \varepsilon_0$, производится следующий этап разбиения по геотектоническим признакам C_2 - классификации, и для вновь образованных групп строятся операторы и производится селекция их по критерию $(\varepsilon \leq \varepsilon_0, \varepsilon > \varepsilon_0)$. Этот процесс продолжается до тех пор, пока не будут исчерпаны все наблюдаемые данные $(N, \bar{\varphi})$.

Например, пусть задано три вложенных геотектонических

классификации C_1 с $\alpha_1=1$, C_2 - с $\alpha_2=3$ и C_3 - с $\alpha_3=6$. В этой связи для C_1 имеем единую статистическую группу наблюдаемых данных - $M^1 = \{(N, \bar{\Phi})\}$, для C_2 - $M^1 = M_1^1 \cup M_2^1 \cup M_3^1$, причем $M_i \cap M_j = \emptyset$, $i \neq j$; $i, j=1, 2, 3$, для C_3 - $M^1 = M_1^1 \cup M_2^1$, $M_2^1 = M_3^1 \cup M_4^1$, $M_3^1 = M_5^1 \cup M_6^1$. Соответственно векторы β запишутся так: $\beta^1=(1)$, $\beta^2=(21, 22, 23)$, $\beta^3=(31, 32, 33, 34, 35, 36)$. Пусть для M^1 ошибка оператора $\varepsilon_1 > \varepsilon_0$, следовательно, решение ищется на втором уровне - C_2 по группам M_1^1, M_2^1, M_3^1 . Предположим, что для них получено: $\varepsilon_1^2 \leq \varepsilon_0$, $\varepsilon_2^2 > \varepsilon_0$, $\varepsilon_3^2 \leq \varepsilon_0$. Отсюда на третьем уровне оператор строится только по M_4^1 и M_5^1 ; пусть $\varepsilon_4^3 \leq \varepsilon_0$, $\varepsilon_5^3 \leq \varepsilon_0$. Таким образом, $C_k=(M_1^k, M_4^k, M_5^k, M_6^k)$, $\beta^k=(21, 34, 35, 23)$.

В конечном итоге мы получим некую условную K -тую классификацию C_k , для каждого класса которой будет найден оператор A и указано значение параметра β , определяемое принципами построения геотектонической классификации

$$C_k \sim A_1, A_2, \dots, A_k; \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k.$$

С другой стороны, эталонной совокупности $M = \{(N, \bar{\Phi})\}$ соответствует некоторая эталонная область R^0 задания (наблюдения) пар $(N, \bar{\Phi})$. В этой связи построение C_k - классификации можно интерпретировать и как такое разбиение R^0 на многосвязные подобласти $R_1^0, R_2^0, \dots, R_k^0$, для каждой из которых отыскивается оператор A_i^0 с ошибкой $\varepsilon_i \leq \varepsilon_0$, $i=1, 2, \dots, k$, и указано значение параметра классификации $\beta: \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$.

Если теперь учесть условие (I4), то под классом M_i классификации C_k следует понимать некоторую совокупность пар $(N, \bar{\Phi})$, определенных на области R_i , представляющей собой объединение эталонной R_i^0 и прогнозной области R_i^n , для каждой точки которой $\tau \in R_i^0$, $\tau^n \in R_i^n$ выполняется равенство $\beta_i(\tau^0) = \beta_i(\tau^n)$, причем для совокупности пар $(N, \bar{\Phi})$, заданных на R_i^0 , определен оператор A_i^0 (типа (6) с ошибкой $\varepsilon_i \leq \varepsilon_0$. Полагая, согласно (I4), что при $\beta_i(\tau^0) = \beta_i(\tau^n)$ операторы A_i^0 и A_i^n совпадают, то есть

$$\|N^n - A_i^n \bar{\Phi}^n\| \leq \varepsilon_0, \quad \|N^0 - A_i^0 \bar{\Phi}^0\| \leq \varepsilon_0,$$

построенная классификация C_k является классификацией, решающей задачу прогноза N по $\bar{\Phi}$. Эта классификация по построению

обладает двумя важными свойствами: а) для каждого класса C_k ошибка оператора не более ε_0 ; б) число таких классов, обладающих свойством а), для заданной системы $C_1 < C_2 < \dots < C_p$ - минимально.

Для применения операторов решающей классификации C_k непосредственно для прогноза возможных значений H^n по $\bar{\Psi}^n$, заданном в некоторой точке $z^n \in R^n$, необходимо в точке z^n установить номер геотектонического класса согласно классификации C_k , т. е. значение $\beta(z^n)$, и тогда по номеру класса в системе (I3), т. е. по условию $\beta(z^p) = \beta(z^n)$ отыскивается соответствующее уравнение, по которому и делается прогноз.

Определение значения $\beta(z^n)$ можно сделать двумя путями. Первый состоит в том, что согласно C_k выполняется районирование территории исследования с указанием по β^k номера каждой геотектонической области. В этом случае значение $\beta(z^n)$ легко определяется по координатам точки z^n .

Второй путь, более поддающийся формализации, состоит в следующем. Введем определение: будем говорить, что две области R^p и R^n аналогичны, если для всякого наперед заданного положительного числа ε_0 можно всегда указать такое положительное число δ , что для всех точек $z^p \in R^p$, $z^n \in R^n$, для которых

$$\| \mathcal{L}(z^p) - \mathcal{L}(z^n) \| \leq \delta, \quad \| H^p - A^p \bar{\Psi}^p \| \leq \varepsilon_0, \quad (I5)$$

будет справедливо также и неравенство

$$\| H^n - A^n \bar{\Psi}^n \| \leq \varepsilon_0. \quad (I6)$$

где H^n , $\bar{\Psi}^n$ определены в точке $z^n \in R^n$, а H^p , $\bar{\Psi}^p$ - на R^p , \mathcal{L} - некий параметр, строящийся только по $\bar{\Psi}$. Отсюда следует: если для всех точек $z_i^p \in R^p$ имеет место

$$\| H(z_i^p) - A_j^p \bar{\Psi}(z_i^p) \| \leq \varepsilon_0, \quad i, j = 1, 2, \dots, n \quad (I7)$$

(где A_j^p - оператор, построенный в точке $z_j^p \in R^p$), то справедливо

$$\| \mathcal{L}(z_i^p) - \mathcal{L}(z_j^p) \| = \delta_{ij} \leq \delta_0, \quad (I8)$$

где

$$\delta_0 = \sup_{i,j} \| \mathcal{L}(z_i^p) - \mathcal{L}(z_j^p) \|. \quad (I9)$$

Следовательно, если для области R выполняется неравенство

$$\|d(R^n) - d(R^3)\| = \delta \leq \delta_0, \quad (20)$$

то области R^3 и R^n аналогичны в том смысле, что оператор A^3 , построенный на области R^3 с ошибкой не более ε_0 , действует и на области R^n с ошибкой также не более ε_0 , т. е.

$$H^n(R^n) = A^3 \bar{\Psi}^n(R^n) + (\varepsilon \leq \varepsilon_0). \quad (21)$$

Введенное условие аналогичности двух областей в сущности является критерием, обеспечивающим обоснованный перенос закономерностей, установленных в одной области R^3 , в другую область R^n , для которой выполняется неравенство (20). Если это условие связать с процедурой построения решающей классификации то мы получаем строгую прогнозирующую модель. Для этого несколько переформулируем условие аналогичности и добавим к нему еще два условия, а именно:

1. если для R_1 и R_2 имеет место

$$\|H_1 - A_2 \bar{\Psi}_1\| \leq \varepsilon_0, \quad \|H_2 - A_1 \bar{\Psi}_2\| \leq \varepsilon_0, \quad (22)^X$$

то $\|d_1 - d_2\| \leq \delta_0$, и обратно.

$$2. \quad \|d(R_1) - d(R_2)\| \geq \begin{cases} \|d(R_1) - d(R_1 \cup R_2)\|, \\ \|d(R_2) - d(R_1 \cup R_2)\|. \end{cases} \quad (23)^X$$

3.

$$\sup \|d_i^3 - \bar{d}^3\| \geq \sup \|d_j^n - \bar{d}^n\|, \quad (24)$$

где $\bar{d}^3 = d^3(R^3)$, $d_i^3 = d^3(v_i^3)$, $v_i^3 \in R^3$, $d_j^n = d^n(v_j^n)$, $v_j^n \in R^n$.

Обратимся теперь к определению C_k - классификации. Как указывалось, по построению C_k - классификация представляет собой такое разбиение эталонной области R^3 на минимальное количество многосвязных подобластей $R_1^3, R_2^3, \dots, R_k^3$, для каждой из которых найден оператор A_i^3 , обладающий ошибкой не более ε_0 , $i=1, 2, \dots, k$. В то же время для предшествующей клас-

^X Об операторах A_1 и A_2 , удовлетворяющих условию (22), будем говорить, что они совпадают.

сификации C_{k-1} во всяком ее классе, являющемся объединением каких-либо областей из совокупности $R_1^0, R_2^0, \dots, R_k^0$, оператор имеет ошибку больше ε_0 . На основании условий (22), (23), (24) докажем, что параметр α , определяемый непосредственно по известным геолого-геофизическим величинам, является признаком класса и может быть использован вместо параметра β (определяемого по $\bar{\varphi}$ и N) для определения номера класса C_k - классификации.

Пусть R_i^0 и R_j^0 - области определения двух любых классов C_k -классификации, $\alpha_i = \alpha(R_i^0)$, $\alpha_j = \alpha(R_j^0)$ - векторы характеристики функции $\bar{\varphi}$ соответственно на области R_i^0 и R_j^0 области, A_i^0 и A_j^0 - операторы, заданные соответственно на R_i^0 и R_j^0 , обладающие ошибками не более ε_0 , A_{ij}^0 - оператор, определенный на объединении областей $R_{ij}^0 = R_i^0 \cup R_j^0$, соответствующем некоему классу C_{k-1} - классификации. Если

$$\|N(R_i^0) - A_{ij}^0 \bar{\varphi}(R_i^0)\| > \varepsilon_0,$$

$$\|N(R_j^0) - A_{ij}^0 \bar{\varphi}(R_j^0)\| > \varepsilon_0,$$

то операторы A_i^0 и A_j^0 между собой не совпадают в смысле (22). Действительно: поскольку A_{ij}^0 не совпадает с A_i^0 и A_j^0 , то по первому условию (аналогичности)

$$\|\alpha_i - \alpha_{ij}\| > \delta_0, \quad \|\alpha_j - \alpha_{ij}\| > \delta_0,$$

где $\alpha_{ij} = \alpha(R_{ij}^0)$, но по второму условию имеем

$$\|\alpha_i - \alpha_j\| \geq \begin{cases} \|\alpha_i - \alpha_{ij}\|, \\ \|\alpha_j - \alpha_{ij}\|, \end{cases}$$

откуда получаем, что $\|\alpha_i - \alpha_j\| > \delta_0$ и согласно первому условию заключаем, что операторы A_i^0 и A_j^0 не совпадают. Это означает, что C_k - классификация обладает минимальным числом классов, для каждого из которых оператор удовлетворяет условию (15), а поскольку $\|\alpha_i - \alpha_j\| > \delta_0$, то следовательно, α является признаком, обеспечивающим различие классов. В этой связи каждому классу M_i C_k -классификации сопоставим гиперсферу Q_i^0 с центром в точке $\bar{\alpha}_i^0$ и радиусом $\rho_i^0 = \sup_{\mu} \|\alpha_{i\mu}^0 - \bar{\alpha}_i^0\|$, т.е.

$$Q_i^0(\alpha_i^0, \rho_i^0) = \left\{ \alpha_{i\mu}^0 : \rho(\alpha_{i\mu}^0, \bar{\alpha}_i^0) \leq \rho_i^0, \forall \alpha_{i\mu}^0 = \alpha^0(\gamma_{i\mu}^0), \gamma_{i\mu}^0 \in R_i^0 \right\}.$$

Тогда если на прогнозной области R^n вектор \mathcal{L}^n , построенный по $\bar{\Psi}^n$, удовлетворяет неравенству

$$\inf_i \|\mathcal{L}^n - \bar{\mathcal{L}}_i^{\circ}\| = \|\mathcal{L}^n - \bar{\mathcal{L}}_t^{\circ}\| \leq \beta_t^{\circ}, \quad i = 1, 2, \dots, K, \quad (25)$$

то

$$H^n(R^n) = A_t^{\circ} \bar{\Psi}^n(R^n) + (\varepsilon^n \leq \varepsilon_0). \quad (26)$$

Это заключение вытекает из следующего: согласно (25) \mathcal{L}^n принадлежит гиперсфере Q_t° , диаметр которой

$$\text{diam } Q_t^{\circ} = \sup_{\mu, \nu} \|\mathcal{L}_{t\mu}^{\circ} - \mathcal{L}_{t\nu}^{\circ}\|$$

согласно (19) равен δ_t° ; отсюда по (24) имеем $\|\mathcal{L}^n - \mathcal{L}_{t\mu}^{\circ}\| \leq \delta_t^{\circ}$ и, следовательно, согласно первому условию (аналогичности) операторы A^n и A_t° совпадают, т. е. имеет место (26).

Этим доказывается, что при соблюдении введенных трех условий классификация C_K является прогнозирующей классификацией. Для практического применения такой классификации необходимо для каждой точки эталонных областей $R_1^{\circ}, R_2^{\circ}, \dots, R_K^{\circ}$ построить вектор \mathcal{L} и, используя методы распознавания образов, найти правило, обеспечивающее разделение множества векторов одного класса от другого. Собственно прогноз возможных значений H по $\bar{\Psi}^n$ в некоторой точке $\mathcal{Z}^n \in R^n$ делается тогда так: в \mathcal{Z}^n по $\bar{\Psi}^n$ строится вектор \mathcal{L}^n , по сформированному на эталонной выборке правилу разделения устанавливается тот класс, к которому принадлежит \mathcal{L}^n , используя эталонный оператор этого класса, делается прогноз.

Схема построения такой прогнозирующей системы операторов будет иметь иерархическую структуру организации. При этом сначала оператор строится в целом по всей эталонной выборке, т. е. на всей области R° . Если его ошибка будет не более ε_0 , то он и является прогнозирующим оператором; если же она более ε_0 , то по заданному отношению эквивалентности H область R° разбивается на подобласти $R_1^{\circ}, R_2^{\circ}, \dots, R_K^{\circ}$, для каждой из которых строится свой оператор $A_1^{\circ}, A_2^{\circ}, \dots, A_K^{\circ}$ и выполняется сравнение ошибок операторов с ε_0 . Для тех подобластей, для которых $\varepsilon > \varepsilon_0$, по H выполняется следующее разбиение и т. д.

Нетрудно увидеть, что поиск прогнозирующей системы операторов производится по описанной в 1° и 2° схеме усеченных вет-

вяхихся деревьев. При этом цель — построения прогнозирующей не грубее ε_0 системы операторов вида (20); элементарный процесс состоит в разбиении области, отыскании для каждой подобласти оператора (решение), селекция операторов (решений) путем сравнения их ошибок с ε_0 ; цель по ветви m считается достигнутой, если ошибка оператора на m -том уровне удовлетворяет условию $(\varepsilon_m \leq \varepsilon_0) \wedge (\min \varepsilon_{m-1} > \varepsilon_0)$. В результате мы получаем наименьшее из возможных разбиение области R^2 и ему соответствующую систему прогнозирующих операторов. Такую классификацию будем называть эталонной решающей классификацией.

Собственно построение операторов преобразований в каждом элементарном процессе предлагается выполнять следующим образом.

Если по постановке задачи H может принимать лишь некоторое конечное множество дискретных значений, то в качестве оператора мы рекомендуем брать методы распознавания образов. Если же H может принимать любые числовые значения, то, на наш взгляд, все подобного рода геологические задачи могут быть описаны выражением типа

$$H(x) = \sum_{i=1}^k \int_{\Omega_i} P_i(x-x') f_i[\Phi_i(x)] dx' \quad (27)$$

Как в том, так и в другом случаях построение оператора преобразования A в каждом элементарном процессе выполняется в следующей последовательности. Априори по какому-либо экономико-генетическому критерию исходные данные упорядочиваются по степени значимости: $\varphi_1^2 < \varphi_2^2 < \dots < \varphi_n^2$. По упорядоченному множеству $\Phi = \{\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n\}$ с помощью того же критерия строится упорядоченная последовательность подмножеств Φ_i , а именно: $\Phi_1 = \{\varphi_1\}$, $\Phi_2 = \{\varphi_2\}$, ..., $\Phi_n = \{\varphi_n\}$, $\Phi_{n+1} = (\varphi_1, \varphi_2)$, $\Phi_{n+2} = (\varphi_1, \varphi_3)$, ..., $\Phi_k = \{\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n\}$. Затем из заданной совокупности элементарных функций $F = \{f_1, f_2, \dots, f_m\}$ (включая и $f = I$) по критерию минимума ошибки (или максимума корреляционного отношения) для подмножества Φ_i отыскиваются те функции f_i , которые наилучшим (в указанном смысле) образом связывают Φ_i с H^2 . С помощью найденных функций f_i исходные данные $\Phi_1, \Phi_2, \dots, \Phi_k$ преобразуются в новые величины

$$Y_i = f_i(\Phi_i): Y_1, Y_2, \dots, Y_k, \quad (28)$$

которые и используются в качестве входных данных для построения операторов, принимающих вид

$$H = A \left(\sum_{i=1}^K \Psi_i \right). \quad (29)$$

Последовательно увеличивая i от 1 до K и подставляя в (29) вместо H его наблюдаемые на R^3 значения H^3 , при каждом значении i отыскиваются параметры оператора (в первом случае — параметры разделяющих функций, во втором случае — величины $\rho(\tau - \tau')$ и его ошибка. Тот оператор из (29), для которого будет выполнено условие $(\varepsilon_{i-1} \leq \varepsilon_0) \wedge (\varepsilon_{i-1} > \varepsilon_0)$ и будет являться решением данного элементарного процесса.

Второй способ разбиения облака наблюдаемых пар $(H, \bar{\Psi})$ на группы. Введем следующий критерий: точки $(H, \bar{\Psi})_a = g_a$, $(H, \bar{\Psi})_1 = g_1$, ..., $(H, \bar{\Psi})_n = g_n$, $(H, \bar{\Psi})_z = g_z$ будем считать относящимися к одной группе, описываемой линейным уравнением вида $H = \sum c_i \Psi_i$, с ошибкой не более ε_0 , если $(H, \bar{\Psi})_1 = g_1$, $(H, \bar{\Psi})_2 = g_2$, ..., $(H, \bar{\Psi})_n = g_n$ такие, что

$$\rho(g_a, g_1) < \rho_0 \wedge \rho(g_1, g_2) < \rho_0 \wedge \dots \wedge \rho(g_n, g_z) < \rho_0 \quad (30)$$

и $\forall g_1, g_2, \dots, g_n$ имеет место неравенство

$$\rho(g_i, [g_a, g_z]) < \rho_m, \quad (31)$$

где $[g_a, g_z] = \{g_a, g_z, g = x_1 g_a + x_2 g_z, x_1 + x_2 = 1, x_1 x_2 > 0\}$, ρ_0 — некоторая величина, определяемая по графику упорядоченного расстояния $\rho(g_i, g_j)$. Смысл этого критерия в следующем. Рассматривается цепочка $Z_{a,z}$ точек $g_a, g_1, \dots, g_n, g_z$, связанных по (30). По точкам $g_a, g_1, \dots, g_n, g_z$ строится отрезок $[g_a, g_z]$ в многомерном пространстве. От каждой точки g_i цепочки $Z_{a,z}$ вычисляется расстояние до отрезка — ρ_i . Если для всех точек цепочки $Z_{a,z}$ $\rho_i \leq \rho_m$, то такая цепочка образует группу, описываемую линейным уравнением с ошибкой не более ε_0 ; последнее достигается соответствующим выбором величины ρ_m при заданном вероятностном законе распределения величины ρ , а именно. Совокупность значений H будем рассматривать как множество значений некоей случайной величины H^c , соответственно и для $\bar{\Psi} - \Psi^c$. Нас интересует множественная регрессия H^c на Ψ^c .

Пусть условная дисперсия H^c на Ψ^c есть



$$\bar{\sigma}^2 = M[(N - \bar{N})^2] = M(\sigma^2), \quad \sigma_i = N_i - \bar{N},$$

где \bar{N} — функция регрессии N^c на ψ^c . Зависимость N аппроксимирuem линейным уравнением прямой $\tilde{N} = f([g_a, g_c])$, проходящей через g_a и g_c отрезка $[g_a, g_c]$. Средний квадрат отклонения для \tilde{N} пусть будет

$$\bar{\varepsilon}^2 = M[(N^c - \tilde{N})^2] = M(\varepsilon^2), \quad \varepsilon_i = N_i - \tilde{N}.$$

Из теории корреляционно-регрессионного анализа на основании свойства минимальности рассеивания известно, что всякая функция \tilde{N} , отличная от функции регрессии \bar{N} , дает большую, нежели $\bar{\sigma}^2$, среднюю условную дисперсию, $\bar{\sigma}^2 \leq \bar{\varepsilon}^2$. Это значит, что если относительно отрезка $[g_a, g_c]$ сгруппировать точки наблюдения со средне квадратическим отклонением ε_0 , то по выше приведенному свойству среднеквадратическое отклонение для линейной множественной регрессии N^c на ψ^c будет не более ε_0 .

Практически алгоритм группирования точек по введенному критерию состоит в последовательном увеличении числа точек в группе с одновременной проверкой условия (3I)

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Е.А. Основы теории эвристических решений. М., "Советское радио", 1975.
2. Бенерджи Р. Теория решения задач. М., "Мир", 1972.
3. Каратаев Г.И. Опыт моделирования на ЭВМ процесса поиска нефтяных структур по тектоническим признакам. — В кн.: Проблемы тектоники Припятского прогиба, Минск, "Наука и техника", 1974.
4. Каратаев Г.И., Терлецкий В.В. Принципы моделирования процесса решения геолого-геофизических задач. — В кн.: Моделирование процесса анализа геолого-геофизической информации на ЭВМ, Минск, 1973. (БелНИГРИ).
5. Каратаев Г.И., Черный А.В. Корреляционная модель интерпретации гравитационных и магнитных аномалий и методы проверки геолого-геофизических гипотез. Труды XXII с., УЧС, рт. 5, Рчагине, 1968.
6. Каратаев Г.И., Черная Н.И. Метод автоматического районирования геофизических полей. — В кн.: Геофизический сборник. Вып. 63. Киев, "Наукова думка", 1975.
7. Нильсои Н. Искусственный интеллект. М., "Мир", 1973.
8. Слейгл Д.Ж. Искусственный интеллект. М., "Мир", 1972.

О ПОСТРОЕНИИ НА ЭВМ МОДЕЛИ ДЕЙСТВИЙ ГЕОЛОГА-НЕФТЯНИКА
ПРИ ПРОГНОЗЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
В РАМКАХ ОПРЕДЕЛЕННОЙ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ГИПОТЕЗЫ

1^o. Работы последних лет по проблеме "искусственный интеллект" позволяют определить, что модель действий геолога-нефтяника (МДГ) при прогнозе нефтегазоносности в рамках определенной геолого-генетической гипотезы можно построить не только на основании формализации концептуальной схемы действий, определенной из непосредственного анализа опыта геологов-нефтяников, как это сделано в работах [1, 2], но и путем непосредственной работы геолога с ЭВМ в режиме диалога на основании анализа вопросов, направляемых в ЭВМ и ответов, получаемых им. Анализ вопросов и ответов, при этом, ведется с помощью специальной эвристической программы, строящей в результате своей работы МДГ.

Ниже мы остановимся; таким образом, на вопросах построения такой эвристической программы и методики работы с полученной МДГ.

2^o. Совершенно очевидно, что МДГ является сложной информационной системой, имеющей многоуровневую структуру. Следовательно, для построения и анализа функционирования такой системы необходим особый абстрактный аппарат. Для обоснования этого положения здесь уместно привести следующие соображения: при создании и развитии такой науки как геометрия, была принята во внимание только форма, а остальные свойства явлений были отброшены; при развитии других отделов математики, основным

объектом являлись количественные соотношения. Для изучения же работы информационных систем, главным являются качественные соотношения явлений и процессов. При этом, композиции элементарных качественных соотношений приводят к возникновению информационных структур. Отсюда ясно, что использование ранее созданных отделов математики, по-видимому, не может оказаться эффективным.

Процессы, необходимые для описания и анализа МДГ, могут быть осуществлены как на основе использования интуитивного мышления человека, так и на базе разработки формальной теории. В первом случае существенным недостатком является отсутствие возможности фиксации всего хода информационно-структурных преобразований, так как человек (геолог) не может дать словесного отчета о всех процессах совершаемых им по переработке информации. Это связано с тем, что в процессе эволюции у человека выработалась система так называемого "дополняющего типа", которая рассчитана на то, что все люди обладают одними и теми же механизмами переработки информации — алгоритмами, моделями. Поэтому, чтобы собеседники поняли друг друга нужно передать только систему ориентиров, дополняющих мышление. В этом случае говорят об "осмысленном характере" информационных структур. Термин "смысловое содержание", отражает то, что сообщение содержит сигналы, включающие в работу уже имеющиеся у человека модели (или алгоритмы). Поэтому понятие "осмысленности" текста говорит о его принадлежности к структурам "дополняющим мышление" (ДМ).

Напротив, если дается полное описание процесса переработки информации, описание лишено смыслового содержания, так как исключает необходимость дополнения со стороны собственных моделей человека-приемника. Следовательно, если имеется описание на языке специалистов процесса прогноза нефтегазоносности (оперативный уровень), хорошо понятное геологу-нефтянику, то оно как правило, оказывается непригодным для построения эвристических программ моделирующих эту деятельность, потому, что нам известно неизвестно ДМ, используемое геологами-нефтяниками при проведении прогноза на нефтегазоносность. Другой путь построения МДГ связан с созданием формального аппарата, который позволит перенести процесс преобразования информационных струк-

тур из области интуиции в область использования символических систем (формально-абстрактный уровень). Характерным в этом случае является то, что используются такие информационные структуры, элементы которых и системы связей не имеют смыслового содержания. Это означает, что они не соответствуют механизмам восприятия и обработки информации человеком и переход к моделям, использующим полный цикл переработки информации, которая осуществляется без использования ДМ.

Исходя из изложенного выше можно говорить о двух языках или уровнях описания сложных многоуровневых информационных процессов: язык дополняющего типа (ЯДП), конкретный язык геологов-нефтяников; язык полного цикла переработки информации или язык теории информационных структур (ЯТИС).

Имея в виду наличие двух уровней описания сложных многоуровневых информационных структур, можно принять следующую последовательность построения эвристической программы для получения МДП: получение последовательностей вопросов и ответов A_{ij} и B_{ij} на ЯДП, ведущих к получению прогноза C_i ; перевод этих последовательностей на ЯТИС (получение A'_{ij} и B'_{ij}); анализ A'_{ij} и B'_{ij} ; построение структур, преобразующих предыдущий вопрос в последующий ($A_{ij} \rightarrow A_{i(j+1)}$); построение МДП.

В качестве ЯТИС применим исчисление предикатов первого порядка — это такая система в логике, в которой можно выразить большую часть того, что относится к математике, а также многое из разговорного языка. Эта система содержит правила логического вывода, позволяющие делать верные логические построения новых утверждений, исходя из некоторого заданного множества утверждений. Благодаря своей общности и логической силе, исчисление предикатов может всерьез претендовать на использование его для машинного построения умозаключения.

Рассмотрим возможности получения информационных структур, обеспечивающих прогноз C_i на основе A_{ij} и B_{ij} . Назовем предложением объединение A_{ij} и B_{ij} .

$$P_{ij} = A_{ij} \cup B_{ij}.$$

¹ Фраза — «не имеют смыслового содержания» — совершенно не означает, что объективно информация исчезла. Она оказалась только соответствующим образом преобразованной, но количество информации не изменилось.

Очевидно, что из последовательности P_{ij} , следует прогноз C_i , но логически вывести его из P_{ij} невозможно, так как неиспользуется ДМ. Эту трудность можно обойти двумя способами: дополнить P_{ij} нехватющими положениями (P_{ik}) для возможности логического вывода C_i ; построить эвристическим путем информационную структуру переводящую $A_{ij} \rightarrow A_{i(j,k)}$, а затем, обобщая МДГ.

Для успешного построения МДГ при помощи эвристической программы необходимо, на наш взгляд, разрабатывать оба этих подхода.

3°. Перейдем теперь к построению МДГ. Как указывалось выше, геологи-нефтяники, участвующие в построении МДГ, генерируют A_{ij} - последовательность вопросов и получают ряд ответов - B_{ij} , при этом A_{ij} вопрос i -того геолога, а B_{ij} ответ i -тому геологу. Ответы B_{ij} - создаются группой специалистов, располагающих всей полнотой геолого-геофизической информации по заданному району. Кроме того, каждым геологом указывается в рамках какой теории генезиса нефти и газа он будет вести прогноз. В результате мы получаем соответствующие ограничения R_i . Очевидно, что серия вопросов каждого геолога и ответов ему заканчивается прогнозом (C_i), сделанным данным геологом. Следовательно в ЭВМ в режиме обучения вводятся данные A_{ij} , B_{ij} , R_i , C_i (в дальнейшем будем C_i включать в последовательность A_{ij} в качестве последнего предложения). Величины A_{ij} , B_{ij} , R_i в ЭВМ обрабатываются эвристической программой следующим образом (см. рис. 1). Сначала A_{ij} , B_{ij} , R_i с описательного уровня языка геологов-нефтяников переводятся на язык исчисления предикатов или другой формальный язык. Этот перевод осуществляется блоком эвристической программы "формальная интерпретация" (ФИ).

Далее формализованные последовательности величин A_{ij} , B_{ij} , R_i поступают на обучающийся блок (О) программы, где обрабатываются соответствующими алгоритмами. В результате этот блок вырабатывает прогноз "С" причем так, что этот прогноз согласуется с опытом проведения всех предыдущих прогнозов, хранящимися в памяти ЭВМ. Этот прогноз выражен на формальном языке и поэтому он интерпретируется на описательный уровень (ЯДГ) блоком эвристической программы (блок геологическая интерпретация - ГИ). Затем полученный прогноз "С" анализируется

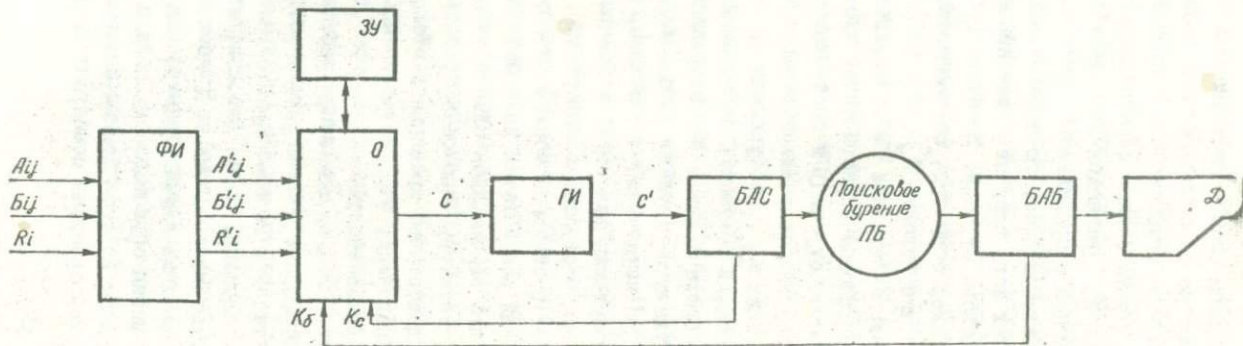


Рис. 1. Блок-схема эвристической программы

блоком (БАС – блок анализа "С") эвристической программы, совместно со специалистами геологами и принимается или не принимается рекомендация о проведении поискового бурения. В обоих случаях блоком вырабатывается последовательность обратной связи K_c , меняющая структуру облучаемого блока так, что вероятность правильного прогноза повышается. Если прогноз не удовлетворителен, то вырабатывается новый прогноз "С", и так до тех пор, пока не будет принята рекомендация о проведении поискового бурения. Вообще под "обучением" мы понимаем получение такой структуры обучающегося блока, которая ставит в соответствие "входу" A'_i , B'_i , R'_i соответствующий априори известный верный прогноз "С". Результаты поискового бурения анализируются блоком эвристической программы (БАБ – блок анализа результатов бурения) и соответствующими специалистами – геологами. В результате анализа вырабатывается последовательность обратной связи K_s , поступающая на обучаемый блок, и Д – человеко-читаемый документ, содержащий информацию о результатах анализа. Обратная связь K_s закрепляет структуру обучающегося блока при удачных результатах поискового бурения и кардинально меняет ее при неудачных. Кроме того, обучающийся блок (О) на каждом шаге обучения фиксирует в памяти все изменения своей структуры и всю поступающую информацию, т. е. на каждом шаге он располагает всей предисторией своего развития. После серии подтвержденных результатов прогноза поисковым бурением, можно считать, что обучающийся блок обучен, в смысле этой серии, и имеет структуру, способную решать данный класс задач, т. е. давать достаточно правильный геологический прогноз. По существу это означает, что построена МДГ при проведении прогноза на нефтегазоносность.

На первом этапе работы МДГ позволяет автоматически генерировать последовательность A'_i , ведущую к правильному прогнозу "С", но последовательность B'_i вырабатывается еще с помощью человека. После довольно длительной работы возможен переход к автоматическому получению B'_i , но это требует решения ряда сложных научно-технических задач. Кроме того, предистория развития обучающегося блока в виде вопросов и ответов, является сама по себе ценным источником информации, которая может быть использована самостоятельно. Очевидно, что различные МДГ могут

быть получены с использованием опыта различных больших коллективов геологов.

Таким образом, МДГ не заменяет геолога при решении прогнозных задач, а является инструментом, собиравшим опыт многих геологов. Объединение ряда различных МДГ представляет собой подсистему ГеГМ (геолого-генетических моделей), которая является открытой в том смысле, что в нее можно добавить любое количество новых моделей. Звеном, объединяющим модели в подсистему, является блок эвристической программы - БР (блок решающий), который определяет вклад каждой модели в получение правильного прогноза нефтегазоносности. На рис. 2 изображена система ГеГМ, где БР - решающий блок эвристической программы; ПБ - операция "поисковое бурение"; К - обратная связь изменяющая структуру обучающегося блока каждой модели; x_1, x_2, \dots, x_n - выходы моделей, характеризующие наличие или отсутствие нефтегазовых объектов.

Основная идея, заложенная в принцип построения МДГ, - обучение при помощи воздействия обратными связями поступающими с различных уровней МДГ и подсистемы ГеГМ, эти связи несут информацию о точности и правильности прогноза и меняющих в связи с этой информацией структуру обучающегося блока (О) и блока БР.

Рассмотрим структуру и работу блока БР. Этот блок представляет собой многоуровневую адаптивную систему, каждый уровень которой состоит из одинаковых ассоциирующих элементов (формальных нейронов). На вход первого уровня подаются результаты прогноза по отдельным моделям (x_1, x_2, \dots, x_n). После преобразования их ассоциирующими элементами первого уровня получаем систему обобщенных прогнозов, которые далее поступают на вход второго уровня, где происходит следующий этап обобщения результатов прогноза и абстрагирования и так далее. (Количество уровней и ассоциирующих элементов на каждом уровне определяется требуемой точностью прогноза).

Каждый ассоциирующий элемент блока БР работает по следующему алгоритму. Пусть x_1, x_2, \dots, x_n есть входы на каждый ассоциирующий элемент, z_1, z_2, \dots, z_n - веса соответствующих входов, θ - порог сбрасывания ассоциирующего элемента.

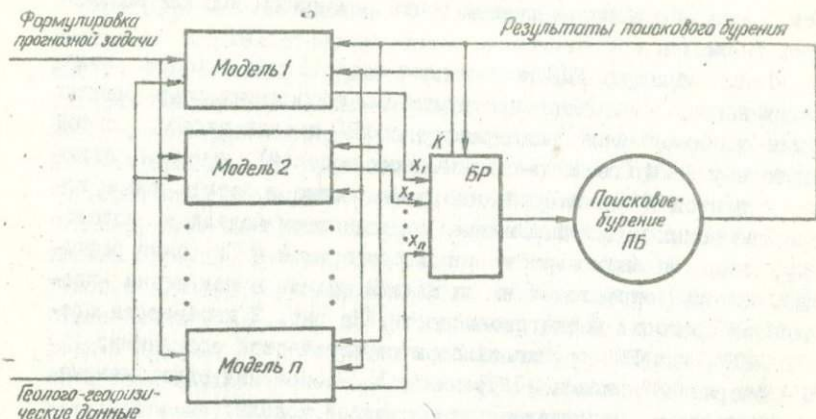


Рис. 2. Подсистема геолого-генетических моделей

Тогда работа ассоциирующего элемента описывается следующим выражением:

$$\text{Sign } y = \sum_{i=1}^n x_i \tau_i - \theta.$$

Если $\text{Sign } y > 0$, то выводу ассоциирующего элемента присваивается значение $+I(y \Rightarrow +I)$, если же $\text{Sign } y < 0$, то $-I(y \Rightarrow -I)$. Очевидно, что могут быть выбраны и другие более сложные, в частности, нелинейные алгоритмы работы ассоциирующего элемента. В зависимости от результатов поискового бурения в решающем блоке БР предусмотрено изменение веса входов соответствующих ассоциирующих элементов так, что вес входов ведущих к неверному прогнозу — уменьшается, а вес связей ведущих к правильному прогнозу — увеличивается. Порог срабатывания ассоциирующих элементов (θ) также меняется в зависимости результатов поискового бурения. Величина порога выбирается так, чтобы на каждом уровне отобразить определенный процент наиболее вероятных прогнозов — в этом и заключается принцип неокончательных решений заложенный в подсистеме геолого-генетических моделей. Этот принцип проводится не только при построении блока БР, но и при построении всей МДГ на всех уровнях.

Смысл неокончательных решений состоит в том, чтобы предоставить возможность воздействия некоторым разнообразным эв-

ристическим критериям на поток обрабатываемой информации несколько раз, чем и достигается высокая точность прогноза полученного при помощи эвристической организации подсистемы ГеГМ.

Все изложенное позволяет нам считать, что подсистема ГеГМ в этом варианте может оказаться весьма ценным и точным инструментом при решении любых прогнозных геологических задач.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ивахненко А.Г., Зайченко Ю.П., Димитров В.Д. Принятие решений на основе самоорганизации. М., "Советское радио", 1976.
2. Каратаев Г.И., Терлецкий В.В. Принципы моделирования процесса решения геолого-геофизических задач. В кн.: Моделирование процесса анализа геолого-геофизической информации на ЭВМ, Минск, 1973, (БелНИГРИ).
3. Напалков А.В., Целкова Н.В., Моисеев И.Ф. Эвристический анализ информационных структур. М., "Энергия", 1975.
4. Опыт моделирования на ЭВМ процесса поиска нефтяных структур по тектоническим признакам. - В кн.: Проблемы тектоники Припятского прогиба, Минск, "Наука и техника", 1974. Авт.: Каратаев Г.И., Карасева В.И., Терлецкий В.В., Янена Р.И., Хейфец А.М.

О ПОСТРОЕНИИ ФОРМАЛЬНО-МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ
ПРОГНОЗА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В настоящей статье описывается автоматизированная система формально-математического прогноза нефтеперспективных участков исследуемой территории по комплексу геолого-геофизически, геохимических, гидрогеологических и других геологических данных, заданному на основе некоей генетической модели формирования и развития нефтегазовых залежей и переработанному как с генетических, так и с формально-математических позиций. В основу системы положена идея целенаправленного поиска удовлетворительного решения задачи прогноза, осуществляющегося как в автоматическом режиме, так и в режиме диалога "ЭВМ-исследователь". Цель, заключающаяся в выработке системы прогнозных операторов путем разделения эталонных данных на группы, при помощи которой осуществляется прогноз с априори требуемой вероятностью не менее P_0 , достигается ЭВМ по кратчайшей ветви дерева логически возможных вариантов, построенного на основании описательной геологической информации, заложенной в ЭВМ, с использованием методов распознавания и алгоритмической классификации эталонных геологических объектов. Для выработки такой системы операторов вначале организуется внешний цикл по некоему параметру α априорной геологической классификации C , представляющей возрастающую последовательность геологических классификаций $C_1 < C_2 < \dots < C_n$ на области исследования R . Внутренний цикл по отношению к внешнему, заключается в переборе, начиная с простейшего, упорядоченной системы методов рас-

познавания. Выводом из цикла служит условие достижения величины P_0 .

Если, исчерпав всю последовательность геологических классификаций C , построить правило разделения эталонных данных с заданной вероятностью P_0 не удается, организуется цикл по параметру β алгоритмической классификации геологических объектов внутри эталонных классов при $\alpha = C_k$.

В таком направлении осуществляется поиск пути достижения цели при решении задачи прогноза с требуемой надежностью P_0 , причем на разных этапах решения задачи может происходить остановка вычислительного процесса и выдача промежуточных результатов для принятия решений.

Важнейшим свойством системы является способность совершенствовать исходную генетическую модель, положенную в основу ее информационной базы, благодаря наличию обратной связи выходных результатов со входом системы.

Функционирование системы осуществляется по следующей схеме: по заданному комплексу геолого-геофизических картографических, числовых и описательных данных ЭВМ производит построение в каждой точке исследуемой области R вектора признаков, затем осуществляется построение правила разделения эталонных данных на группы с заданной вероятностью P_0 с учетом как внешней системы — классификаций, так и на основании внутренней (алгоритмической) классификации эталонных данных, при помощи этого логико-математического правила¹ осуществляется отнесение прогнозных геологических объектов к соответствующим эталонным классам, после этого производится построение новой модели прогноза, анализа признакового пространства и геолого-экономического анализа исходных данных).

На входе системы задается либо комплекс геолого-геофизических карт, геологических профилей, заданных на исследуемой территории и снятых по равномерной сети, либо набор генетических признаков нефтегазоносности, или и то и другое. Обучение АСФММ производится на основании заданных контуров эталонных

¹ Правило разделения в нашем случае представляет собой некую совокупность последовательных логических и количественных преобразований.

нефтяных и "пустых" структур (объектов), (в общем случае число классов может быть произвольным), а также некоторой априорной системы геологических классификаций объектов, при помощи которой осуществляется выработка прогнозирующего правила с вероятностью P_0 .

Выход системы — прогнозная карта (график) и материалы для разработки новой генетической модели.

Анализируя предыдущий опыт работы, можно выявить, что разрабатываемая система является логическим продолжением и обобщением работ, проводимых в этой области, а также конкретизацией ряда методов прогноза с помощью формально-математического моделирования, осуществляющего прогноз нефтегазоносности в предположении отсутствия теории, определяющей процесс происхождения нефти и газа [6].

К первоисточникам следует отнести и работу [4], где впервые дано теоретическое обоснование метода и указаны конкретные способы решения задачи прогноза.

Дальнейшим практическим приложением общей схемы прогноза, кроме работ [2, 4, 5], явился опыт прогнозирования нефтеносных структур на северном куполе Татарского свода [7] и на территории Припятского прогиба [8], причем если в [7] при построении прогнозного правила использовались формально-математические признаки, то в [8] для выработки правила прогноза были использованы генетические признаки.

Анализ перечисленных работ показывает, что использование формально-математического подхода к проблеме автоматизации процесса прогнозирования нефтегазоносности дает обнадеживающие результаты, в связи с этим и разработана АСФомМ. Эта система осуществляет прогноз, используя как формально-математические, так и генетические признаки, кроме того, система обладает высокой степенью автоматизации и способностью к самоусовершенствованию, благодаря наличию обратной связи, выражающейся в том, что помимо собственно прогноза на выходе системы выдаются результаты анализа признакового пространства и геолого-экономический анализ исходной информации, на основании которых формируется новая модель прогноза и исходной информации с последующей подачей ее на вход системы.

Блок-схема функционирования АСФОММ

На рис. 1 показана основная схема предлагаемой автоматизированной системы ФОММ, которая состоит из следующих важнейших блоков: блок ввода исходной информации, блок построения признакового пространства, блок анализа и блок прогноза. Рассмотрим структуру каждого из этих блоков и их взаимодействие.

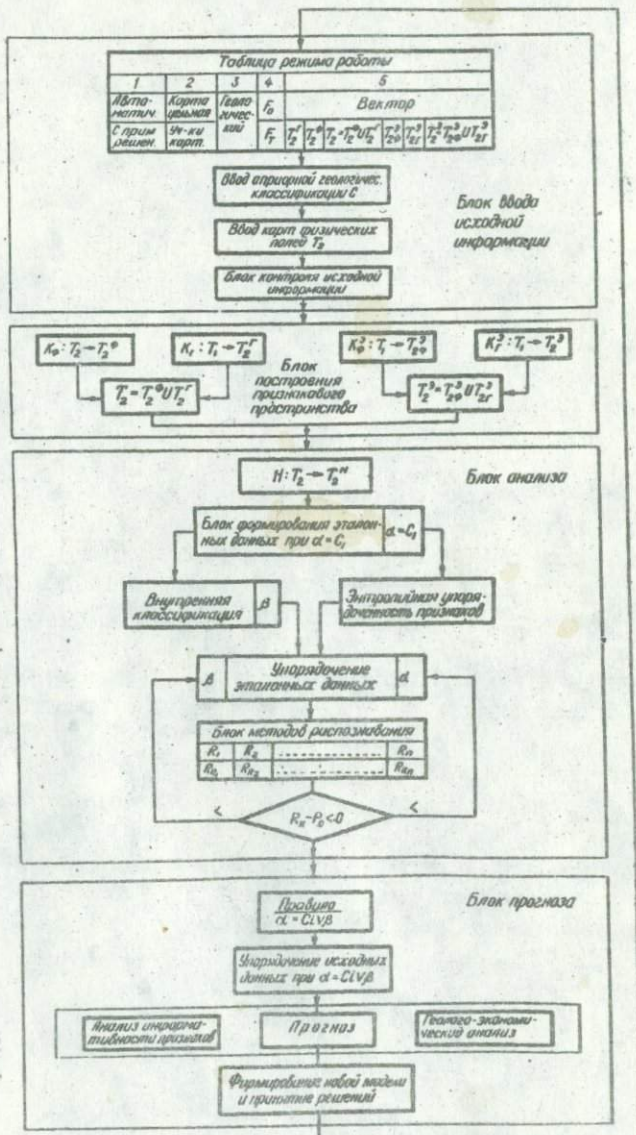
Блок ввода данных. Исходными данными для функционирования АСФОММ являются: таблица режима работы, априорная геологическая классификация, исходные геолого-геофизические величины T_i . Эта информация вводится в следующей последовательности. Вначале задается таблица режима работы, в которой указывается: 1) в автоматическом или диалоговом режиме должна работать АСФОММ; 2) вид вводимой исходной информации (карты, графики, числа); 3) характеристика эталонных данных (объект представлен как единое целое или совокупностью точек); 4) способ построения вектора признаков (генетический, формальный, обобщенный).

После таблицы режима работы задается априорная геологическая классификация, представленная в виде информационной карты, узлы сетки которой в точности совпадают с узлами сети исходных карт.

Априорная геологическая классификация представляет возрастающую последовательность геологических классификаций $C_1 < C_2 < \dots < C_k$ на области исследования R . Для каждой классификации C_i по всем составляющим ее непересекающимся R_j областям производится построение правила отнесения прогнозных объектов к эталонным классам по набору эталонных объектов, входящих в эту R_j область (прогнозное правило). В случае невозможности построения такого правила с требуемой надежностью производится переход к C_{i+1} классификации и строится новое правило.

Последовательность классификаций C перебирается до тех пор, пока не достигается такая классификация $\alpha = C_i$, при которой удастся построить прогнозные правила для любой области

Информация о принадлежности каждой точки территории исследования к C_i классификации, к типу эталонного или



Блок-схема функционирования АСФОММ

прогнозного класса задается в виде информационной карты.

Далее вводится исходная геолого-геофизическая информация (карты, графики, числа) в зависимости от режима работы. Здесь же вводятся размеры интегрирующей палетки M и N , при помощи которой путем сканирования палетки по узлам карт и графиков производится построение векторов-признаков.

Последним в блоке ввода является блок контроля исходных данных.

Блок построения векторов-признаков. Он предназначен для построения по исходным картам (или графикам) геолого-геофизических величин в каждой точке территории исследования либо системы формальных (при помощи оператора K_{ϕ}), либо генетических (если заданы генетические условия и соответствующий оператор K_r) признаков.

В зависимости от режима работы прогноз может осуществляться отдельно либо по формальным признакам T_2^* , либо по генетическим — T_2^r , либо по обобщенным векторам-признакам $T_2 = T_2^* \cup T_2^r$ (при этом $K^*: T_1 \rightarrow T_2^*$, $K_r: T_1 \rightarrow T_2^r$, где T_1 — исходная геолого-геофизическая информация). Кроме этого, для геолого-экономического анализа исходных геолого-геофизических величин производится построение совокупности эталонных векторов-признаков по каждой карте (графику) в отдельности, с последующим анализом их на эталонной области.

Блок анализа. Этот блок осуществляет построение системы прогнозных операторов. Для этого вначале производится нормирование всей совокупности векторов по максимальной амплитуде разброса значений каждой компоненты вектора и разбиение полученной нормированной совокупности векторов на две группы: эталонную и прогнозную. Блок анализа дальше работает только с эталонной совокупностью в следующей последовательности. Сначала производится автоматическая классификация эталонных объектов и вводится внутренний параметр β , а также осуществляется энтропийная ранжировка признаков. В результате этой операции мы теперь располагаем двумя параметрами последовательной классификации исходных данных (разбиение территории) — α (внешний параметр — вводится вместе с исходными данными) и β — внутренний параметр. Дальнейший анализ выполняется сначала путем перебора всех значений параметра α , а затем

всех значений параметра β . Причем, при каждом значении того или иного параметра по эталонной совокупности отруются различные правила разбиения ее на нефтеперспективные и "пустые" объекты. Если хотя бы одно из этих правил дает требуемую надежность P_0 , то оно и считается при данном α (или β) прогнозирующим оператором. Если же этого нет, то анализ выполняется при следующем значении α (или β).

Таким образом, прогнозирующее правило есть совокупность следующих величин: 1) значение α (или β), ему соответствующее разбиение эталонных данных на группы; 2) методы распознавания нефтеперспективных и "пустых" объектов в каждой группе.

Блок прогноза осуществляет по выработанному в блоке анализа прогнозируемому правилу отнесения прогнозируемого объекта к нефтегазовому или "пустому" классу. Данные о прогнозе, а также результаты геолого-экономического анализа и совокупность наиболее информативных признаков передаются далее в блок формирования новой модели прогноза и для принятия окончательного решения.

Вычислительная схема АСФoMM

Ниже описывается алгоритм АСФoMM.

Задается Q прямоугольных карт, на которых графически изображены те или иные геолого-геофизические величины, размеры карт MZ и NZ и размеры M и N интегрирующей палетки (рис. 2). В каждой точке рабочего поля T (рис. 2) в пределах области палетки по описываемой ниже программе "Вектор-К" вычисляется совокупность признаков. При этом, в зависимости от характера расположения изолиний поля, палетка может быть соответствующим образом ориентирована. Если, например, изолинии вытянуты в вертикальном направлении, то $N > M$ и построения авто- и взаимно-корреляционных функций проводится в горизонтальном направлении (компоненты вектора в этом случае намечены буквой "Г"). Если же изолинии вытянуты в горизонтальном направлении ($M > N$), корреляция осуществляется в вертикальном направлении и компоненты вектора имеют индекс "В". Если изолинии ориентированы случайным образом (палетка квадратная $M = N$), то в этом случае осуществляется поворот фрагмента на 90° и каждой точке рабочего поля ставится в соответствие два вектора - "Г" и "В".

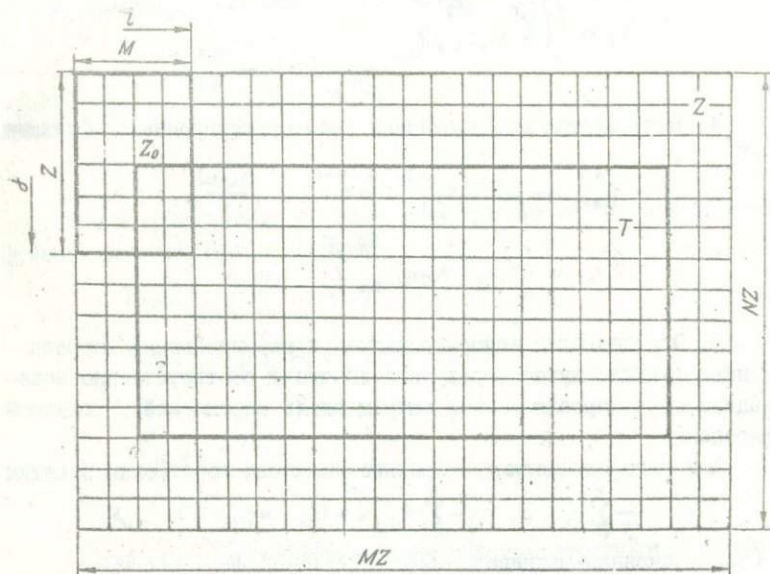


Рис. 2. Схема поля исходных данных

Программа "Вектор-К". 1. Определяется среднее значение поля Z в точке Z_0 для каждой из Q карт по палетке, центр которой помещен в эту точку:

$$\bar{z}_{k0} = \frac{1}{MN} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N z_{ij}^k, \quad k = 1, 2, \dots, Q;$$

$$V_1 = \left\{ \bar{z}_{k0} \right\}_{k=1}^Q$$

2. Определяется среднее квадратическое отклонение:

$$\sigma_{k0} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N (z_{ij}^k - \bar{z}_{k0})^2}{MN - 1}};$$

$$V_2 = \left\{ \sigma_{k0} \right\}_{k=1}^Q$$

3. Вычисляется автокорреляционная функция $K_{\alpha(\tau)k}^r$:

$$K_{\alpha(\tau)k}^r = \frac{1}{N(M-\tau)-1} \sum_{j=1}^N \sum_{i=j+1}^{M-\tau} [z_{ij}^k(\tau_j) - \bar{z}_{k0}] [z_{i\tau}^k - \bar{z}_{k0}],$$

$$\tau = 0, 1, 2, \dots, \frac{M-1}{2}; \quad k = 1, 2, \dots, Q;$$

$$V_3 = \left\{ \left[K_{\alpha(\tau)_k}^r \right]_{\tau=0}^{\frac{M-1}{2}} \right\}_{k=1}^Q.$$

4. Вычисляется нормированная автокорреляционная функция $R_{\alpha(\tau)_k}^r$:

$$R_{\alpha(\tau)_k}^r = \frac{K_{\alpha(\tau)_k}^r}{\sigma_{\alpha(\tau)_k}^2}, \quad \tau = 0, 1, 2, \dots, \frac{M-1}{2};$$

$$V_4 = \left\{ \sigma_{\alpha(\tau)_k}, \left[R_{\alpha(\tau)_k}^r \right]_{\tau=0}^{\frac{M-1}{2}} \right\}_{k=1}^Q.$$

5. Определяется ненормированная и нормированная корреляционные функции путем осреднения значений соответственно ковариационной и корреляционной матриц вдоль параллелей главной диагонали.

Для чего определяются средние значения по строкам палетки

$$\bar{z}_j^r = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M z_{ij}; \quad \bar{z}_g^r = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M z_{ig}, \quad i = 1, 2, \dots, M; \quad j, g = 1, 2, \dots, N;$$

и ковариационная матрица

$$K_{jg}^r = \frac{1}{M-1} \sum_{i=1}^M (z_{ij} - \bar{z}_j^r)(z_{ig} - \bar{z}_g^r),$$

причем

$$K_{jg}^r = D_{jg}^r \quad \text{при } j = g, \quad k = 1, 2, \dots, Q.$$

Тогда ненормированная корреляционная функция определяется по следующим формулам:

$$K_{(\tau=0)_k}^r = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N K_{ij}^r, \quad j = 1.$$

$$K_{(\tau=1)_k}^r = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} K_{ij}^r, \quad j = 2.$$

$$K_{(\tau=N-1)_k}^r = K_{iN}^r, \quad j = N;$$

$$V_5 = \left\{ \left[K_{(\tau)_k}^r \right]_{\tau=0}^{N-1} \right\}_{k=1}^Q.$$

6. Определяется нормированная корреляционная функция. Для этого, вначале, вычисляются значения корреляционной матрицы

$$\tau_{jgk}^r = \frac{K_{jgk}}{\sqrt{D_{ij}^r} \cdot \sqrt{D_{ig}^r}},$$

причем

$$\tau_{jgk}^r = 1 \quad \text{при } j = g.$$

Затем вычисляются значения нормированной корреляционной функции по следующим формулам:

$$\tau_{(\tau=0)}^r = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \tau_{ijk}^r, \quad j=1,$$

$$\tau_{(\tau=1)}^r = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} \tau_{ijk}^r, \quad j=2,$$

$$\tau_{(\tau=N-1)}^r = \tau_{1Nk}^r, \quad j=N.$$

После этого по ковариационной матрице осредняются оценки для дисперсии:

$$\bar{D}_k^r = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N D_{jgk}^r.$$

Отсюда среднее квадратическое отклонение (с. к. о.)

$$\bar{\sigma}_k^r = \sqrt{\bar{D}_k^r}.$$

Тогда шестая компонента вектора признаков запишется:

$$V_6 = \left\{ \bar{\sigma}_k^r, [\tau_{(\tau)}^r]_{\tau=0}^{N-1} \right\}_{k=1}^Q.$$

7. Определим среднее значение ковариационной матрицы и ее с. к. о.

$$\bar{K}_k^r = \frac{1}{N \cdot N} \sum_{j=1}^N \sum_{g=1}^N K_{jgk}^r,$$

$$\sigma_k^r = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N \sum_{g=1}^N (K_{jgk}^r - \bar{K}_k^r)^2}{N \cdot N - 1}}.$$

$$V_7 = \left\{ \bar{K}_k^r, \sigma_k^r \right\}_{k=1}^Q.$$

8. Определим среднее значение корреляционной матрицы и е. о. к. о.:

$$\bar{z}_k^r = \frac{1}{N \cdot N} \sum_{j=1}^N \sum_{q=1}^N z_{jqk}^r,$$

$$\sigma_k^r = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N \sum_{q=1}^N (z_{jqk}^r - \bar{z}_k^r)^2}{N \cdot N - 1}},$$

$$V_8 = \left\{ \bar{z}_k^r, \sigma_k^r \right\}_{k=1}^Q.$$

9. Вычислим функцию взаимной корреляции между парами карт физических полей:

$$K_{kl}^r(\tau) = \frac{1}{N(M-\tau)-1} \sum_{j=1}^N \sum_{q=1}^{M-\tau} [z_{jqk}^r(\tau) - \bar{z}_{kv}] [z_{jql}^r - \bar{z}_{lv}],$$

где $\tau = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm \frac{M-1}{2}$;

$$V_9 = \left\{ [K_{kl}^r(\tau)]_{\tau=0}^M \right\}_{k=1}^{\frac{Q(Q-1)}{2}}.$$

10. Определим нормированную функцию взаимной корреляции:

$$R_{kl}^r(\tau) = \frac{K_{kl}^r(\tau)}{\sigma_{kv} \cdot \sigma_{lv}},$$

где $\tau = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm \frac{M-1}{2}$;

$$V_{10} = \left\{ \sigma_{kv} \cdot \sigma_{lv}, [R_{kl}^r(\tau)]_{\tau=0}^M \right\}_{k=1}^{\frac{Q(Q-1)}{2}}.$$

11. Определяется при каком $\tau = \tau_{\max}$ функция взаимной корреляции принимает максимальное значение:

$$V_{11} = \left\{ \tau_{k\ell\max}^r, R_{k\ell}^r(\tau_{\max}) \right\}_{k=1}^{\frac{Q(Q-1)}{2}}.$$

Определение вектора при $M > N$ производится аналогичным образом. Для этого необходимо произвести транспонирование мат-

рицы значений исходных величин по палетке. В случае задания исходной информации в виде набора геологических профилей, алгоритм построения признакового пространства представляет одномерный вариант программы "Вектор-К". Если же исходная информация задается в виде готовых генетических векторов-признаков, то она, минуя блок построения признакового пространства, подается непосредственно на блок анализа эталонных данных.

Рассмотрим теперь алгоритм блока анализа эталонных данных. Вначале, для приведения компонент вектора к единому масштабу производится, как указывалось, нормирование всей совокупности векторов $\{T_2\}$. Компонента V_{ij}'' нормированного вектора T_2'' определяется следующим образом:

$$V_{ij}'' = \frac{V_{ij}}{V_{ij\max} - V_{ij\min}}$$

Затем из всей совокупности нормированных векторов выбираются эталонные векторы и группируются по классам в соответствии с классификацией $\mathcal{A} = C_i$, причем в зависимости от режима F_0 или F_r группировка осуществляется с осреднением по объектам или без него. Упорядочим теперь компоненты $\{V_{ij}''\}$ вектора T_2'' по величине их энтропийных коэффициентов информативности $\bar{K}(V_{ij}'')$.

Под компонентой вектора здесь понимается группа характеристик, объединенных по какому-либо свойству или комплексу свойств.

Например, компонента V_i'' вектора T_2'' в точке ν представляет собой совокупность признаков, составленных из средних значений

$$\bar{z}_{1\nu}, \bar{z}_{2\nu}, \dots, \bar{z}_{k\nu}, \dots, \bar{z}_{q\nu} \quad (Q - \text{количество карт}).$$

Тогда, энтропийный коэффициент информативности компоненты V_i'' равен:

$$\bar{K}_{V_i''} = \frac{\sum_{\nu=1}^Q \bar{K}^2(\bar{z}_{k\nu})}{Q},$$

где $\bar{K}^2(\bar{z}_{k\nu})$ - энтропийный коэффициент информативности признака $\bar{z}_{k\nu}$. При вычислении $\bar{K}_{V_i''}$,

$$V_4^n = \left\{ \sigma_{xy}, \left[R_{\alpha(t),k}^n \right]_{T=0}^{\frac{M-1}{2}} \right\}_{k=1}^Q$$

поступаем следующим образом.

Для каждой нормированной автокорреляционной функции $R_{\alpha(t),k}^n$ вычисляется площадь S_k под кривой этой функции и W_k — количество точек, в которых функция $R_{\alpha(t),k}^n$ меняет свой знак. Дальше S_k и W_k фигурируют у нас как признаки.

Тогда $\bar{K}_{V_4^n}^2$ определяется по формуле:

$$\bar{K}_{V_4^n}^2 = \frac{\sum_{k=1}^Q (K^2(s_k) + K^2(w_k))}{3Q}$$

Аналогичным образом вычисляются энтропийные коэффициенты для остальных компонент вектора T_2^n .

Опишем алгоритм вычисления энтропийного коэффициента для признака. Предположим, что гистограмма распределения признака для нефтяных и "пустых" объектов имеет вид, показанный на рис. 3. Полагая, что пара этих классов представляет собой две независимые системы A_1 и A_2 , определим энтропию объединенной системы (области пересечения $\bigcap_i A_i$, $i=1, 2$) по следующей формуле:

$$H(\bigcap_i A_i) = \sum_{j=1}^{\ell} \sum_{i=1}^2 P_j(A_i) \log P_j(A_i),$$

где ℓ — количество интервалов пересечения по гистограмме; $P_j(A_i)$ — вероятность попадания признака в j -й интервал области пересечения i -ого класса, $i=1, 2$.

Определим энтропию каждого класса из выражения:

$$H(A_i) = \sum_{j=1}^{K_i} P_j(A_i) \log P_j(A_i)$$

где K_i — количество интервалов в гистограмме распределения i -ого класса, $i=1, 2$; $P_j(A_i)$ — вероятность j -ого интервала.

Следующим образом введем энтропийный коэффициент информативности признака для пары классов:

$$K_i^2 = \frac{H(\bigcap_i A_i)}{\sum_{i=1}^2 H(A_i)} = \frac{\sum_{j=1}^{\ell} \sum_{i=1}^2 P_j(A_i) \log P_j(A_i)}{\sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^{K_i} P_j(A_i) \log P_j(A_i)} \quad (I)$$

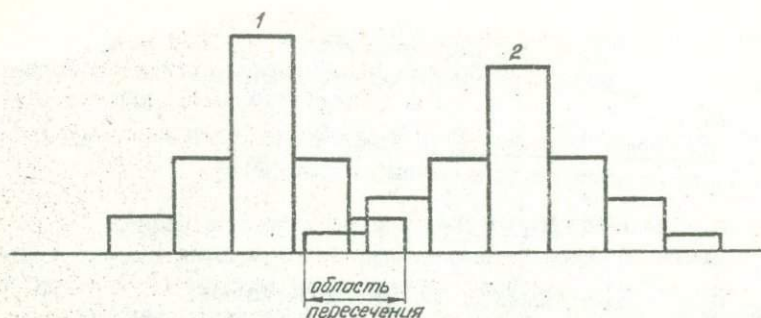


Рис. 3. Гистограмма распределения признака в эталонных классах

Если число геологических классов равно W , то энтропийный коэффициент информативности определится по формуле:

$$\bar{K}^3 = \frac{\sum_{i=1}^{C_w} K_i^3}{C_w^2} \quad (2)$$

Из (1) и (2) видно, что \bar{K}^3 может изменяться от 0 (пересечение классов отсутствует) до 1 (гистограммы классов совпадают друг с другом, т. е. пересечение полное).

При равных $H(\Omega A_i)$, разделение классов тем лучше, чем меньше K^3 , так как признак в этом случае менее чувствителен к изменению его величины (распределение пологое).

После упорядочения компонент вектора T_2^n по величинам \bar{K}^3 организуется цикл по параметру \mathcal{L} , как это описано ранее.

Перейдем теперь к блоку методов распознавания. Вначале распознавание эталонных объектов осуществляется методом "гиперсфер" и, в случае, если метод осуществляет распознавание с вероятностью P_R меньшей P_0 , то переходим к распознаванию методом "гиперпрямоугольников", если и в этом случае $P_R < P_0$, то распознавание осуществляется методом дискриминантного ана-

¹ В принципе этот блок мыслится как совокупность наиболее надежных и достаточно простых методов распознавания. Причем, при практической реализации мы предусмотрели возможность пополнения этого блока все новыми и новыми методами распознавания образов. В настоящей статье мы кратко даем описание тех методов распознавания, которые были нами программно реализованы и прошли успешные испытания. При этом методы распознавания образов мы упорядочиваем по мере их сложности (т. е. введем еще один параметр - γ).

лиза и т. д. Рассмотрим алгоритмы каждого из этих методов применительно к введенному пространству признаков и нашей АСФОММ.

Программа "Гиперсфера". Коэффициенты центра каждого геологического класса определяются по формуле:

$$\bar{T}_2^n = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^{n_\mu} V_{i\mu}^n}{n_\mu} \right\}_{i=1}^n$$

где n_μ - число эталонных объектов в μ классе.

Для каждой пары классов μ и j по описанной ниже программе "Расстояние" определяется расстояние ρ_i^μ между каждым эталонным вектором класса μ и его центром (для класса j ρ_i^j определяется также).¹

Далее определяется расстояние между центрами классов μ и j :

$$\Delta_{\mu j} = \left\| \bar{T}_{2\mu}^{*n} - \bar{T}_{2j}^{*n} \right\|$$

и следующим образом строится гистограмма распределения значений расстояний от каждого объекта до центра соответствующего класса.

На оси ρ откладывается отрезок $\Delta_{\mu j}$; левый конец отрезка Ψ будем считать центром рассеяния величин ρ_i^i , а правый Υ - центром рассеяния величин ρ_i^j . Помещается начало координат в точку Ψ , тогда величины ρ_i^i преобразуются в величины ρ_i^{ij} :

$$\rho_i^{ij} = \Delta_{\mu j} - \rho_i^i.$$

Производится раздельное построение вариационного ряда $P_{e\mu}$ и P_{ej} для величин ρ_i^μ и ρ_i^j , e - номер интервала вариационного ряда.

Определяются для каждого номера интервала e вариационного ряда в классах μ и j весовые коэффициенты g_e , связанные с представительностью эталонного вектора:

$$g_e^\mu = \frac{\sum_{i=1}^{n_\mu} C_{i\mu}}{\sum_{i=1}^{n_\mu} C_{i\mu}} ; \quad g_e^j = \frac{\sum_{i=1}^{n_j} C_{ij}}{\sum_{i=1}^{n_j} C_{ij}}$$

¹ Если расстояние вычисляется между векторами, построенными по квадратной решетке, то определяется четыре значения ρ ($\rho^{a_1 a_2}$, $\rho^{b_1 b_2}$, $\rho^{a_1 b_2}$, $\rho^{b_1 a_2}$) и из них выбирается наименьшее.

$n_{i\mu}, n_{ij}$ - число значений P_i в i -ом интервале класса μ и класса j соответственно; n_μ, n_j - общее число значений P_i в классе μ или j , коэффициент

$$C_i = \frac{n^3}{M \cdot N},$$

где n^3 - число эталонных точек соответствующего класса попавших в площадь интегрирующей палетки, центр которой помещен в точку i ; $M \cdot N$ - общее число точек в палетке.

Строятся гистограммы распределения ρ_i^μ и ρ_i^j с учетом веса g_e , причем

$$\sum_{e=1}^{N_e} \alpha g_e P_e = 1,$$

N_e - количество интервалов в классе.

Заметим, что в режиме работы с принятием решения выдаются гистограммы распределения радиусов для C_w^2 пар классов, с целью их анализа и задания границ радиусов гиперсфер, затем производится останов машины.

Предположим, что гистограмма распределения ρ между классами имеет вид, показанный на рис. 4. По виду этой гистограммы можно сказать следующее:

1) эталонные объекты класса μ распределяются относительно своего центра Φ в виде пары колец, где: $r_{1\mu}$ - внутренний радиус первого кольца; $r_{2\mu}$ - внешний радиус первого кольца; r_{1j} - внутренний радиус второго кольца; r_{2j} - внешний радиус второго кольца. (Объекты же класса j распределены относительно своего центра Ψ скорее всего нормально);

2) имеет место пересечение классов: r_{ij} - область пересечения классов μ и j ;

3) целесообразно, в силу того, что в последний интервал гистограммы класса μ попадает относительно малое число объектов, ограничить $r_{1\mu}$ до размеров r_{2j} .

Анализируя гистограммы распределения по всем парам геологических классов, составляем таблицу задания радиусов гиперсфер (табл. I).

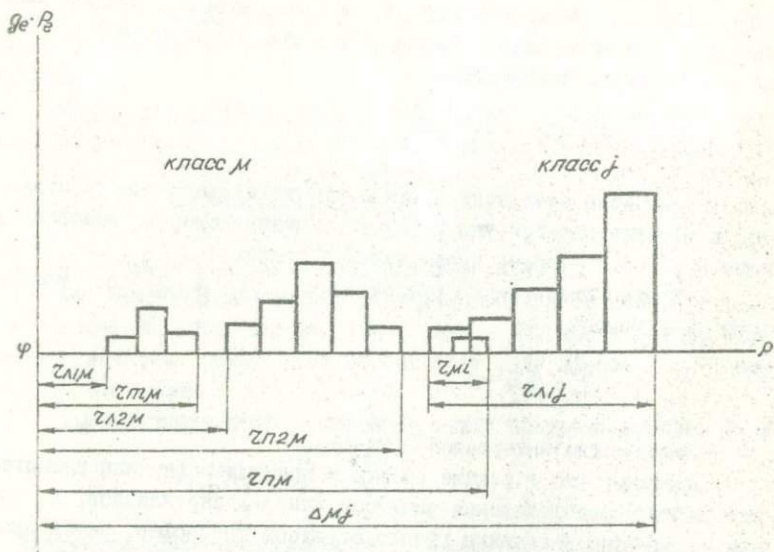


Рис. 4. Соотношение гистограмм пары классов

Таблица I

Анализ гистограмм распределения по всем парам геологических классов

Номер пары классов	τ_m		$\tau_j = \Delta_{mj} - \rho_j$	
m, j	$\tau_{Л1m}$	$\tau_{П1m}$	$\tau_{Л1j}$	$\tau_{П1j}$
	$\tau_{Л2m}$	$\tau_{П2m}$	$\tau_{Л2j}$	$\tau_{П2j}$
-----	-----	-----	-----	-----

Определяем вероятность P_{R_i} правильного распознавания эталонных данных в каждом эталонном классе по формуле:

$$P_{R_i} = \frac{n_i^3}{N_i}$$

где N_i^* - число правильно опознанных эталонных объектов класса i ; N_i - число (общее) эталонных объектов в этом классе, $i = 1, 2, \dots, W$.

Для осуществления прогноза по выработанному правилу с заданной вероятностью P_0 , необходимо чтобы $P_{R_i} \geq P_0$. Ниже приводится алгоритм подпрограммы "Расстояние".

Подпрограмма "Расстояние" осуществляет вычисление расстояния ρ между парой векторов $\vec{T}_2^{*n} = (v_1^n, v_2^n, \dots, v_n^n)$ и $\vec{T}_2^{*n} = (\tilde{v}_1^n, \tilde{v}_2^n, \dots, \tilde{v}_n^n)$ по формуле:

$$\rho = \|\vec{T}_2^{*n} - \vec{T}_2^{*n}\| = \sqrt{\rho_1^2 + \rho_2^2 + \dots + \rho_n^2},$$

где:

$$1) \rho_1^2 = \frac{1}{Q} \sum_{k=1}^Q (\bar{z}_{kV}^n - \bar{z}_{kV}^n)^2, \quad Q - \text{количество карт};$$

$$2) \rho_2^2 = \frac{1}{Q} \sum_{k=1}^Q (\bar{\sigma}_{kV}^n - \bar{\sigma}_{kV}^n)^2,$$

$$3) \rho_j^2 = \frac{1}{Q \cdot \sum_{j=1}^{M-1} C_j} \sum_{k=1}^Q \sum_{j=0}^{M-1} \{C_j [K_{a(t_j)}^n - \tilde{K}_{a(t_j)}^n]^2\}$$

$k = 1, 2, \dots, Q; j = 0, 1, 2, \dots, \frac{M-1}{2};$

$C_j = \alpha - \frac{\alpha - \beta}{2} j$ - весовой коэффициент, α, β - константы.

$$4) \rho_4^2 = \frac{1}{2Q} \left\{ \sum_{k=1}^Q (\bar{\sigma}_{kV}^n - \bar{\sigma}_{kV}^n)^2 + \frac{1}{\sum_{j=0}^{M-1} C_j} \sum_{k=1}^Q \sum_{j=0}^{M-1} \{C_j [R_{a(t_j)}^n - \tilde{R}_{a(t_j)}^n]^2\} \right\}.$$

$$5) \rho_5^2 = \frac{1}{Q \cdot \sum_{j=0}^{M-1} C_j} \sum_{k=1}^Q \sum_{j=0}^{M-1} \{C_j [K_{(t_j)}^n - \tilde{K}_{(t_j)}^n]^2\},$$

где $C_j^1 = \alpha - \frac{\alpha - \beta}{M-1} j$;

$$6) \rho_6^2 = \frac{1}{2Q} \left\{ \sum_{k=1}^Q (\bar{\sigma}_k^n - \bar{\sigma}_k^n)^2 + \frac{1}{\sum_{j=0}^{M-1} C_j^i} \sum_{k=1}^Q \sum_{j=0}^{M-1} [C_j^i (\tau_{kj}^n - \bar{\tau}_{(q)k}^n)]^2 \right\};$$

$$7) \rho_7^2 = \frac{1}{2Q} \sum_{k=1}^Q [(\bar{K}_k^n - \bar{K}_k^n)^2 + (\bar{\sigma}_k^n - \bar{\sigma}_k^n)^2];$$

$$8) \rho_8^2 = \frac{1}{2Q} \sum_{k=1}^Q [(\bar{\tau}_k^n - \bar{\tau}_k^n)^2 + (\bar{\sigma}_k^n - \bar{\sigma}_k^n)^2];$$

$$9) \rho_9^2 = \frac{2}{Q(Q-1)M} \sum_{k=1}^Q \sum_{j=1}^M [K_{k\ell}^n(\tau_j) - \bar{K}_{k\ell}^n(\tau_j)]^2;$$

$$10) \rho_{10}^2 = \frac{1}{Q(Q-1)} \left\{ \sum_{k=1}^Q (\bar{\sigma}_{k1}^n \cdot \bar{\sigma}_{k2}^n - \bar{\sigma}_{k1}^n \cdot \bar{\sigma}_{k2}^n)^2 + \frac{1}{M} \sum_{k=1}^Q \sum_{j=1}^M [R_{k\ell}^n(\tau_j) - \bar{R}_{k\ell}^n(\tau_j)]^2 \right\};$$

$$11) \rho_{11}^2 = \frac{1}{Q(Q-1)} \left\{ \sum_{k=1}^Q (\tau_{\max k \ell}^n - \bar{\tau}_{\max k \ell}^n)^2 + \sum_{k=1}^Q [R_{k\ell}^n(\tau_{\max}) - \bar{R}_{k\ell}^n(\tau_{\max})]^2 \right\}.$$

Программа "Гиперпрямоугольник". Здесь, прежде всего, вычисляется центр совокупности всех эталонных и прогнозных объектов

$$\bar{T}_3 = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^{N_0} V_i^k}{N_0} \right\}_{k=1}^n.$$

где N_0 - общее число эталонных и прогнозных объектов.

Затем все вектора из системы координат " $\vec{T}_2^{\Phi_n}$ " переводятся в систему координат " $\vec{\rho}$ ":

$$\vec{\rho}_i = \vec{T}_{2i}^{\Phi_n} - \vec{T}_2^{\Phi_n}, \quad \vec{\rho} = (\rho_{i1}, \rho_{i2}, \dots, \rho_{in}),$$

а последние упорядочиваются в соответствии с энтропийными коэффициентами информативности, полученными ранее.

Далее алгоритм программы "Гиперпрямоугольник" совпадает с алгоритмом программы "Гиперсфера", отличие заключается лишь в том, что правило разделения эталонных данных на геологические классы строится по каждой компоненте вектора $\vec{\rho}$, причем расстояние между компонентами пары векторов определяется по формуле

$$\rho_{ij}^k = \sqrt{(\rho_i^k - \rho_j^k)^2}$$

Если интегрирующая палетка имеет квадратную форму ($\vec{\rho}_i^a \sim \vec{\rho}_i^r, \vec{\rho}_i^b$), то для сравнения выбирается та пара векторов, расстояние между которыми наименьшее.

Для принятия решения об оптимальных границах гиперпрямоугольников строится табл. 2.

Таблица 2

Номер пары классов	ρ_{μ}^1	ρ_j^1	ρ_{μ}^2	ρ_j^2	---	ρ_{μ}^n	ρ_j^n
μ, j	$\rho_{\mu 1}, \rho_{\mu 1}$	--	--	--	--	--	--
	$\rho_{\mu 2}, \rho_{\mu 2}$	--	--	--	--	--	--
--	--	--	--	--	--	--	--

Исходным материалом для разделения эталонных данных на геологические классы методом дискриминантного анализа служит либо пространство признаков, сформированное для определения энтропийных коэффициентов информативности, либо совокупность эталонных векторов в системе координат " $\vec{\rho}$ ", причем, в этом случае для получения нормального закона распределения значений векторов, компоненты каждого из них достраиваются своими отри-

цательными аналогами. Описание программы "Дискриминантный анализ" дано в работе [3].

Итак, пусть в блоке анализа при некоторых α_{φ} (или β_{φ}) и γ_{φ} достигнуто условие $P_{\varphi\varphi} \geq P_0$, т. е. построено правило отнесения объекта к тому или иному геологическому классу. Это означает, что область исследования R разбита по α_{φ} (или соответственно по β_{φ}) на подобласти R_1^{φ} , R_2^{φ} , ..., R_k^{φ} , для каждой из которых подобран свой метод распознавания образов, обеспечивающий выполнение условия $P_{\varphi\varphi} \geq P_0$. Обозначим такое прогнозное правило через $A = (A_1, A_2, \dots, A_k)$.

Блок прогноза. В зависимости от того при каком методе распознавания γ , при каком α или β достигнуто значение величины P_0 прогноз осуществляется соответствующим методом. Для метода гиперсфер определяется расстояние ρ_{μ}^n между вектором T_2^n прогнозируемого объекта и центрами эталонных классов:

$$\rho_{\mu}^n = \|T_2^n - \bar{T}_{\mu}^{\varphi n}\|.$$

Затем по табл. I производится сравнение расстояний ρ_{μ}^n с границами гиперсфер всех эталонных классов и выбираются те классы, в границы гиперсфер которых попадает расстояние ρ_{μ}^n , указываются вероятности разделения этих классов P_{e_i} , а также вероятность интервала попадания ρ_{μ}^n в гистограммах распределения расстояний в классах.

При распознавании методом "гиперпрямоугольников" вначале вектор прогнозируемого объекта T_2^n переводится в систему координат " ρ ", путем определения расстояния между этим вектором и центром всей совокупности векторов.

Затем определяется расстояние между вектором прогнозируемого объекта и всеми центрами эталонных классов в системе координат " ρ ".

Вероятность $P_{(\rho)\ell}$ для этого метода определяется по следующей формуле:

$$P_{(\rho)\ell} = L \prod_{k=1}^n P_{(\rho)\ell}^k$$

где L - масштабный множитель; $P_{(\rho)\ell}^k$ - вероятность попадания значения ρ прогнозируемого объекта в ℓ -ый интервал гистограммы распределения совокупности эталонных векторов по k -ой компоненте.

Если построение прогнозного правила осуществлялось методом дискриминантного анализа, то прогнозируемый объект относится к тому геологическому классу, в котором разделяющая функция имеет максимальное значение.

После осуществления прогноза подключается блок системы, формирующей новую модель. Для этого строится информативный набор признаков по следующим параметрам:

а) по энтропийным коэффициентам информативности;
 б) по коэффициенту $K^*(\Delta m, \sigma)$, связанному с разностью средних значений по каждой компоненте вектора в классах и их средних квадратических отклонений;

в) по коэффициенту $K^*(S)$, связанному с площадью пересечения гистограмм распределения признаков в эталонных классах.

Значение $K^*(\Delta m, \sigma)$ определяется по следующей формуле

$$K^*(\Delta m, \sigma) = 1 - \frac{\sum_{i=1}^m \sigma_i}{\sum_{i=1}^m \Delta m_i}, \quad (3)$$

где $\sigma_i = \sigma_{\mu} + \sigma_j$, а $\Delta m_i = m_{\mu} - m_j$;

C_w^2 - число перестановок из W эталонных классов по два.

Пологая $\sum \Delta m_i = const$ и $\sum \Delta m_i = \sum \sigma$, из выражения (3) видно, что $K^*(\Delta m, \sigma)$ при таких условиях изменяется от 0 при $\sum \sigma = 0$ до 1 при $\sum \sigma = \sum \Delta m$, это и будет область надежного разделения эталонных данных. При $\sum \Delta m < \sum \sigma$ $K^*(\Delta m, \sigma)$ принимает отрицательные значения (область плохого разделения). И, наконец, при $\sum \Delta m = 0$ разделение эталонных данных не происходит.

Значение $K^*(S)$ определяется по формуле:

$$K^*(S) = \frac{\sum_{i=1}^c K(S)_i}{C_w^2}, \quad (4)$$

где $K(S)_i = I - S_i$; $S_i = \sum_{j=1}^l x_{kj} \cdot P(x_{kj})$ - площадь пересечения гистограмм рассматриваемых эталонных классов; x_{kj} - значение признака в j интервале области пересечения гистограмм; $P(x_{kj})$ - вероятность попадания признака в j интервал.

Из (4) видно, что $K(S)_i$ изменяется от 1 (пересечения классов нет) до 0 (пересечение полное).

Блок геолого-экономического анализа осуществляет построение признакового пространства $T_{2\Phi}^3$ по каждой исходной карте в

отдельности с последующим анализом на эталоне при заданных параметрах α (или β) и δ . Затем исходные карты ранжируются по их информативности. По выработанному набору информативных признаков и геолого-геофизических карт производится построение новой модели прогноза.

Реализация алгоритма системы производится на ЭВМ ЕС-1022 и в настоящее время основные блоки общей схемы доведены до конкретных программ.

Развитие системы автору представляется в совершенстве — вании формально-математического признакового пространства, создании блока построения генетических признаков, автоматизации процесса построения геологической классификации, создании блока выбора наилучшего метода распознавания по исходной информации, в автоматизации процесса ввода-отображения геолого-геофизических данных, а также в построении блока, обеспечивающего выбор режима работы АСФММ непосредственно по исходной информации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алгоритмы группирования геолого-геофизических объектов по критерию удельной связности. — В кн.: Математические методы решения геолого-геофизических задач Белоруссии, Минск, 1974. (БелНИГРИ). Авт.: Каратаев Г.И., Камраков Б.П., Литвинов А.Я., Черная Н.Н.

2. Каратаев Г.И., Ватлин Б.П., Захарова Т.Л. Методика комплексной геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, М., "Наука", 1973.

3. Математическое обеспечение ЕС ЭВМ (пакет научных программ). Вып. 2, Минск, 1973. (Институт математики АН БССР).

4. Моделирование процесса геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на ЭВМ, М., "Наука", 1966. Авт.: Каратаев Г.И., Захарова Т.Л., Черная Н.Н., Шамякин Н.Л., Миков Б.Д.

5. Моделирование процесса геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на электронных цифровых машинах (практическое руководство). М., "Наука", 1970. Авт.: Каратаев Г.И., Захарова Т.Л., Черная Н.Н., Шамякин Н.Л., Миков Б.Д.

6. Общая схема автоматизированной системы прогноза нефтегазоносности. — В кн.: Количественные методы прогноза нефтегазоносности, Минск, 1976. (БелНИГРИ). Авт.: Каратаев Г.И., Каретников Л.Г., Валуковис Г.Ю., Лобовкин Л.И., Терпецкий В.В.

7. Опыт прогнозирования по геофизическим данным нефтеносных площадей с помощью ЭВМ. — "Геология и геофизика", 1972, № 2. Авт.: Айзенберг М.А., Захарова Т.Л., Кавица В.О., Колмогорова Н.А.

В. Терлецкий В.В., Каратаев Г.И., Волохонович Г.С.
Оценка нефтеносности подсольевых отложений в пределах локальных поднятий Припятской
впадины методами распознавания образов. В кн.: Математические методы решения гео-
лого-геофизических задач Белоруссии, Минск, 1974, (БелНИГРИ).

Е.А. ГАЛАГАН,
А.Я. ЛИТВИНОВ

АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА ОЦЕНКИ
ЛИТОЛОГО-КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ
ПО ДИНАМИКЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН "ЛИРА"

Разработка способов определения литологических характеристик пород по данным сейсморазведки является одной из актуальных современных задач. Решение такой задачи имеет большое значение для нефтяной геологии в Припятской впадине, где одним из основных вопросов является выявление латеральных литологических неоднородностей и зон выклинивания пород-коллекторов в разнофациальных нефтеперспективных толщах. Необходимость решения задач послужила основой для разработки автоматизированной системы, предназначенной для прогнозирования литологических разностей непосредственно по сейсмической записи и выявления по профилю нефтеперспективных участков и зон выклинивания пород-коллекторов.

Работа по созданию автоматизированной системы "Ли́ра" ведется в двух направлениях:

- 1) физическое обоснование признаков сейсмической записи, отражающих латеральные литологические неоднородности;
- 2) разработка соответствующих алгоритмов (и программ) и общей схемы функционирования автоматизированной системы.

Следует отметить, что общая схема функционирования автоматизированной системы не зависит от типа решаемой задачи (например, прогноз литологических разностей, нефтеносных коллекторов и т. д.). Решение той, или иной задачи сис-

темой определяется набором признаков, соответствующих решаемой задаче.

§ I. Физическое обоснование признаков сейсмической записи

В качестве геологического объекта исследований взяты один из нефтеперспективных горизонтов Припятской впадины — межсолевые отложения. Известно, что по коллекторским свойствам межсолевые отложения северной части Припятской впадины отличаются от центральной и южной. К настоящему времени разработаны критерии выделения литологических разностей среди карбонатного состава межсолевых отложения (северная часть Припятской впадины).

Мощность межсолевых отложений северной части меняется от 50 до 680 м, глубина залегания — от 1,5 до 4 км. Литологический состав резко меняется по площади от преимущественно карбонатного до глинисто-мергельного. По данным бурения не всегда удается установить закономерность в изменении литологического состава.

Для определения литологической характеристики пород по данным сейсморазведки в настоящее время используются способы, основанные на информации об интервальных скоростях и коэффициентах поглощения [1]. Из-за резких изменений мощности межсолевых отложений определить среднепластовую скорость с высокой точностью невозможно. Поскольку динамические характеристики отраженных волн, в частности, изменение формы записи и интенсивности, обусловлены наряду с другими факторами неоднородностями литологического состава, то возникла задача: найти связь между литологическими разностями межсолевых отложений и динамическими характеристиками отраженных волн, и, применяя методы распознавания образов, выяснить возможность прогноза по сейсмической записи литологического состава. Основными задачами, связанными с нахождением признаков сейсмической записи, являлись: изучение по материалам акустического каротажа детальной скоростной характеристики и теоретико-экспериментальное изучение особенностей волновых полей. В работе [2] подробно изложены результаты исследований этих вопросов. По стратиграфическим

признакам скоростной характеристики и соответствующим особенностям волновых полей среди карбонатных разрезов выделено три литологические разности: карбонатная, глинисто-мергельная, смешанная — в верхней части глинисто-мергельная, в нижней — карбонатная. Установлено, что особенности записи отраженных волн от межсолевых отложений в области низких частот являются устойчивыми признаками в разрезах, различающихся по преобладающему содержанию карбонатных или глинисто-мергельных пород и могут быть использованы при решении обратной задачи — определение по сейсмической записи преимущественного литологического состава.

Дальнейшим этапом исследований являлось изучение возможности прогноза по сейсмической записи минералогических разностей карбонатных пород (доломитов, ангидритов и т. д.), а также нефте- и водонасыщенных коллекторов, поскольку породы преимущественно карбонатного состава в северной части Припятской впадины представляют основной интерес для поисков нефти. Для решения этой задачи изучены особенности скоростного строения межсолевых отложений, представленных различными минералогическими разностями карбонатных пород и особенности их проявления в волновых полях.

Оценка влияния пород различного минералогического состава на скорость распространения продольных волн выполнена по материалам акустического каротажа с учетом данных о литологическом составе, их пористости, глинистости. Используются материалы сектора промышленной геофизики БелНИГРИ.

Совместный анализ этих материалов показал, что в пределах одной минералогической разности наиболее существенное влияние на изменение скорости оказывает величина пористости. Так, в "чистых" разностях доломитов скорость составляет 7,0–7,1 км/с, при увеличении пористости до 7–9% скорость уменьшается до 6,2–6,6 км/с. Аналогично в "чистых" разностях известняков величина скорости составляет 5,8–5,9 км/с, при увеличении пористости до 4–5% скорость уменьшается до 5,4–5,5 км/с. Из-за резкого изменения по разрезу величин пористости, глинистости, резких скоростных границ в разрезах, соответствующих определенной минералогической разности, не установлено участие разреза с повышенной пористостью и глинистостью, а также с переслаиванием

пород различного минералогического состава (известняки, доломиты и т. д.), отличаются на кривых $V(z)$ повышенной статической дисперсией скорости. Наиболее резкая скоростная граница ($\Delta V \geq 0,5$ км/с) в разрезах карбонатного состава, соответствует — вует, с одной стороны, границе, образованной глинистыми известняками (глинистость $\geq 30\%$) и, с другой стороны, участкам разреза, представленных доломитами, известняками (глинистость $\leq 20\%$, пористость $< 8\%$).

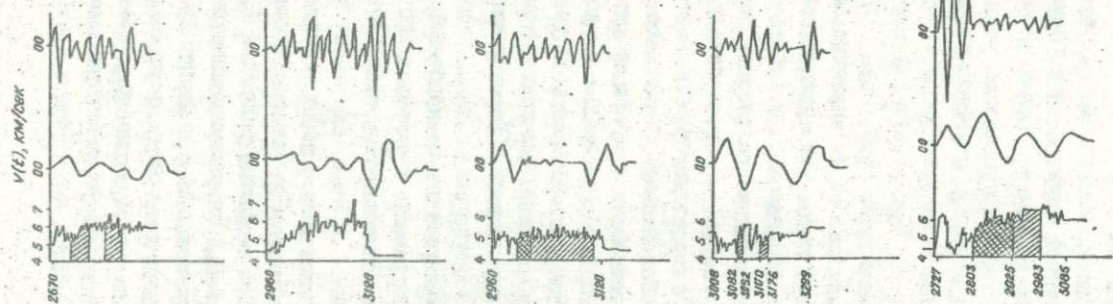
Из анализа материалов установлено, что нефтенасыщенные породы-коллекторы приводят к уменьшению скорости распространения волн. Так, в водоносных коллекторах, представленных доломитами (пористость 7–9%) скорость меняется от 5,8 до 6,0 км/с, в нефтенасыщенных коллекторах при той же величине пористости скорость уменьшается до 5,4–5,5 км/с. При увеличении пористости в нефтенасыщенной части $> 12\%$, скорость уменьшается до 5,2–5,3 км/с. В целом, нефтенасыщенная часть разреза по отношению к водоносной, или части разреза — представленной породами-неколлекторами, образует скоростные границы с перепадом скорости от 0,35 до 0,6 км/с. Повышенной статической дисперсии скорости в нефтенасыщенной части разреза не установлено. При эффективной мощности коллекторов ≥ 20 м и коэффициенте пористости $\geq 10\%$ установлено, что скорость с увеличением глубины меняется с заметным положительным градиентом. Эта закономерность сохраняется на ряде площадей (Давыдовская, Мармовичская, Сосновская и др.).

Таким образом, среди разрезов преимущественно карбонатного состава наиболее резкие скоростные границы в разрезах могут быть образованы либо нефтенасыщенными коллекторами, либо глинисто-известняковыми породами.

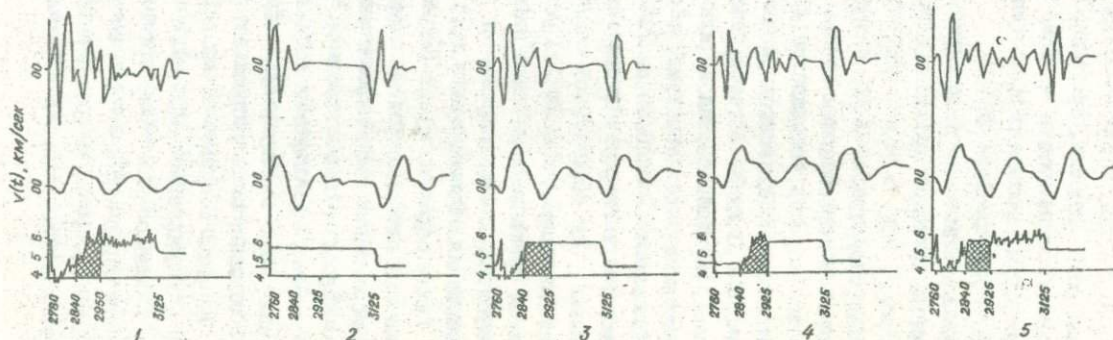
Путем теоретических расчетов по программам [4] и сопоставления их с экспериментальными материалами изучены особенности влияния этих скоростных границ на волновые поля.

На рис. 1 представлены сейсмограммы, характеризующие разрезы с нефтенасыщенной частью (Мармовичская II-р, Давыдовская 23-р), водоносными коллекторами (Мармовичская 9-р), разрезы в которых пород-коллекторов не установлено (Мармовичская 2-р, Давыдовская 24-р) разрезы, в которых резкие границы образованы глинистыми известняками (Мармовичская 3-р).

Мармовичская скв.9 Мармовичская скв.3 Мармовичская скв.2 Давыдовская скв.24 Давыдовская скв.23



Мармовичская скв.11



■ неперенасыщенная часть разреза ■ водонасыщенная часть разреза

Рис. 1. Сейсмограммы отраженных волн

При расчетах, с целью оценки влияния различных интервалов разреза на сейсмическую запись, в скоростных разрезах оставлялась интересующая часть разреза, а участки выше и ниже этой части заменялись однородным слоем (например, рис. I). Анализ сейсмограмм показал, что наиболее резкие отличия в характере записи отраженных волн в разрезах с резкими скоростными границами, проявляются на низких частотах.

Ниже приводится описание волновых полей только для этой области частот.

Сопоставление сейсмограмм, приведенных на рис. I, показывает, что характер записи отраженных волн, соответствующий разрезам с нефтенасыщенной частью, отличен от сейсмограмм, характеризующих другие разрезы. Причем, как видно из рис. I, именно нефтенасыщенная часть разреза формирует особенности записи двух первых фаз (понижение частоты и интерференционный характер первой фазы). В целом, отраженные волны, характеризующие нефтенасыщенные разрезы, имеют более низкую частоту и представляют собой единый волновой пакет, не разделяющийся на группы колебаний, соответствующих кровле и подошве, даже при большой мощности межсоловых отложений (> 250 м). При меньшей мощности межсоловых отложений отраженные волны независимо от типа разреза представлены группой колебаний из двух-трех фаз. Однако, для нефтенасыщенных разрезов в этом случае отмечается понижение частоты.

Из анализа сейсмограмм установлено, что такие изменения в характере записи наблюдаются, если эффективная мощность коллекторов в нефтенасыщенной части > 20 м. При меньшей эффективной мощности коллекторов существенных изменений в характере записи не установлено. В настоящее время продолжались исследования о возможностях прогноза таких коллекторов.

Сейсмограммы, соответствующие разрезам с водоносными коллекторами или разрезам, представленными породами-неколлекторами, характеризуются группой из фаз, соответствующих кровле и подошве слоя. При большой мощности межсоловых отложений (больше 250 м, например, Мармовичская 9-р, рис. I) эти группы фаз разрешены на записи, при меньшей мощности (Давыдовская 24-р) они представляют единую группу из двух-трех фаз.

Резко отличаются по характеру записи сейсмограммы, харак-

теризующие разрезы, аналогичные Мармовичской 3-р (рис. 1). В разрезе данной скважины глинистыми известняками представлена верхняя часть. Как видно из рис. 1, максимальные фазы зарегистрированы только в нижней части и, в целом, характер записи отраженных волн резко отличен от отраженных волн, соответствующих разрезам типа Мармовичская II-р и Давыдовская 23-р.

Таким образом, особенности записи отраженных волн в разрезах с нефтенасыщенной частью могут быть положены в основу признаков, отражающих эти особенности.

В дальнейшем намечены исследования по разработке признаков для прогноза среди межсолевых отложений песчаных пород-коллекторов (центральная и вжная части впадины), по разработке признаков для прогноза других нефтеносных объектов (подсолевых), разрабатываются вопросы, связанные с физическим обоснованием выделения в разрезах зон выклинивания и фациального замещения пород-коллекторов; а вопросы, связанные с оптимальным решением всех блоков подсистемы описаны ниже.

§ 2. Обобщенная блок-схема подсистемы и работа ее в режиме прогноза

Исходным материалом в подсистеме являются отфильтрованные временные разрезы, представленные в виде двумерных массивов, в которых k -ая строка ($k=1, 2, \dots, M$) состоит из значений амплитуды, снятых с k -ой сейсмотрассы с некоторым шагом Δ (обычно $\Delta = 0,002$ с).

Как видно из блок-схемы (рис. 2), система состоит из следующих основных блоков:

блок обнаружения начала записи - "БОНЗА";

блок обнаружения объекта - "БООБ";

блок выделения и анализа литологических разностей - "АНАЛИТ".

Ниже приводится описание функционирования каждого из этих блоков.

Блок обнаружения начала записи и "БОНЗА". На входе из априорных соображений задаются следующие величины:

t_0 - время, соответствующее минимальной глубине залегания исследуемого слоя;

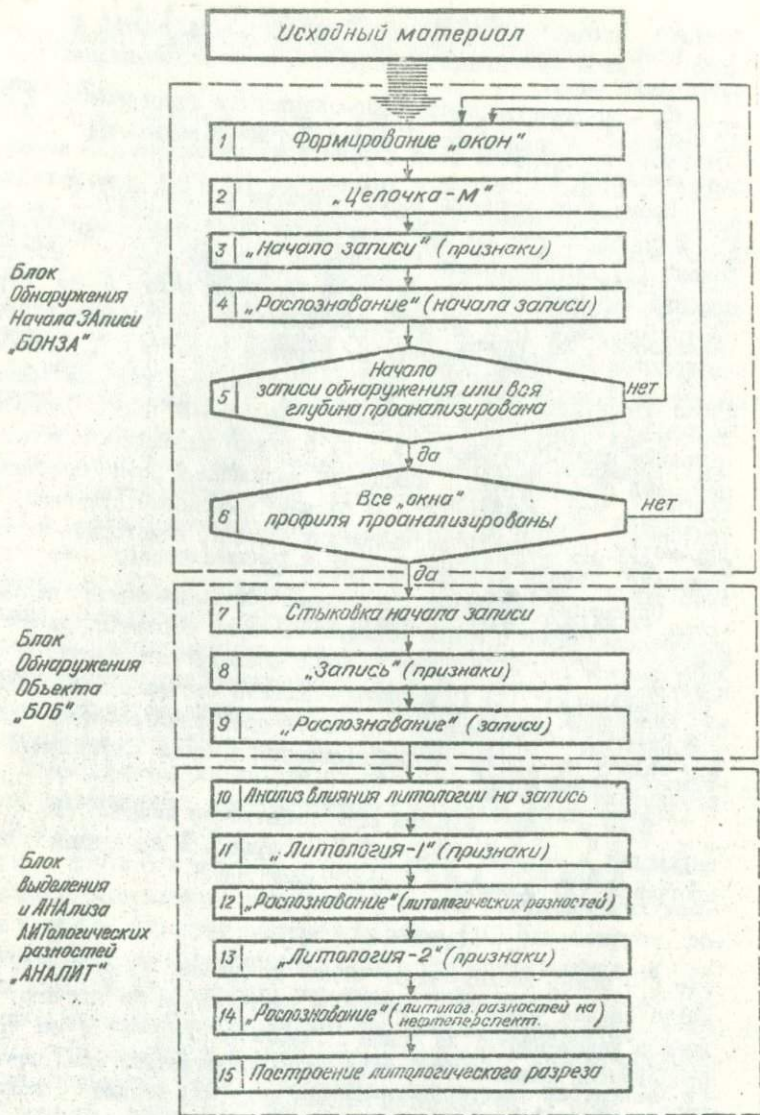


Рис. 2. Блок-схема системы оценки литолого-коллекторских свойств по динамике отраженных волн (*ПИРА*)

Δt - время определяемое из соотношения $\Delta t = t_2 - t_0$, где t_2 - время, соответствующее максимальной глубине залегания исследуемого слоя;

N - количество трасс, обрабатываемых одновременно в блоке "БОНЗА" (N выбирается в соответствии с величиной Δt и возможностями ЭВМ).

Кроме того задается номер варианта работы блок I^0 или 2^0 . В соответствии с этими величинами программа формирования "окон" (1) для программы "Цепочка-М" выбирает из исходного массива (временного разреза) I -ую (на T -ом шаге) N -ку строк, соответствующую I -ой N -ке сейсотрасс, а из отобранных строк выбираются значения амплитуд на отрезке времени $[t_0, t_0 + \Delta t]$. Полученный таким образом образ подмассив и является искомым "окном", которое обрабатывается программой "Цепочка-М" (2) (подробное описание алгоритма смотри в § 4) с целью выделения в этом "окне" осей синфазности. С каждой из выделенных осей синфазности программа "Начало записи" (3) снимает числовые признаки, а параметры (координаты расположения, длина, некоторые числовые признаки) каждой из осей запоминаются.

Описанные числовыми признаками оси синфазности поступают на распознавание с целью обнаружения оси, соответствующей началу записи (т. е. верхней границе исследуемого слоя). Блок "Распознавание" (4) (подробное описание смотри в § 3), используя заданную эталонную совокупность осей синфазности, решает эту задачу по одному из реализованных в блоке алгоритмов распознавания образов.

Если в "окне" искомая ось синфазности найдена, то блок переходит к анализу $(I+1)$ -ой N -ки трасс. В противном случае программа (2) формирует новое "окно" при

$$\bar{t}_0 = t_0 + (-1)^l \Delta t \left[\frac{l}{2} \right], \quad (2.1)$$

где l - номер исследуемого "окна" за данной N -ке трасс, $\left[\frac{l}{2} \right]$ - антье (целая часть) $\frac{l}{2}$. Процедура повторяется до тех пор, пока либо в каком-нибудь из "окон", "сидящих" на i -ой N -ке трасс не найдется искомая ось синфазности (соответствующая началу записи), либо \bar{t}_0 не окажется меньше нуля или больше конечного времени сейсотрасс T .

Итак, в результате работы блока "БОНЗА" будем иметь пара-

метры осей синфазности, соответствующих началу записи (верхней границе исследуемого слоя), наряду с параметрами всех осей синфазности.

Блок обнаружения объекта "Б О Б" Программа (7) осуществляет стыковку осей синфазности (соответствующих началу записи), выделенных в соседних "окнах". Таким образом, получается, что верхняя граница исследуемого слоя представлена длинными осями синфазности. В каждой группе "окон", где оси удалось состыковать, производится стыковка всех остальных осей синфазности, лежащих ниже (т. е. имеющих большую координату по времени) верхней границы. Каждая ось, прослеженная по всей группе "окон", считается подозрительной на соответствие концу записи (т. е. нижней границе исследуемого слоя). Чтобы выяснить, какая же из этих осей соответствует концу записи, для каждой из них продельвается следующая процедура. Выделяются участки сеймотрасс, заключенные между осью начала записи и рассматриваемой осью синфазности. С этих участков сеймотрасс, представленных в виде числовых массивов все той же программой (7), программа "Запись" (8) снимает числовые признаки. В результате получаем набор записей, каждая из которых описана определенными числовыми признаками. Этот набор предъявляется на распознавание в блок (9), который, используя соответствующую эталонную выборку, решает задачу выделения из рассматриваемого набора записи, соответствующей исследуемому слою. В результате, на выходе блока "Б О Б" будем иметь параметры осей синфазности, соответствующих началу и концу записи.

Блок обнаружения и анализа литологических разностей "АНАЛИТ". Чтобы исключить влияние покрывающей толщи, поверхностных условий и т. д. на характер записи программа (10) анализирует соотношение частотно-энергетических характеристик записи и соседних (выше и ниже лежащих) участков сеймотрассы, той же длины, что и запись. Чем больше это соотношение отличается от единицы, тем сильнее в данном случае влияние литологического состава на запись. Поэтому задавая некоторым, выбранным априори порогом, можно все сеймотрассы, на которых влияние литологии оказалось ниже определяемого порога, исключить из дальнейшего рассмотрения. Участки исследуемого слоя, соответ-

отвущие удаленным сейсмотрассам, придется считать "белыми пятнами". Для таких случаев в дальнейшем предполагается исследовать возможность выделения влияния покрывающей толщи (и т. д.) на характер записи с целью его устранения при анализе литологии.

Программа "Литология-1" (II) на каждой из оставшихся сейсмотрасс снимает установленные признаки с участка, соответствующего выделенной записи. Описанные этими признаками участки трасс предъявляются на распознавание в блок (I2), который по соответствующим эталонным совокупностям записей, представляющих несколько классов литологических разностей, решает задачу отнесения исследуемых участков трасс к тому или иному классу. Таким образом, участки трасс оказываются разбитыми на несколько групп, каждая из которых соответствует определенной литологической разности. Каждая из выделенных групп подвергается следующему анализу.

Программа "Литология-2" (I3) снимает с участков трасс (записей) вошедших в данную группу, соответствующие числовые признаки. Описанные этими признаками записи предъявляются на распознавание в блок (I4), который, используя соответствующую эталонную выборку, решает задачу выделения нефтеперспективных зон.

Заметим, что для каждой литологической разности будут установлены, вообще говоря, различные признаковые пространства и, конечно же, эталонные выборки.

Завершает работу блока "АНАЛИТ" и всей подсистемы в целом программа (I5), которая, используя все результаты полученные в ходе работы подсистемы, строит на АЦПУ литологический разрез с нанесением зон выклинивания и нефтеперспективных зон.

§ 3. Блок "Расознавание"

Этот блок в настоящее время состоит из двух действующих программ для ЭВМ ЕС-1020, написанных на "ФОРТРАНЕ":

вспомогательной программы оптимизации признакового пространства "Анализ";

программы распознавания по критерию связности "ВЯЗ-М".

В дальнейшем этот блок планируется дополнить некоторыми

общепризнанными программами распознавания и соответствующими вспомгательными программами.

Алгоритм программы распознавания по критерию связности "В Я З - М". Пусть i -ый класс ($i=1, 2, \dots, N$) представлен в эталонной совокупности множеством $A_i = \{a_i^1, a_i^2, \dots, a_i^{n(i)}\}$. Заметим, что число классов N может быть любым (в том числе и равным единице). Каждый из объектов a_i^k описан k признаками, каждый из которых имеет свой вес (признаки отобраны из исходного набора при помощи программы "Анализ", этой же программой определены и веса этих признаков), т. е. $a_i^k = (a_i^{k1}, a_i^{k2}, a_i^{k3}, \dots, a_i^{ks})$, где a_i^{kl} - значение l -го признака у j -го объекта i -го класса ($l=1, 2, \dots, S$); $j=1, 2, \dots, n(i)$; $i=1, 2, \dots, N$).

На этапе обучения каждое множество A_i подвергается следующему анализу.

Определяется граница группирования множества по формуле

$$R(A_i) = \max_{\substack{j=1,2,\dots,n(i) \\ k=1,2,\dots,n(i)}} [\min [\rho(a_i^j, a_i^k)]], \quad (3.6)$$

где $\rho(a_i^j, a_i^k)$ - расстояние между j -ым и k -ым объектами, определяемое по формуле

$$\rho(a_i^j, a_i^k) = \frac{1}{q} \sum_{l=1}^q P_l \cdot |a_i^{jl} - a_i^{kl}|. \quad (3.7)$$

(P_l - вес l -го признака, S - размерность признакового пространства).

Соединив каждую пару точек, расстояние между которыми не больше $R(A_i)$, ребром, получаем представление множества A_i в виде нескольких (в частном случае - одного) связанных графов. Каждый из графов считается представителем некоторого подкласса i -го класса и далее анализируется отдельно. Из графа удаляются все вершины, степень которых меньше q/p (q - количество ребер, p - количество вершин графа). Как показано в (3) удаление таких вершин увеличивает среднюю степень вершин данного графа. По формуле (3.6) для оставшихся вершин определяется

окончательная граница группирования рассматриваемого подкласса.

В результате такого анализа имеем M ($M \gg N$) подклассов $B_j = \{e_j^1, \dots, e_j^{n(j)}\}$, и значения границы группирования $R(B_j)$ для каждого из них. На этом этап обучения заканчивается.

Принятие решения об отнесении вновь предъявляемого объекта $C = (C^1, C^2, \dots, C^6)$ к одному из подклассов $B_j = (j = 1, \dots, M)$ производится следующим образом. Вычисляются расстояния

$$\rho(c, e_j^1), \rho(c, e_j^2), \dots, \rho(c, e_j^{n(j)}). \quad (3.8)$$

Если среди этих расстояний есть величины, не больше $R(B_j)$, то объект считается связанным с подклассом B_j и вычисляется значение критерия

$$F_j = \sum_{i=1}^{m(j)} \left(1 - \frac{\rho_i}{R(B_j)}\right) \quad (3.9)$$

где ρ_i i -ое расстояние из (3.8), не большее $R(B_j)$, $m(j)$ — количество таких расстояний, называемое еще количеством связей между объектом C и подклассом B_j .

Возможны три варианта расположения объекта C по отношению к подклассам B_j :

- 1° — объект не связан ни с одним подклассом;
- 2° — объект связан лишь с одним подклассом;
- 3° — объект связан с несколькими подклассами (в частном случае со всеми).

В случае 1° объект считается не относящимся ни к одному из известных подклассов (т. е. неопознанным). В случае 2° объект относится к тому единственному подклассу, с которым он оказался связанным. И, наконец, в случае 3° объект относится к тому из подклассов, для которого значение критерия F_j , вычисленного по формуле (3.9), оказалось максимальным.

Программа "ВЯЗ-М" в процессе работы выдает на АЦПУ следующую информацию. О каждом из подклассов выдаются сведения о том какие именно объекты и в каком количестве вошли в подкласс, сколько ребер у графа, представляющего подкласс и какая степень каждой из вершин этого графа, а также величину границы группирования подкласса. При распознавании каждого из

объектов выделяются количество связей между объектом и каждым из подклассов и максимальное значение критерия F_j .

Вся эта информация позволяет интерпретатору судить о надежности отнесения того или иного объекта к одному из классов и принимать окончательное решение (иногда отличное от решения, принятого ЭВМ) об отнесении распознаваемого объекта к одному из классов.

§ 4. Алгоритм программы выделения осей синфазности "Цепочка-М"

Программа написана на ФОРТРАНЕ-IV для ЭВМ. На входе программы имеем массив (являющийся очередным "окном").

$$A = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1m} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{n1} & a_{n2} & \dots & a_{nm} \end{bmatrix}$$

(4.1)

где $a_{i1}, a_{i2}, \dots, a_{im}$ — последовательные значения амплитуды, снятые с шагом Δ с i -ой трассы. Каждую из строк массива A подвергнем следующей обработке. Выделим все локальные максимумы (значение a_{ik} называется локальным максимумом, если $a_{i(k-1)} < a_{ik} > a_{i(k+1)}$). Вычислим их среднее по формуле:

$$\bar{a}_{cp} = \frac{1}{m} \sum_{k=1}^m \bar{a}_k \quad (4.2)$$

где m — количество максимумов.

Максимумы, удовлетворяющие условию

$$\bar{a}_k < \bar{a}_{cp}$$

удаляются из рассмотрения.

В результате такой обработки строк массива A получаем массив локальных максимумов

$$X = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1m(i)} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2m(i)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{nm(i)} \end{bmatrix} \quad (4.3)$$

здесь $m(i)$ - количество максимумов в i -ой строке. Из этих локальных максимумов и будем формировать цепочки (оси синфазности) исходя из предположения, что рассматриваемый максимум является продолжением цепочки, если он и последний на данный момент элемент цепочки (максимум из соседней вышележащей строки, вошедшей в цепочку) похожи в смысле двух критериев:

- 1) координаты по времени;
- 2) характера записи.

Для количественной оценки близости по критерию (1) задается априори допустимый порог Δ_2 , а по критерию (2) вводится расстояние в пространстве, образованном следующими признаками.

Условимся обозначать величины, характеризующие локальный максимум x_{ij} , следующим образом:

- t_{cp}^{ij} - координата по времени максимума;
- t_n^{ij} - координата по времени ближайшего локального минимума, лежащего слева;
- t_k^{ij} - координата по времени ближайшего локального минимума, лежащего справа;
- α_{cp}^{ij} - значение амплитуды максимума;
- α_n^{ij} - значение амплитуды левого минимума;
- α_k^{ij} - значение амплитуды правого минимума.

Тогда признаки, которые будут использоваться при оценке схожести максимумов по характеру записи, выразятся следующими формулами:

$$\begin{aligned}
 x_1^{ij} &= t_{cp}^{ij} - t_n^{ij}, \\
 x_2^{ij} &= t_k^{ij} - t_{cp}^{ij}, \\
 x_3^{ij} &= \alpha_{cp}^{ij} - \frac{\alpha_n^{ij} + \alpha_k^{ij}}{2}, \\
 x_4^{ij} &= \sum_{l=1}^{n_{ij}} |\alpha_l^{ij}|, \\
 x_5^{ij} &= \alpha_{cp}^{ij} / \alpha_n^{ij}, \\
 x_6^{ij} &= \alpha_k^{ij} / \alpha_{cp}^{ij},
 \end{aligned}
 \tag{4.4}$$

здесь $n_{ij} = \frac{t_k - t_n}{\Delta} + 1$

α_l^{ij} - амплитуда в момент $t_l = t_k + \Delta(l-1)$.

Расстояние между максимумами x^{ij} и x^{kl} вычисляется по формуле

$$\rho(x^{ij}, x^{kl}) = \frac{1}{6} \sum_{n=1}^6 |x_n^{ij} - x_n^{kl}| \cdot p_n q_n, \quad (4.5)$$

где q_n - нормирующий коэффициент, p_n - вес n -го признака задаваемый априори. Планируется сначала считать все признаки равными единице. В дальнейшем, по мере накопления опыта обработки фактического материала, значения признаков будут задаваться интерпретатором. Нормирующие же коэффициенты q_n ($n = 1, 2, \dots, 6$) вычисляются следующим образом. Для всех элементов первого (в принципе можно любого другого, но строго фиксированного) столбца матрицы (4.3) вычисляются признаки x_n ($n = 1, 2, \dots, 6$). Затем вычисляются дисперсии каждого из признаков по формуле

$$\sigma(x_n) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |x_n^{ii} - \bar{x}_n|, \quad (4.6)$$

где x_n^{ii} - значение n -го признака у элемента x^{ii} ; \bar{x}_n - среднее значение n -го признака, вычисляемое по формуле

$$\bar{x}_n = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_n^{ii} \quad (4.7)$$

В качестве же коэффициентов q_n берутся величины

$$q_n = \frac{1}{\sigma(x_n)} \quad (4.8)$$

Таким образом, процесс выделения осей синфазности сводится к поочередному анализу каждого элемента матрицы (5.3) с целью формирования цепочки (оси синфазности), начинающейся с рассматриваемого элемента. При этом если очередной анализируемый элемент уже был включен в одну из ранее сформированных це-

почек, то его анализ не производится. Алгоритм анализа некоторого элемента матрицы (4.3) (локального максимума) x^j заключается в следующем.

Из элементов соседней нижележащей $((i+1)$ -ой) строки, координата которых по времени принадлежит отрезку $[t_j - \Delta_1, t_j + \Delta_1]$ где t_j - координата по времени максимума x^j , Δ_1 - константа, характеризующая максимальный наклон оси синфазности; выбирается $x^{i+1,k}$ наиболее похожий на исходный x^j в смысле введенного расстояния (4.5). Величина $\rho(x^j, x^{i+1,k}) = \tau_0$ запоминается и в дальнейшем используется как порог подобия соседних элементов при формировании данной цепочки.

Поиск очередного элемента цепочки ведется на $(i+2)$ -ой строке, исходя из предположения, что наклон оси синфазности, замеченный на двух предыдущих трассах (строках), должен выдерживаться с некоторой точностью и при переходе на следующую трассу, т. е. координата по времени подыскиваемого элемента $(i+2)$ -ой строки должна принадлежать отрезку $[t_k + (t_k - t_j) - \Delta_2, t_k + (t_k - t_j) + \Delta_2]$, где t_k - координата по времени элемента $x^{i+1,k}$, $t_k + (t_k - t_j) + \Delta_2$, t_j - координата по времени элемента x^j , Δ_2 - константа, задаваемая априори.

Из элементов $(i+2)$ -ой строки, удовлетворяющих этому условию выбирается $x^{i+2,q}$ наиболее близкий к $x^{i+1,k}$ в смысле расстояния (4.5), и если $\rho(x^{i+2,q}, x^{i+1,k}) < \tau_0$, то $x^{i+2,q}$ включается в цепочку, после чего ведется аналогичный поиск элемента на $(i+3)$ -ей трассе и т. д. Формирование цепочки заканчивается если на очередном этапе обнаружить подходящий, в описанном выше смысле, элемент не удалось.

Если длина сформированной цепочки меньше константы, характеризующей минимальную длину рассматриваемых осей синфазности и задаваемой априори, то в порядке близости к исходному элементу x^j в смысле расстояния (4.5) делаются попытки сформировать цепочку длины, больше n_0 , через другие элементы $(i+1)$ -ой строки, координата по времени которых принадлежит отрезку $[t_j - \Delta_1, t_j + \Delta_1]$. Когда это наконец удастся (в частном случае цепочка длины $m > n_0$ может сформироваться и с первой попытки). О цепочке запоминаются следующие данные:

- 1) значения признаков x_1, x_2, \dots, x_n ;
- 2) значения дисперсий признаков $\sigma(x_1), \sigma(x_2), \dots, \sigma(x_n)$;

3) значения координат по времени элементов, вошедших в цепочку t_1, t_2, \dots, t_m ;

4) номер трассы, на которой начинается данная цепочка;

5) длина цепочки m — количество трасс, на которых прослеживается соответствующая ось синфазности.

При этом значения признаков x_i ($i=1, 2, \dots, 6$) для данной цепочки вычисляются по формуле:

$$x_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m x_i^j / \sigma(x_i), \quad (4.9)$$

где x_i^j — значение i -го признака \vee j -го элемента цепочки; m — длина цепочки; $\sigma(x_i)$ — дисперсия i -го признака, вычисляемая по формуле (4.6), но только на элементах, вошедших в цепочку, т. е.

$$\sigma(x_i) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m |x_i^j - \bar{x}_i|. \quad (4.10)$$

ЛИТЕРАТУРА

1. Авербух А.Г., Бунцовой Э.М. Вопросы применения сейсморазведки для прогноза нефтенасыщенности, литологии, аномально высоких давлений и буримости горных пород, М., 1976. (ВНИИОЗМГ).

2. Галаган Е.А. Кандидатская диссертация "Анализ отраженных волн от межслоевых отложений северной части Припятской впадины, М., МГУ, 1976.

3. Литвинов А.Я. Алгоритмы группирования геологических объектов по критерию "закономерности" расположения точек каждого класса. — В кн.: Геологическая эффективность математических методов в геологии и геофизике, Минск, 1975. (БелНИГРИ).

4. Ратникова Л.И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах, М., "Наука", 1973.

П.Д. ЖУКОВ, А.Я. ЛИТВИНОВ,
В.М. БУРАК

ПРОГРАММА "АНАЛИЗ" И ОПЫТ ЕЕ ПРИМЕНЕНИЯ
ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ
РАСПОЗНАВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

В геологической практике приходится нередко принимать одно из альтернативных решений. Объективность принятого решения прежде всего зависит от количества полезной информации об исследуемом объекте. Однако перед исследователем при решении ряда вопросов встает необходимость проанализировать настолько обширную и разнообразную по содержанию информацию, что, применяя традиционные методы ее обработки, нелегко разобраться в ней и, тем более трудно, найти главные (основные) критерии (признаки), на основании которых можно было бы безошибочно принять окончательное решение. В таком случае целесообразно применять математические методы, с помощью которых можно оценить информативность используемых групп показателей (признаков), сформировать оптимальное (рабочее) признаковое пространство, построить решающее правило для распознавания геологических объектов.

С этой целью и были созданы программы для ЭВМ "Минск-22" "Вяз" [1] и "Анализ", позволяющие реализовать перечисленные выше операции при решении задач распознавания геологических объектов. Ниже приводится алгоритм программы "Анализ", предназначенной для формирования оптимального признакового пространства, и некоторые результаты применения этой программы и программы распознавания "Вяз" при оценке перспектив неф-

тегазоносности локальных площадей по геохимическим дан-
ным.

Будем исходить из того, что каждый заданный для решения задачи распознавания геологический объект описан набором ℓ числовых признаков. Ставится задача формирования из этих признаков метрического пространства, в котором сложность решения задачи распознавания минимальна. Предлагается следующий метод решения этой задачи.

Пусть $A = \{a_1, a_2, \dots, a_n\}$ и $B = \{b_1, b_2, \dots, b_m\}$ - множества точек в ℓ -мерном пространстве, соответствующие двум классам геологических объектов. Здесь

$$a_j = (a_j^1, a_j^2, \dots, a_j^\ell) \quad b_k = (b_k^1, b_k^2, \dots, b_k^\ell)$$

$$j = 1, 2, \dots, n \quad k = 1, 2, \dots, m$$

Определим центральные точки классов A и B следующим образом

$$\bar{a} = (\bar{a}^1, \bar{a}^2, \dots, \bar{a}^\ell) \quad \bar{b} = (\bar{b}^1, \bar{b}^2, \dots, \bar{b}^\ell),$$

где

$$\bar{a}^i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n a_j^i \quad \bar{b}^i = \frac{1}{m} \sum_{k=1}^m b_k^i \quad (i=1, 2, \dots, \ell)$$

Радиусом множества A назовем величину

$$r(A) = \max_{k=1, 2, \dots, n} [\rho(\bar{a}, a_k)], \quad (1)$$

где $\rho(\bar{a}, a_k)$ - расстояние между точками \bar{a} и a_k , вычисляемое по формуле

$$\rho(\bar{a}, a_k) = \frac{1}{\ell} \sum_{j=1}^{\ell} |\bar{a}^j - a_k^j|. \quad (2)$$

Введем в рассмотрение замкнутый шар H_A с центром в точке \bar{a} и радиусом $r(A)$. Очевидно, что все множество A лежит внутри этого шара, т. е. $A \subset H_A$. Аналогичным образом определив шар H_B , проанализируем все мыслимые принципиально различные варианты расположения множеств B и A друг относительно друга:

- 1) $H_A \cap H_B = \emptyset$ шары не пересекаются (рис. 1, а);
- 2) $H_A \cap H_B = h \neq \emptyset$ шары пересекаются, но

$$A \cap h = \emptyset, B \cap h = \emptyset$$

- 3) $H_A \cap H_B = h \neq \emptyset,$
 либо $A \cap h \neq \emptyset, B \cap h = \emptyset,$
 либо $A \cap h = \emptyset, B \cap h \neq \emptyset.$
- 4) $H_A \cap H_B = h \neq \emptyset,$
 $A \cap h \neq \emptyset, B \cap h \neq \emptyset,$
 $A \not\subset h, B \not\subset h.$

- 5) $H_A \cap H_B = h \neq \emptyset,$
 либо $B \cap h \neq \emptyset, A \subset h, B \not\subset h,$
 либо $A \cap h \neq \emptyset, B \subset h, A \not\subset h.$

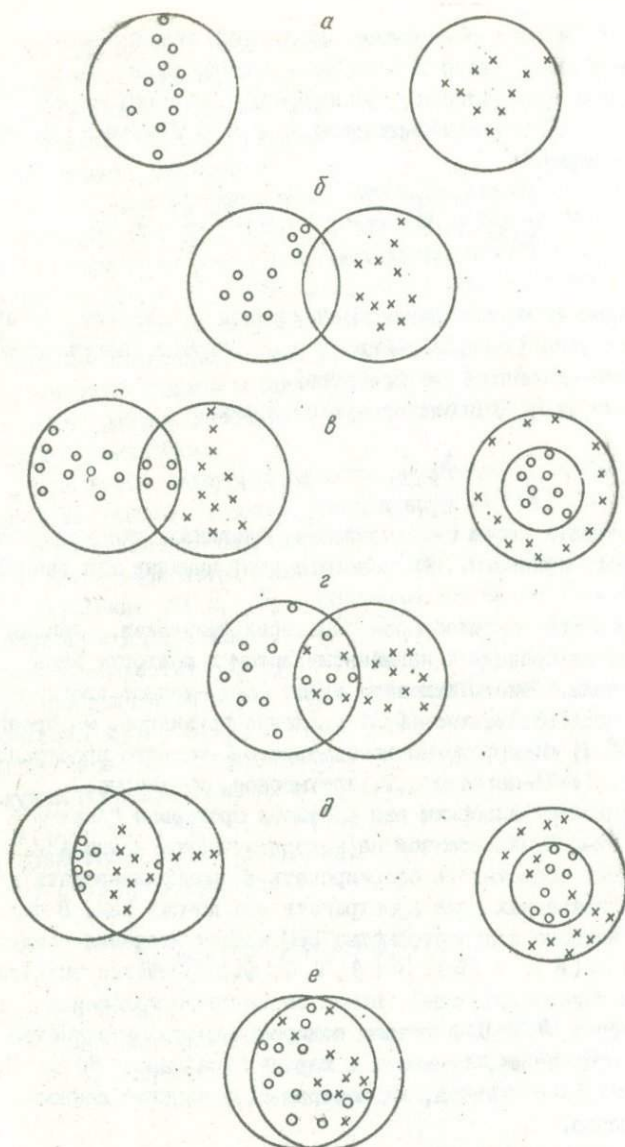
- 6) $H_A \cap H_B = h \neq \emptyset,$
 $A \subset h, B \subset h.$

ни одна точка из A или B не попадает в пере- сечение (рис.1, б); шары пересекаются, но в пересечение попадают точки только одного класса (рис.1, в); шары пересекаются, в пересечение попадают точки обоих классов, но ни один класс полностью не лежит в пересечении (рис.1, г); шары пересекаются, в пересечении один класс лежит полностью и есть точки другого класса (рис.1, д); шары пересекаются, в пересечении оба класса лежат полностью (рис.1, е).

Рисунок иллюстрирует все перечисленные варианты распо- лжения классов A и B на плоскости. Легко видеть, что чем больше номер варианта расположения точек двух классов, тем труднее решать задачу распознавания (задачу отнесения "новых" геологических объектов к одному из этих двух представленных (эталонных) классов). В результате такого анализа можно полу- чить качественную оценку оптимальности заданного признакового пространства. При формировании оптимального (до некоторой сте- пени) признакового пространства и его количественной оценки оптимальности поступим следующим образом.

Вычислим расстояние между множествами A и B по формуле

$$\rho(A, B) = \frac{1}{nm} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m \rho(a_i, b_j), \quad (3)$$



Варианты расположения классов А и В на плоскости

где $\rho(a_i, b_j)$ - расстояние между i -ой точкой множества A и j -ой точкой множества B , вычисляемое по формуле (2).

Введем в рассмотрение величину Φ_ℓ , являющуюся мерой компактности расположения множества A и B в ℓ -мерном пространстве, по формуле

$$\Phi_\ell = \frac{[\rho(A, B)]^2}{z(A) \cdot z(B)} \quad (4)$$

Удалим из рассмотрения i -ый признак и вычислим значение $\Phi_{\ell-1}^i$ (величина Φ в $(\ell-1)$ -мерном пространстве, полученная в результате удаления i -го признака).

Величину ρ_i , определяемую по формуле

$$\rho_i = \frac{\Phi_\ell}{\Phi_{\ell-1}^i} \quad (5)$$

будем называть весом i -го признака. Очевидно, что чем больше вес данного признака, тем полезнее этот признак для распознавания.

Определив таким образом веса всех признаков, удалим из рассмотрения признак с наименьшим весом и повторим весь процесс сначала. Теперь исходным будет $(\ell-1)$ -мерное пространство. Проведя последовательно $(\ell-2)$ удаления признаков, мы проанализируем $(\ell-1)$ подпространство исходного ℓ -мерного пространства: ℓ -мерное, $(\ell-1)$ -мерное, ..., трехмерное, двухмерное.

Изложенный алгоритм лег в основу программы "Анализ" для ЭВМ "Минск-22", написанной на алгоритмическом языке АКМ. Программа дает возможность сформировать и проанализировать каждое из $(\ell-1)$ названных выше пространств при помощи ЭВМ. В частности, для каждого подпространства ЭВМ выдает значения следующих величин: $z(A)$, $z(B)$, $\rho(A, B)$, Φ_n (значение величины Φ в данном подпространстве), номер варианта расположения точек двух классов A и B в данном подпространстве, количество точек каждого класса, попавших в пересечение шаров H_A и H_B , номера и веса признаков, из которых сформировано данное подпространство.

Программа "Анализ" предназначена для выбора оптимального признакового пространства для решения задачи распознавания по

критерию связности с некоторыми изменениями реализован в виде программы "Вяз" для ЭВМ "Минск-22". Одним из упомянутых изменений явился иной способ вычисления радиуса связности заданного множества. Сущность понятия "радиус связности" можно пояснить следующим образом.

Точки a_i и a_j называются смежными при границе смежности τ_0 , если $\rho(a_i, a_j) \leq \tau_0$. Точки a_i и a_k называются связными (по заданному отношению смежности), если имеется последовательность точек $a_1, a_2, \dots, a_{k-1}, a_k$, в которой все пары (a_i, a_{i+1}) являются смежными. Множество, в котором нет ни одной пары не связанных точек, называется множеством компонентной связности. Радиусом связности множества A называется минимальная граница смежности τ_0 , при которой A является компонентной связности.

Вычисление радиуса связности множества A проводится в следующем порядке. Строится последовательность $\tilde{a}_1, \tilde{a}_2, \dots, \tilde{a}_n$. В качестве \tilde{a}_1 берется любая точка из A . Затем из оставшихся точек выбирается ближайшая к \tilde{a}_1 , которая и обозначается \tilde{a}_2 . Выражение $\rho(\tilde{a}_1, \tilde{a}_2)$ обозначается через τ_1 . Из множества $A_2 = A \setminus \alpha_2$, где $\alpha_2 = \{\tilde{a}_1, \tilde{a}_2\}$, выбирается точка, ближайшая к множеству α_2 ($\rho(\alpha_2, a_i) = \min_{j=1,2} [\rho(a_i, \tilde{a}_j)]$), которая обозначается через \tilde{a}_3 и присоединяется к α_2 , формируя множество $\alpha_3 = \{\tilde{a}_1, \tilde{a}_2, \tilde{a}_3\}$. Выражение $\rho(\alpha_2, \alpha_3)$ обозначается через τ_2 и процесс продолжается дальше. В результате получим последовательности $\tilde{A} = \{\tilde{a}_1, \tilde{a}_2, \dots, \tilde{a}_n\}$, $\tilde{\alpha} = \{\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_{n-1}, \alpha_n\}$ ($\alpha_1 = \{\tilde{a}_1\}$) и соответствующую им последовательность $R = \{\tau_1, \dots, \tau_{n-1}\}$. При этом суть τ_i ($i=1, 2, \dots, n-1$) состоит в том, что

$$\tau_i = \min_{j=1,2,\dots,i} [\rho(\tilde{a}_j, A_i)], \quad (6)$$

где $A_i = A \setminus \alpha_i$.

Здесь мы воспользовались частью алгоритма "Спектр" [2].

Теорема: Радиусом связности множества A является величина ρ_0 , определяемая по формуле:

$$\rho_0 = \max_{i=1,\dots,n-1} [\tau_i]. \quad (7)$$

Доказательство:

Из построения последовательности \tilde{A} следует, что при границе смежности ρ_0 A является компонентой связности. Значит остается доказать, что ρ_0 — минимальная из таких границ смежности.

Предположим от противного: пусть существует граница смежности $\rho_1 < \rho_0$, при которой A также является компонентой связности. Из формулы (7) следует, что $\rho_0 = \tau_p$, где τ_p — максимальный элемент последовательности R . Рассмотрим множество α_p и его дополнение $A_p = A \setminus \alpha_p$. Поскольку A является компонентой связности при границе смежности ρ_1 , то должна существовать по крайней мере одна пара точек \tilde{a}_i, a_j таких, что $\tilde{a}_i \in \alpha_p$, $a_j \in A_p$, $\rho(\tilde{a}_i, a_j) \leq \rho_1$ (в противном случае ни одна точка множества α_p не является связанной ни с одной точкой множества A_p , что противоречит тому, что A — компонента связности), т. е.

$$\min_{j=1, \dots, p} [\rho(\tilde{a}_j, A_p)] \leq \rho_1$$

Но из (6) следует, что

$$\min_{j=1, \dots, p} [\rho(\tilde{a}_j, A_p)] = \tau_p = \rho_0$$

По предложению же $\rho_1 < \rho_0$?!. Пришли к противоречию. Следовательно, ρ_0 — является минимальной границей смежности, при которой A — компонента связности, т. е. ρ_0 — радиус связности множества .

Таким образом, в силу доказанной теоремы, в качестве радиуса связности множества берется максимальный элемент последовательности R .

Программы "Анализ" и "Вяз" были применены при оценке перспектив нефтегазонасыщенности подсоловых карбонатных отложений Припятской впадины по данным газометрии скважин. В качестве объектов первого класса (класс А) были взяты данные газометрии по скважинам нефтеносных площадей (Вишанская скв. № 3, Давыдовская скв. № 5, Речицкая скв. № 9) — всего 46 объектов. Второй класс (класс В) представлен результатами газометрии

скважин, расположенных на "пустых" структурах (Западно-Гороховская скв. № 3, Буйновичская скв. № 3, Копаткевичская скв. № 6) - всего 33 объекта.

Каждый из объектов в исходном пространстве был описан тринадцатью признаками: I) $\sum UV$ - сумма углеводородов в составе газа (%); 2) C_1 - содержание метана (%); 3) C_2 - содержание этана (%); 4) C_3 - содержание пропана (%); 5) C_4 - содержание бутана (%); 6) C_5 - содержание пентана (%); 7) C_6 - содержание гексана (%); 8) $\sum TV$ - сумма тяжелых углеводородов в составе углеводородного газа (%); 9) отношение $\sum TV$ к C_1 ; 10) отношение C_3 к C_2 ; II) отношение $(C_2 + C_3)$ к C_1 ; 12) отношение C_4 к C_3 ; 13) отношение C_4 к C_1 .

С помощью программы "Анализ" было сформировано оптимальное четырехмерное пространство, включающее следующий ряд признаков (в порядке убывания информативности): C_4 , C_3/C_2 , C_2 , C_4/C_3 .

Задача распознавания геологических объектов решалась по программе "Виз" в исходном и оптимальном пространствах. В исходном признаковом пространстве количество ошибок при распознавании эталонных объектов класса А составило 22%, класса В - 0%. При этом количественный критерий компактности расположения (разделимости) классов А и В (Φ) оказался равным 0,2367.

В оптимальном же, четырехмерном пространстве количество ошибок при распознавании объектов класса А составило 9%, класса В - 19%. При этом значение критерия повысилось до 0,6030. Количество ошибок на экзамене, при распознавании объектов совокупности S , принадлежность которых классу А или В была известна априори, оставило 6,6%.

Приведенные результаты показывают, что применение программы "Анализ" позволяет повысить качество решения задачи распознавания геологических объектов.

Рассмотренная выше задача параллельно решалась и по программе распознавания "Альтернатива", в основе которой лежит метод линейной дискриминантной функции [3]. Этой программой был выделен следующий ряд наиболее информативных признаков (в порядке убывания информативности):

$$C_2, \sum TV, C_3/C_2, (C_2 + C_3)/C_1, \sum UV.$$

Причем, первые три признака несут более 90% информативности.

Сравнение двух рядов информативных признаков, выявленных с помощью существенно различных программ, обнаруживает определенное их сходство.

К наиболее информативным признакам относятся содержание этана (C_2) и коэффициент C_1/C_2 , которые можно применять в качестве показателей нефтегазоносности при газометрии соленосных толщ, перекрывающих продуктивные горизонты.

Результаты оценки перспектив нефтегазоносности
некоторых площадей Припятской впадины
с помощью программ распознавания "Вяз" и "Альтернатива"

Площадь (скв.)	Оценка площади по программе "Вяз"	Оценка площади по программе "Альтернатива"
Мармовичская, скв. № 2	нефтяная	нефтяная
Давыдовская, скв. № 8	перспективная	перспективная
Чернинская, скв. № 6	перспективная	перспективная
Мозырская, скв. № I	перспективная	перспективная
Западно-Гороховская, скв. № 3	бесперспективная	бесперспективная
Прудокская, скв. № I	перспективная	бесперспективная

Данные, приведенные в таблице, показывают существенное сходство оценок перспектив нефтеносности локальных площадей по результатам работы программ "Вяз" и "Альтернатива". На основании этого можно заключить, что участки (площади) в районе расположения скважин Чернинские № 2 и 6 и Мозырская № I являются перспективными на нефть по подсолевым отложениям, Западно-Гороховская площадь (район расположения скв. № 3) — бесперспективна. Для оценки перспектив нефтеносности Прудокской площади необходимы дополнительные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Литвинов А.Я. Алгоритм распознавания по критерию связности. — В кн.: Математические методы решения геолого-геофизических задач Белоруссии, Минск, 1974. (БелНИГРИ).

2. Елкина В.Н., Загоруйко Н.Г. Количественные критерии качества таксономии и их использование в процессе принятия решений. — В кн.: Вычислительные системы, Новосибирск, 1969. (ИМ СО АН СССР), Вып. 36.

3. Воронин Ю.А. Геология и математика, М., "Наука", 1970.

Л.А. ДЕМИДОВИЧ

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ
ИЗМЕНЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ
ПОРОД ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Известно, что открытая пористость и газопроницаемость существенно зависят от целого ряда как первичных, так и вторичных факторов, в том числе от их литологии, структурно-текстурных особенностей, структуры пустотного пространства и т. д. Представляется, что для разработки наиболее практического метода прогноза коллекторов и моделирования процесса их формирования необходимо прежде всего базироваться на исходных данных, дающих представление о физико-геометрическом строении породы. Но для построения концептуальной схемы образования пород-коллекторов, подлежащей физико-математическому описанию, а также с точки зрения их прогноза, необходимо, прежде всего, найти закономерности размещения коллекторов в зависимости от таких легко измеряемых факторов, как мощности пласта, глубины залегания кровли или подошвы, структуры и вещественного состава пород, режима осадконакопления и т. п.

Имея в виду эти цели и учитывая геологические данные, корреляционно-статистическому анализу были подвергнуты следующие характеристики пород: открытая пористость пластов-коллекторов на локальных поднятиях, мощность пласта-коллектора, изменение этой мощности от свода к крылу структуры, элементы строения локальных поднятий, режим осадконакопления. При этом использованы соответствующие данные по 90 локальным структурам Припятского прогиба (2, 3, 4, 5, 9).

При корреляционно-статистическом анализе в данном случае количественно можно выразить следующие характеристики — от — крытую пористость и мощность пласта-коллектора; такие характеристики как режим осадконакопления и элементы строения локальных поднятий выражаются лишь качественно, но с четкой градацией на два класса по каждой характеристике (соответственно на "конседиментационные" и "постседиментационные"; "свбд", "крыло — периклиналь"). Все это обусловило соответствующую методику анализа, которая состояла в изучении характера связей:

- 1) открытой пористости и мощности пород-коллекторов;
- 2) изменений открытой пористости:
 - а) изменений мощности пород-коллекторов;
 - б) изменений глубин залегания кровли пласта-коллектора;
 - в) глубин залегания кровли пласта-коллектора в зависимости от режима образования локальных поднятий (структура локальных поднятий в выше указанной их градации).

Результаты сопоставления значений открытой пористости и мощности пород-коллекторов по всем локальным поднятиям показали, что в целом для карбонатной подсолевой толщи девона Припятского прогиба имеет место следующая закономерность: значения открытой пористости (Π) при заданной мощности пласта-коллектора (ΔH) не могут быть меньше величины

$$\Pi^0 = 3 + 0,06 \Delta H, \quad (1)$$

в статистическом смысле.

Лишь несколько пар (Π , ΔH) определений отходят от этой закономерности.

Указанная выше закономерность о существовании нижней границы возможных значений открытой пористости при определенных значениях мощности пород, может явиться одним из прогнозирующих признаков, а именно: можно утверждать, что открытая пористость Π при заданном значении мощности ΔH удовлетворяет условию

$$\Pi \geq 3 + 0,06 \Delta H, \quad (2)$$

и это неравенство обеспечивает прогноз по величине мощности пласта нижней границы значений открытой пористости (в %).

Соотношение открытой пористости и мощности в зависимости от режима осадконакопления, т. е. с учетом образования локального поднятия — при конседиментационном или постседиментационном режиме, показало, что здесь наблюдается следующая закономерность:

1) для конседиментационных структур соотношение "открытая пористость — мощность" подчиняется условию (2);

2) для постседиментационных структур практически такой корреляции не наблюдается.

Анализ соотношения "открытая пористость — мощность" в зависимости от элементов структуры локального поднятия (с учетом расположения скважины: в сводовой части структуры или на крыле периклинали) показал, что для крылевой части имеет место тенденция некоторого общего увеличения пористо-проницаемых прослоев малой мощности с увеличением мощности приблизительно с точностью до 2–3%, описываемая уравнением

$$\Pi = 5,5 + 0,09 \Delta H \quad (3)$$

В то же время для сводовой части структуры сохраняется закономерность, подчиняющаяся неравенству (2).

Коррелирование значений открытой пористости с мощностью отложений, проведенное по ряду палеоструктур Припятского прогиба показало, что значения открытой пористости в их своде увеличивается и эта тенденция носит почти функциональный характер. При этом для современного структурного плана такой закономерности нередко не отмечается. Все это показывает, что с увеличением мощности отложений разность значений пористости на интервале "свод-крыло" увеличивается в направлении палеосвода и при этом при разности мощностей в 13–14 м такой тенденции нередко не наблюдается, однако тенденция в целом сохраняется.

В целом можно сказать, что для палеоструктур открытая пористость не может быть меньше величины, описываемой уравнением:

$$\Pi^{\circ} = 7 \cdot 10^{-4} (\Delta H - 115)^2 + 2 \cdot 10^{-2} (\Delta H - 115) + 4, \quad (4)$$

то есть

$$\Pi \leq 7 \cdot 10^{-4} (\Delta H - 115)^2 + 2 \cdot 10^{-2} (\Delta H - 115) + 4. \quad (5)$$

Проведенный корреляционно-статистический анализ соотношения открытой пористости с рядом геологических характеристик, показывает, что изменение значений открытой пористости в пределах локальных современных структур носят случайный характер; изменения значений открытой пористости в пределах локальных палеоструктур носят закономерный характер: пористость в сводовых частях структур выше чем на крыльях (периклинали). В целом значения открытой пористости имеют тенденцию к уменьшению с глубиной, подчиняясь неравенству

$$\Pi \leq 43 - 7 N_{\text{км}} \quad (6)$$

На основании проведенных сопоставлений можно сделать вывод о том, что из проанализированных геологических факторов, на величину открытой пористости подсолевых отложений девона Припятского прогиба влияют: мощность отложений; глубина их залегания; положение разреза на палеосводе.

Выявленные закономерности дают возможность перейти к прогнозу значений открытой пористости отложений девона Припятского прогиба по формуле:

$$\Pi_{\text{max}} \leq 40 - 7 N_{\text{км}}$$

Таким образом, по заданной глубине залегания горизонта N (в километрах) можно определить наибольшее возможное значение открытой пористости по формуле:

$$\Pi_{\text{min}} \leq 3 + 0,06 \Delta H_{\text{м}}$$

а по заданному значению мощности отложений ΔH (в метрах) — определить наименьшее значение открытой пористости.

Таким образом, открытая пористость подсолевых отложений характеризуется величиной

$$\Pi_{\text{min}} \leq \Pi \leq \Pi_{\text{max}}$$

Для палеоструктур минимальное значение величины открытой пористости можно определить согласно ранее приведенным (7, 8) формулам:

$$\Pi \leq 7 \cdot 10^{-4} (\Delta H - 115)^2 + 2 \cdot 10^{-2} (\Delta H - 115) + 4.$$

Определение среднего значения открытой пористости производится по формуле:

$$\Pi = 37 - 7,5 N_{\text{км}}$$

Точность определения ведется со средней ошибкой 3-4%.

Для периклинальной части локальных поднятий среднее значение открытой пористости можно с точностью до 2-3% оценить по формуле:

$$\Pi = 5,5 + 0,09 \Delta H_m$$

Изложенное позволяет сформулировать физико-механическую модель, поддающуюся механико-математическому анализу. Учитывая, что физико-механическая модель должна отражать изменение открытой пористости с глубиной по закону неравенства, изменений открытой пористости с изменением мощности пласта по закону неравенства, зависимость открытой пористости от физико-геометрической структуры вещества, то для дальнейшего исследования предлагается следующее.

Вводя формальное значение коллектора, где пористость и проницаемость выше некоторых соответствующих граничных величин и учитывая, что в разных районах, в разных условиях эти границы будут разные, полученное определение коллектора можно записать следующим образом:

$$K = \lambda [\Pi \geq \Pi^0, K_p \geq K_p^0]$$

что означает - коллектор K есть горная порода λ , обладающая тем свойством, что коэффициент пористости Π породы выше некоторого граничного Π^0 , а коэффициент проницаемости K_p больше некоторого граничного K_p^0 .

Необходимо отметить, что при наличии возможности более полной характеристики коллектора рядом других коэффициентов (например, коэффициентом насыщения, эффективной пористостью, параметром трещиноватости, гидравлической характеристикой и др.), то в формальном определении необходимо добавить эти характеристики с их граничными условиями.

Ниже рассмотрим возможности математизации процессов формирования пород-коллекторов.

Если коллектор формально определим через пористость и проницаемость, то получим:

$$K = \lambda [\Pi \geq \Pi^0, K_p \geq K_p^0].$$

Введение этого понятия способствует разработке соответствующих методов поиска коллекторов. Очевидно, что наличие физико-химических и структурных факторов, влияющих на емкостные и фильтративные свойства пород, а также знание между ними и коэффициентами пористости и проницаемости функциональных или статистических связей, то тем самым имеется возможность создания математической модели формирования коллекторов. Имеющиеся данные позволяют наметить некоторые основные пути создания такой модели. Так известно, что на формирование коллекторских свойств пород существенное влияние оказывают геостатическое давление, минералогический состав, температура, тектоническая активность, гидрогеологическая и гидрохимическая обстановка, палеоструктурное положение, время, характер протекания диагенетических и катагенетических процессов и т. д. В данной работе показано влияние лишь отдельных из них на коллекторские свойства. Вместе с тем необходимо отметить, что полученные парные зависимости нередко оказываются весьма слабо коррелируемыми из-за порой существенного нелинейного влияния ряда факторов. Поэтому можно считать, что в процессе выяснения характера связей между различными воздействующими на породу факторами и их коллекторскими свойствами следует идти, видимо, двумя путями:

1) статистически выясняя главные факторы с поиском наиболее вероятных, в том числе и нелинейных связей, с учетом коррелированности между воздействующими факторами. Сюда относятся методы главных компонент, факторный анализ и т. д.;

2) построение чисто физических (физико-механических) моделей, о чем было сказано выше.

Но главное, на наш взгляд, — это построение структурно-физических моделей сред, близких к реальным условиям, отражающих прежде всего условия осадконакопления, структурно-морфологические и другие особенности развития региона, условия формирования литолого-фациальных комплексов, воздействие их на температуру, давления и т. п.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бредд И.О., Еременко Н.А. Основы геологии нефти и газа, М., Изд-во МГУ, 1953.
2. Демидович Л.А. Закономерности изменения вещественного состава и физических свойств пород терригенного комплекса доволна на локальных структурах Припятского прогиба, Пермь, 1974. (ВНИГНИ). (Труды ВНИГНИ, Вып. 160).
3. Демидович Л.А. Коллекторские свойства наиболее перспективных в нефтегазоносном отношении пород девонских отложений юга Припятской впадины, — В кн.: Геология и нефтегазоносность палеозойских отложений Припятской впадины, Минск, "Наука и техника", 1964.
4. Демидович Л.А. Оценка влияния различных геологических факторов на коллекторские свойства терригенных пород с помощью ЭВМ, — В кн.: Моделирование процессов анализа геолого-геофизической информации на ЭВМ, Минск, 1973. (БелНИГРИ).
5. Демидович Л.А., Шевченко Т.А., Назарова Н.В. Влияние тектоники на формирование и изменение коллекторских свойств в терригенной толще девона Припятского прогиба, — "ДАН БССР", 1974, № 5.
6. Заборуйко Н.Г. Методы распознавания и их применение, М., "Советское радио", 1972.
7. Каледа Г.А. Изучение конседиментационных тектонических структур методом литолого-статистического анализа, — "ДАН СССР", 1963, № 3, т. 151.
8. Каратаев Г.И., Черная Н.Н. Метод автоматического районирования геофизических полей, — В кн.: Геофизический сборник, Вып. 63, Киев, "Наукова думка", 1975.
9. Махнач А.С. Пашийские и кыновские отложения Припятской впадины, — "ДАН БССР", 1972, № 10, т. 16.
10. Хамин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа нефтеносных провинций СССР, М., "Недра", 1973.
11. Шевченко Т.А. Статистический анализ геологических факторов, влияющих на емкостные свойства терригенных пород Припятского прогиба, — "ДАН БССР", 1975, № 2.

Г.И. САЧОК, В.И. БУЧУРИН,
М.В. ФАДЕЕВА

ПРОГНОЗ ГОДОВОГО ХОДА УРОВНЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД
МЕТОДОМ МНОЖЕСТВЕННОЙ ЛИНЕЙНОЙ РЕГРЕССИИ
(ДЛЯ УСЛОВИЙ БЕЛОРУССКОГО ПОЛЕСЬЯ)

Интенсификация сельского хозяйства на базе широкой мелиорации земель ставит с особой остротой задачу прогноза годового режима подземных вод со средней и большой заблаговременностью. Значительный интерес в этом отношении представляет прогнозирование годового хода уровня. В настоящее время обычно годовой ход для этих целей описывают положением экстремальных значений уровня и дают прогноз весеннего максимума и летне-осенней межени с заблаговременностью 3-4 месяца [1].

Прогноз осуществляется средствами многомерного регрессионного анализа. Оправдываемость прогноза зависит от подбора предикторов. Возможность дальнейших успехов здесь может быть связана, на наш взгляд, с более широким использованием в качестве предикторов метеорологической информации и привлечением других методов прогноза. Однако уже совместное прогнозирование положения экстремального уровня и срока его наступления встречается со значительными принципиальными трудностями.

Нами в качестве модели годового хода использовалась последовательность среднемесячных значений уровня, что обеспечивает большую детальность, чем оперирование только с экстремальными значениями. Это особенно важно при прогнозировании хода уровня на вегетационный период. При этом следует иметь в виду, что экстремальные уровни тесно коррелируют с соответст-

вующими среднемесячными значениями, а ряды среднемесячных значений уровня обладают сильной связностью.

Следовательно, математической моделью годового хода уровня может быть принят нестационарный случайный процесс [3]. Он нестационарен как по математическому ожиданию, так и по дисперсии. Изменяются от сечения к сечению корреляционная функция процесса и закон распределения. Параметры процесса оцениваются по ансамблю реализаций, равному числу лет наблюдений.

Если годовой ход представлять среднемесячными значениями, то возникает необходимость рассматривать не только одномерные законы распределения, но и все возможные многомерные законы, соответственно комбинациям из 12 сечений-месяцев.

Как показано в работах [2, 3, 5], корреляционные матрицы среднемесячных уровней, являющиеся дискретным представлением автокорреляционной функции годового хода, как случайного процесса, характеризуются в целом высокими значениями коэффициентов корреляции. Поэтому представляется целесообразным использование многомерного регрессионного анализа для линейной экстраполяции (прогноза) среднемесячных значений уровня.

Для каждого из 12 месяцев по данной выборке рассчитываются уравнения регрессии

$$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots + a_m x_m,$$

где x_j - предикторы, среднемесячные значения предыдущих уровней.

Определение коэффициентов a_j выполнялось по методу наименьших квадратов. Соответствующая система нормальных уравнений решалась по методу Гаусса без выбора главного элемента. Ее решением являются так называемые β -коэффициенты. В качестве предикторов брались только те месяцы, для которых соблюдалось соотношение $r/s_r > 1$. Парный коэффициент корреляции уровней месяца предиктора (x) с уровнями месяца предиктанта (y).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N x_i y_i - N \bar{x} \bar{y}}{N s_x s_y},$$

а ошибка коэффициента корреляции

$$s_r = \sqrt{\frac{1-r^2}{N-2}},$$

где N - число лет; \bar{x} и \bar{y} - многолетние месячные нормы уровня; S_x и S_y - стандартные отклонения среднемесячных уровней. На число предикторов n_R накладывались ограничения $n_R \leq 6$ и $n_R \leq N/4$, связанные с использованием небольших выборок.

Точность прогноза зависит в первую очередь от коэффициента множественной корреляции

$$R = \sqrt{\sum_{j=1}^m \beta_j^2 r_j^2},$$

где β_j - стандартизованные коэффициенты множественной регрессии предиктанта и предиктора (β - коэффициенты); r_j - парные коэффициенты корреляции предиктанта и предиктора.

Коэффициенты регрессии a_j связаны с β - коэффициентами соотношениями:

$$a_j = \beta_j \frac{S_y}{S_x}; \quad a_0 = \bar{y} - \sum_{j=1}^m a_j \bar{x} \quad (j=1, 2, \dots, m)$$

Прогнозируемое значение уровня на следующий месяц получалось в результате подстановки в соответствующее уравнение регрессии предыдущих значений уровня. При прогнозировании последующих уровней в уравнение подставлялись рассчитанные уровни предыдущих месяцев. Прогноз годового хода реализовался как в один этап (на весь год сразу), так и в два этапа:

1) на основе среднемесячных уровней предыдущего года прогнозировались среднемесячные уровни с января по май текущего года;

2) по среднемесячным уровням предыдущего и текущего года рассчитывались среднемесячные уровни с июня по декабрь текущего года. Прогноз выполнялся по 12 скважинам, расположенным на разных элементах рельефа, включая слабо напорные горизонты, на разные годы. Часть из материалов прогноза на "нетипичный" 1972 год приведа в таблице. Вычисления проводились на ЭВМ "М-220", по программе, написанной на языке АЛГОЛ-60 для альфа-транслятора. Программа допускает также возможность расчета прогнозируемых значений, начиная с любого месяца до конца года, что важно при корректировке прогноза. Точность прогноза характеризовалась разностью Δy , рассчитанного и наблюдаемого значений и отношением $\frac{|\Delta y|}{A} \cdot 100\%$, где A - многолетняя наблюдаемая ам-

Результаты двухэтапного прогноза уровня режима подземных вод на 1972 г.

Скважина, положение в рельефе, годы на- блюдений	Парамет- ры	Месяцы											
		I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
скв. 141, напорная, пойма р. Бе- резина, 1956-1971	S_y	0,38	0,38	0,49	0,33	0,41	0,36	0,36	0,31	0,42	0,30	0,34	0,32
	R	0,99	0,96	0,73	0,76	0,62	0,83	0,93	0,90	0,95	0,94	0,79	0,86
	n_z	5	5	5	5	2	4	4	4	4	5	5	5
	Δy	7	30	27	45	33	-3	-12	8	34	17	3	2
	$\frac{ \Delta y }{A} \cdot 100\%$	4,6	19,6	16,9	36,1	21,1	1,9	8,6	6,2	17,4	15,5	3,8	20
скв. 215, вторая над- пойменная терраса р. Припять 1956-1971	S_y	0,32	0,34	0,41	0,26	0,22	0,22	0,28	0,29	0,35	0,39	0,36	0,30
	R	0,95	0,96	0,95	0,86	0,94	0,92	0,92	0,92	0,95	0,97	0,92	0,93
	n_z	5	5	5	5	5	5	4	5	5	5	5	5
	Δy	3	27	27	35	50	10	-6	13	27	-4	-15	6
	$\frac{ \Delta y }{A} \cdot 100\%$	2,2	21,8	18,1	40,6	61,0	11,0	5,8	12,1	20,2	3,2	13,5	4,9
скв. 177 водораздел 1949-1971	S_y	0,51	0,56	0,60	0,53	0,45	0,42	0,45	0,47	0,55	0,57	0,61	0,57
	R	0,99	0,95	0,93	0,92	0,93	0,94	0,90	0,94	0,96	0,96	0,97	0,97
	n_z	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	Δy	-1	36	65	86	86	2	-30	-17	-12	-35	64	65
	$\frac{ \Delta y }{A} \cdot 100\%$	0,5	19,8	31,6	46,5	57,3	1,2	17,3	9,1	6,3	16,3	21,8	32,7

плитуда (размах) среднемесячных значений прогнозируемого месяца.

А Анализ результатов прогноза показывает, что точность прогноза уровня режима подземных вод на период январь-май значительно ниже, чем на период июнь-декабрь. Поскольку точность прогноза снижается к концу каждого из периодов, причем более быстро в первом полугодии, то прогноз целесообразно выполнять в два этапа, считая информацию о весеннем подъеме определяющей ход уровней в летне-осеннюю межень. Точность прогноза также существенно связана со степенью дренированности территории и падает по мере уменьшения дренированности и снижения внутрирадной связности уровней.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ковалевский, В.С. Основы прогнозов естественного режима подземных вод. М., Стройиздат, 1974.

2. Основы режима подземных вод Белорусского Полесья и его прогноз. - В кн.: Проблемы Полесья, Вып. 2, Минск, "Наука и техника", 1973. Авт.: Лавров А.П., Фадеева М.В., Сачок Г.И., Ваховский А.П.

3. Сачок Г.И., Бучурич В.И., Фадеева М.В. Вероятностно-статистическая характеристика годового хода уровня подземных вод. - В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, Минск, 1974. (БелНИГРИ).

4. Сачок Г.И., Фадеева М.В. Некоторые закономерности уровней рек и подземных вод на территории Припятского Полесья. - "ДАН БССР", 1973, № 2, т. 17.

5. Сачок Г.И., Фадеева М.В. Некоторые корреляционные свойства гидрогеологических и метеорологических рядов на примере Припятского Полесья. - "ДАН БССР", 1973, № 6, т. 17.

ПРИМЕНЕНИЕ ПРОГНОЗНОЙ ОБРАТНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ
(ДЕКОНВОЛЮЦИИ) ДЛЯ ПОВЫШЕНИЯ РАЗРЕШАЮЩЕЙ
СПОСОБНОСТИ И УВЕЛИЧЕНИЯ ГЛУБИНОСТИ
СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ РАЗВЕДКИ

Обратная фильтрация (деконволюция) занимает особое положение в классификации различных типов фильтрации, так как решает задачу максимальной разреженности сейсмической записи во времени, т. е. получение так называемой импульсной сейсмограммы, определяющей сейсмогеологическую характеристику сред в каждой точке наблюдений. Иными словами, обратная фильтрация позволяет снять информацию о сигнале, посланном в среду, составить характеристики объектов возмущения, т. е. неоднородности изучаемых геологических разрезов. Совокупность таких импульсных сейсмограмм по профилю является основой для сейсмогеологических разрезов.

В соответствии с двумя аспектами проблемы обратной фильтрации выделяется два этапа: выбор фильтра и собственно фильтрация. При этом, если второй этап является стандартным, реализуемым сверткой исходной трассы с рассчитанным оператором, то первый этап в корне различен для разных видов фильтрации. Основная трудность расчета оператора фильтра заключается в изменении формы исходного сигнала. До настоящего времени отыскать входной сигнал с достаточно высокой точностью не удается. Вкрадывающиеся незначительные погрешности приводят к значительным ошибкам в конечном результате, т. е. делают решение неустойчивым.

Определение амплитудно-частотной характеристики исходного сигнала с достаточной точностью возможно на базе автокорреляционной функции сейсмотрассы в заданном интервале времени. При этом фазовый спектр сигнала оценить невозможно. Единственный выход — задавать фазовые соотношения произвольно, используя априорные данные о форме импульса и некоторые теоретические соображения. Основная задача здесь — из всего множества сигналов, имеющих одинаковый амплитудный спектр, необходимо выбрать сигнал, имеющий априорно определенную фазовую характеристику. Наиболее просто реализуются расчеты операторов по сигналам с минимально-фазовой или нулевой (линейной) фазовой характеристиками.

Однако, регистрируемые в условиях Припятской впадины сигналы не имеют конкретно выраженных фазовых характеристик и естественно, что рассчитанные операторы фильтров не являются строго оптимальными. Последнее весьма существенно на фоне интенсивных волн-помех различного характера.

В данной работе реализуется несколько иной подход к решению задачи снятия (сжатия) сигналов на сейсмотрассах — прогнозная (предсказуемая) деконволюция. Суть ее заключается в следующем.

Процесс прохождения сейсмического сигнала через среду эквивалентен свертке (конволюции) двух функций, одна из которых является сейсмическим сигналом, вторая — импульсной характеристикой среды.

Сейсмические сигналы, проходя через среду, растягиваются во времени и осложняются за счет наличия коррелируемых и некоррелируемых, сопутствующих процессу прохождения, помех. В результате регистрируются неразрешенные во времени пакеты колебания. Поэтому возникает необходимость выделить и сжать их, чтобы получить достаточно близкие к истинным характеристики прохождения сейсмического импульса в среде. Процесс сжатия сейсмических сигналов способом предсказывающей деконволюции можно рассматривать как один из способов обратной фильтрации, имеющий, однако, существенное отличие от нее.

Обратимся к стохастической дискретной модели сейсмической трассы

$$Y(k) = Z(k) + n(k), \quad (I)$$

где K означает отсчет соответствующих функций в момент $t = k\Delta t$; Δt — шаг дискретизации по оси времени; $Z(k)$ — совокупность однократно-отраженных случайных сигналов; $n(k)$ — случайные помехи.

Пусть сейсмическая запись $Z(k)$ представляет собой сумму элементарных сигналов одинаковой формы, но с разными временами наступлений и амплитудами:

$$Z(k) = \sum_i \alpha(i) \cdot f(k-i), \quad (2)$$

а случайная помеха $n(k)$:

$$n(k) = \sum_i \beta(i) \cdot h(k-i) \quad (3)$$

где $f(k)$ — форма одиночного отражения полезной компоненты; $h(k)$ — форма элементарного импульса помехи; $\alpha(i)$ — амплитуда полезной компоненты; $\beta(i)$ — амплитуда элементарного импульса помехи.

В общем случае сигналы $f(k)$ и $h(k)$, вступающие в различные моменты времени t различны, но поскольку отсутствуют априорные сведения о характере изменения функций $\alpha(i)$ и $\beta(i)$ во времени, необходимо упростить модель среды, считая сейсмическую запись $Z(k)$ стационарной в широком смысле в заданном интервале обработки [1]. Из теории оптимальных фильтров Винера следует, что для стационарного входного сигнала необходимым и достаточным условием является требование, чтобы среднеквадратичная ошибка между некоторым желаемым и действительным входным сигналом была минимальной. Это условие выражается интегральным уравнением Колмогорова-Винера:

$$\sum_{\tau=0}^T l_{\tau} \cdot b_x(\theta - \tau) = r_{zx}(\theta), \quad (4)$$

где l_{τ} — требуемая функция импульсной характеристики фильтра; $b_x(\theta - \tau)$ — автокорреляционная функция входного сигнала $X(t)$; $r_{zx}(\theta)$ — функция взаимной корреляции желаемого выходного сигнала $Z(t)$ с входным сигналом $X(t)$.

Уравнение (4) занимает важнейшее место в статистической теории фильтрации.

Эквивалентом (4) в области частот является соотношение:

$$L(\omega) \cdot B_x(\omega) = R_{zx}(\omega), \quad (5)$$

$B_x(\omega)$ и $R_{zx}(\omega)$ – соответственно спектр мощности функции $X(t)$ и взаимный спектр функции $X(t)$ и $Z(t)$; $L(\omega)$ – частотная характеристика искомого фильтра.

Для обратного фильтра сжатия уравнение (5) принимает вид:

$$L(\omega) = \frac{X^*(\omega)}{|X(\omega)|^2 + \frac{P_n(\omega)}{P_x}} \quad (6)$$

$X^*(\omega)$ – комплексно сопряженный спектр $X(\omega)$ сигнала $f(\kappa)$; $P_n(\omega)$ и P_x – спектры мощности помехи и импульсной сейсмограммы.

Учет помех в выражении (6) можно рассматривать как регуляризацию идеального обратного фильтра, вводимую для повышения помехоустойчивости обратной фильтрации. Учитывая сложность учета возможных искажений сигналов, необходимо повысить помехоустойчивость обратных фильтров сжатия путем введения дополнительной помехи типа белого шума, т. е. в знаменатель выражения (6) входит дополнительный коэффициент λ^2 пропорциональный мощности воображаемого белого шума. Способ прогнозной деконволюции основан на переводе с наименьшей ошибкой сигнала определенной формы в сигнал другой (заданной) формы. Выражение Колмогорова–Винера для определения оператора прогнозной деконволюции принимает вид:

$$\sum_{\tau=0}^T l_x(\tau) \cdot b_x(\theta - \tau) = b_x(\theta + \alpha), \quad (7)$$

α – длина прогноза.

В выражение (7) кроме неизвестной величины – фильтра $b_x(\tau)$, входит функция автокорреляции исходной трассы.

В матричной форме уравнение (7) выглядит следующим образом:

$$[L_x] \cdot [B] = [B^+], \quad (8)$$

$[B]$ – квадратная автокорреляционная матрица,

$$[B] = \begin{bmatrix} B(0) & B(1) & B(2) & \dots & B(N-1) \\ B(1) & B(0) & B(1) & \dots & B(N-2) \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ B(N-1) & B(N-2) & B(N-3) & \dots & B(0) \end{bmatrix}, \quad (9)$$

$[L_0]$ - вектор - столбец значений $l_0(\tau)$,

$$[L_0] = \begin{bmatrix} l(0) \\ l(1) \\ l(2) \\ \vdots \\ l(N-1) \end{bmatrix}, \quad (10)$$

$[B^{\alpha}]$ - вектор - столбец смещенных на интервал α значений $l_x(\tau)$,

$$[B^{\alpha}] = \begin{bmatrix} l(\alpha) \\ l(\alpha+1) \\ l(\alpha+2) \\ \vdots \\ l(\alpha+N-1) \end{bmatrix}, \quad (11)$$

Расчет оператора прогнозной деконволюции осуществляется методом Левинсона [2], позволяющим существенно в N раз увеличить быстродействие и уменьшить объем оперативной памяти при расчете оператора на ЭВМ. Рассчитанный оператор прогноза преобразует в оператор ошибки прогноза по формуле:

$$l_{on}(t) = 1, 0, 0, \dots, 0, -l_0, -l_1, -l_2, \dots, -l_N, \quad (12)$$

или в области Z представлений:

$$l_{on}(z) = 1 - l_0(z), \quad (13)$$

Свертка оператора $l_{on}(t)$ с сейсмической трассой позволяет оптимальным образом пропустить α первых значений сигналов $Z(k)$, сведя к минимуму последующие его значения. Интервал прогноза α выбирается произвольно, желательно выбрать его так, чтобы используя оператор $l_{on}(t)$ получить выходной сигнал любой длительности, равный длине прогноза. При $\alpha = 2$ мс, т. е. равным шагу дискретизации исходной информации, мы получим импульсную сейсмограмму (искомую).

Однако, на практике такой упрощенный подход к выбору длины прогноза нереален, так как его длина и заданный уровень помех существенно сказываются на разрешающей способности и устойчивости решения задачи.

Согласно [1] увеличение длины прогноза α в операторе

фильтра делает его менее чувствительным к возможным отклонениям сигналов от минимально-фазовых, однако снижает разрешающую способность деконволюции.

Регуляризация оператора прогноза по уровню помех λ^2 повышает помехоустойчивость оператора, но приводит к увеличению длины выходного сигнала при небольшой длине прогноза. Это объясняется уменьшением интенсивности последующих фаз искомого сигнала. В данном случае выражение (9) принимает вид:

$$[\tilde{B}] = \begin{bmatrix} B(0) \cdot (1+\lambda^2) & B(1) & B(2) & \dots & B(N-1) \\ B(1) & B(0) \cdot (1+\lambda^2) & B(1) & \dots & B(N-2) \\ B(2) & B(1) & B(0) \cdot (1+\lambda^2) & \dots & B(N-3) \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ B(N-1) & B(N-2) & B(N-3) & \dots & B(0) \cdot (1+\lambda^2) \end{bmatrix}, \quad (14)$$

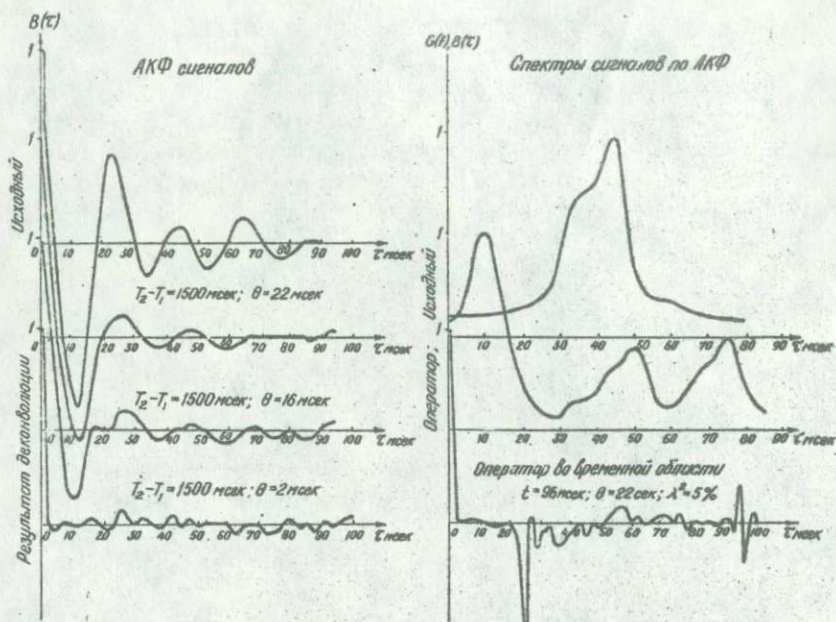
Совместный подбор значений λ и λ^2 позволяет достичь лучшего сжатия сейсмических сигналов (не снижая помехоустойчивости прогнозной деконволюции), чем при использовании обычных способов обратной фильтрации. Пример выбора параметров фильтра прогнозной деконволюции приведен на рисунке.

В результате исследований и на основании разработанных программ была проведена обработка сейсморазведочной информации метода общей глубинной точки с применением прогнозной деконволюции к временным накопленным разрезам.

При этом было решено две задачи: сжатие сигналов волнового поля с целью увеличения разрешенности временного разреза, выделение отражающей границы, связанной с кровлей подсолевых девонских отложений, которая не прослеживается на исходном временном накопленном разрезе.

Возможность решения этих двух совершенно независимых задач с применением одного алгоритма базируется на том, что при весьма значительном уровне задаваемых помех (λ^2), фильтр сжатия сигналов практически перестает быть обратным и превращается в согласованный, т. е. фильтр обнаружения.

Результаты применения прогнозной обратной фильтрации показали ее высокую эффективность в условиях Припятской впадины. В настоящее время она используется в производственных масштабах при обработке сейсмических материалов МОГТ-МОВ.



Выбор параметров фильтра прогнозной декомпозиции

ЛИТЕРАТУРА

1. Козлов Е.А., Гоголенков Г.Н., Лернер Б.Л. Цифровая обработка сейсмических данных. М., "Недра", 1973.
2. Кондратьев И.К., Крылов Н.И. Некоторые особенности способа предсказывающей декомпозиции. - В кн.: Прикладная геофизика, Вып. 70. М., "Недра", 1973.

Г.И. САЧОК, М.В. ФАДЕЕВА,
В.И. БУЧУРИН

СВЯЗНОСТЬ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РЯДОВ
И ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ИХ СТАТИСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ
(ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ)

Временные ряды, изучаемые в метеорологии и гидрологии, характеризуются наличием связности. Она выражается в коррелированности соседних наблюдений, наличии так называемых дальних связей и цикличности. Важность изучения связности рядов определяется тем, что статистическая информативность связанных рядов меньше, чем рядов чисто случайных. А это имеет большое значение при применении статистических методов оценки устойчивости выборочных значений параметров, расчете обеспеченностей, проверке различных статистических гипотез, статистическом моделировании рядов [2, 4, 5, 7]. Связность рядов является отражением значительной инерционности гидрогеологических и метеорологических процессов и обеспечивает возможность прогноза их режима.

Связность рядов существенно зависит от интервала дискретности. В качестве исходных нами в работе использовались ряды среднемесячных значений температуры воздуха, атмосферного давления, недостатка влажности воздуха, уровней рек и подземных вод, месячных сумм атмосферных осадков и расходов рек. Для изучения связности рядов обычно используются автокорреляционные функции, а также различные непараметрические методы [1]. Результаты подобных исследований также частично публиковались авторами [3, 9].

В данной работе также широко используются различные аспекты корреляционного анализа. В первую очередь исследовалась зависимость связности рядов от увеличения шага дискретизации.

При этом производный ряд Y получался путем осреднения исходного ряда X по h месяцам:

$$Y_{pj} = \frac{1}{h} \sum_{i=1}^h X_{h(p-1)+i+j}, \quad (i, j = 1, 2, \dots, h)$$

где j - сдвиг начала счета (при этом первые $j-1$ члены ряда X отбрасывались); h - шаг дискретизации в месяцах; p - порядковый индекс члена производного ряда.

Вычислялся коэффициент корреляции соседних членов производного ряда:

$$\tau_{hj} = \frac{\sum_{p=1}^{n_h} Y_p Y_{p+h} - n_h \bar{Y}_p \bar{Y}_{p+h}}{n_h S_{Y_p} S_{Y_{p+h}}},$$

где \bar{Y}_p, \bar{Y}_{p+h} - средние значения предыдущих и последующих членов ряда Y ; $S_{Y_p}, S_{Y_{p+h}}$ - стандартные отклонения (p изменяется от 1 до $n_h = 12n/h$, где n - число лет).

Поскольку каждому шагу осреднения соответствует h значений коэффициента корреляции τ_{hj} , то мы рассматриваем их максимальные, минимальные и среднее значения. Часть результатов приводится в приложении I.

Полученные графические зависимости коэффициента корреляции ряда при различных шагах дискретизации и началах счета обладают рядом интересных свойств. Так если ряд характеризуется наличием линейного тренда с амплитудой, преобладающей над всеми остальными нестационарностями, то все значения τ_{hj} положительны. Если в ряду наблюдается ритмика, то на графике в среднем первое значение τ_{hj} , равное нулю, соответствует четверти преобладающей волны, минимум - половине волны, а в точке h , равной длине волны, происходит резкое снижение значений коэффициента корреляции, вызванное фильтрацией волны. Полоса значений τ_{hj} расширяется при увеличении h вследствие уменьшения объема выборки, однако распределение их относительно среднего близко к симметричному. Постоянно отрицательная корреляция соответствует процессам, имеющим большей вес коротковолновой составляющей и (или) характер белого шума.

При изучении связности следует иметь в виду две причины ее возникновения: годовой ход и многолетний ход процесса. Соотношение их может быть исследовано различными методами, в том числе средствами спектрального анализа [3, 10]. Годовой ход почти полностью может быть отфильтрован путем вычитания из соответствующих членов ряда многолетних месячных норм (приложение I, б). Соотношение годового и многолетнего хода хорошо прослеживается на приведенных графиках.

Так в температурном режиме годовая ритмика практически является единственной, определяющей характер процесса. При некоторых началах счета проявляется также полугодовая волна. В прогностических целях следует иметь в виду, что корреляция при осреднении по II месяцам, и по I3 месяцам из-за частичной фильтрации волны выше, чем корреляция среднегодовых температур и что коррелированность календарных лет может быть ниже, чем лет, начинающихся с других месяцев (например, гидрологические лет). После фильтрации годового хода ряд отклонений от нормы по станции Москва (сельскохозяйственная академия) характеризуется постоянно положительной корреляцией (наличие тренда, соответствующего многолетнему возрастанию температур), а ряды по станциям Василевичи и Горки — постоянно отрицательными корреляциями (ряды типа белого шума). На всех графиках остались следы полугодовой волны.

Роль годовой волны в атмосферных осадках существенно меньше, чем в температурах воздуха. Осреднение по интервалу, большему года, практически исключает ее влияние. После фильтрации годовой волны в рядах отклонений по станциям Горки и Василевичи остается волна типа брикнеровской (~ 45 лет). Коэффициенты корреляции в остаточном ряду по станции Москва в среднем близки к нулю. Особенность ряда, по-видимому, составляют 2-5-летние флуктуации с наличием нерегулярных резких отклонений от среднего (случайных выбросов).

Кривая атмосферного давления по станции Горки характеризуется слабыми годичной и полугодовой волнами, частично фильтрующимися при осреднении, волнами длиной 2-5 лет. После фильтрации годового хода выявляется также слабая волна 4-5 мес. Корреляции в обоих рядах в среднем близки к нулю, т. е. вес этих волн в общей дисперсии ряда мал.

Годовая волна в уровнях рек играет существенную роль, однако несколько меньшую, чем в температурах воздуха. Также заметна и полугодовая волна, которая фильтруется при некоторых началах счета. После фильтрации годового хода ряд отклонений р. Припять (Мозырь) характеризуется постоянно положительными корреляциями, что соответствует линейному тренду (многолетнему снижению уровней). В ряду отклонений уровней р. Днепр (Лоев) отмечается волна длиной около 22 лет.

Наличие цикличности исследовалось с помощью автокорреляционной функции процесса. Значения автокорреляционной функции при разных сдвигах τ :

$$r_{\tau} = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} x_i x_{i+\tau} - (n-\tau) \bar{x}_i \bar{x}_{i+\tau}}{(n-\tau) S_{x_i} S_{x_{i+\tau}}}$$

где $x_i, x_{i+\tau}$ — члены ряда X , разделенные τ месяцами. Расчет автокоррелограмм для разных месяцев года показывает, что связь значений процесса в смежные годы весьма слабая или отсутствует вовсе. Коэффициенты корреляции обычно не превышают 0,1, а иногда достигают 0,2 и более (для уровней рек). Несколько выше коррелированность рядов среднемесячных уровней подземных вод. Это хорошо согласуется с данными работы [6] о малости значений автокоррелограммы, построенной по средним температурам как то-либо месяца многолетнего ряда. Однако вследствие наличия хотя и слабой многолетней цикличности корреляция значений, отстоящих на несколько лет, может оказаться значимой. Корреляция значений, осредненных по парам смежных лет, также обычно слабая. Осреднением (или суммированием) месячных значений процесса мы обычно несколько увеличиваем связность рядов. Ряды среднегодовых (или годовых сумм) оказываются достаточно сильно коррелированными, коэффициенты корреляции смежных лет обычно достигают 0,2–0,3 и более.

Таким образом, при применении статистических критериев наблюдения в многолетних рядах месячных значений процесса практически для всех месяцев года можно считать независимыми, однако к среднегодовым значениям (или годовым суммам) нужно подходить более осторожно. В последнем случае корреляция может быть статистически значимой. При всем том она недостаточна,

чтобы служить основой для долгосрочных прогнозов. Это тем бо — более справедливо, что связность здесь проявляется в результате осреднения и что способа перехода от прогноза среднегодового значения к составляющим его среднемесячным нет.

Для анализа структуры годового хода нами использовался компонентный анализ [8]. Для этого рассчитывалась матрица парных коэффициентов корреляции размерностью 29×29 для периода 1945–1973 гг.:

$$r_{jk} = \frac{\sum x_{12(j-1)+i} x_{12(k-1)+i} - n \bar{x}_j \bar{x}_k}{n S_{x_j} S_{x_k}}, \quad (j, k = 1, 2, \dots, n)$$

где j, k — порядковые номера лет; \bar{x}_j, \bar{x}_k — средние значения процесса в соответствующем году; S_{x_j}, S_{x_k} — стандартные отклонения; n — число лет.

Величина коэффициента корреляции пары взятых лет зависит от сходства их кривых годового хода. Появление отклонений от среднего "типичного" года вызывает ослабление его корреляции с другими годами. Расчеты показывают, что корреляция температур и недостатка влажности разных лет весьма высокая ($r = 0,9-0,95$ и выше), даже для удаленных лет.

Также существенна корреляция годового хода уровней и расходов рек и уровней подземных вод ($r = 0,6-0,9$), при этом для крупных рек корреляция выше. Слабее выражено сходство кривых годового хода атмосферных осадков: наряду с низкими значениями коэффициентов корреляции и отрицательными корреляциями встречаются значения $r = 0,7-0,8$. Также в общем слабы корреляционные связи кривых годового хода атмосферного давления разных лет.

В методе главных компонент основными являются уравнения

$$Z_j = \sum_{k=1}^m \alpha_{jk} F_k \quad (j, k = 1, 2, \dots, m)$$

где Z_j — нормированное значение переменной; F_k — значение k -ой компоненты; α_{jk} — вес j -ой компоненты в k -ой переменной.

Дисперсия j -ой компоненты S_j^2 равна собственному значению λ_j корреляционной матрицы ($S_j^2 = \lambda_j$). Каждая очередная компонента дает максимальный вклад в общую дисперсию переменных, равный S_j^2/m . Дисперсия исчерпывается полностью лишь, когда учтены все m компонент.

Расчленение общей дисперсии переменных (лет) позволило выявить степень сложности структуры годового хода процессов. Так, первая главная компонента объясняет 92-95% общей изменчивости температур воздуха и недостатка влажности воздуха. Доля общей дисперсии, падающая на первые две компоненты в уровнях подземных вод и уровнях и расходах рек, составляет 75-90%. Первая компонента в атмосферных осадках выбирает 30-40%, в атмосферном давлении - 20-30% общей дисперсии, участие следующих 3-4 компонент также существенно (по 10-20% общей дисперсии).

Таким образом, использованная схема компонентного анализа позволяет оценить сложность структуры годового хода различных процессов. Так годовой ход температуры и недостатка влажности воздуха является однокомпонентным, уровень и расходов рек и уровень подземных вод - двухкомпонентным, режим атмосферных осадков и давления воздуха - многокомпонентным. Сравнение весов главных компонент для разных лет дает возможность найти содержательную интерпретацию важнейшим из компонент, численно оценить особенности каждого конкретного года, выполнить типизацию (классификацию) лет по особенностям годового хода, выявившимся в увеличении веса или изменении знака той или иной компоненты, исследовать регулярность появления этих особенностей в последовательности лет. Так, например, в рядах атмосферных осадков и уровней рек наблюдаются тенденции к увеличению сходства кривых годового хода через 4-5 лет и образованию группировок из смежных лет с теми или иными особенностями.

При изучении годового хода, как случайного процесса, следует иметь в виду его нестационарность как по математическому ожиданию, так и по дисперсии и автокорреляционной функции [7]. Корреляционная функция его зависит не только от сдвига, но и от выбора начального сечения процесса. Если представить годовой ход как 12 последовательных среднемесячных значений, то получим автокорреляционную матрицу:

$$r_{jk} = \frac{\sum_{i=1}^n x_{n(j-1)+i} x_{n(k-1)+i} - n \bar{x}_j \bar{x}_k}{n S_{x_j} S_{x_k}}, \quad (j, k = 1, 2, \dots, n)$$

где j, k - порядковый номер месяца в году; n - число лет наблюдений; \bar{x}_j, S_{x_j} - среднее и стандарт j -го месяца; \bar{x}_k, S_{x_k} -

— среднее и стандарт K -го месяца. Некоторые данные по анализу корреляционных матриц этого вида приводятся авторами и в других работах [3, 7, 9]. Для рядов температур воздуха, атмосферных осадков, атмосферного давления, дефицита влажности воздуха характерна слабая корреляция ($r = 0,2-0,45$) смежных месяцев, реже также и через один месяц. Для рядов уровней и расходов рек отмечается более высокая коррелированность. Коэффициенты корреляции смежных месяцев достигают $0,5-0,8$. Связь значима часто для сечений процесса (месяца), отстоящих на 2, 3 и более месяца. Эти связи могут быть использованы в прогностических целях. Еще более тесны связи среднемесячных уровней подземных вод. Коэффициенты корреляции смежных месяцев достигают $0,7-0,9$, связь значима иногда даже для месяцев, удаленных на полгода и более. Прогностическая ценность этих связей несомненна и они часто используются на практике. Однако, для уровней подземных вод, как и для уровней и расходов рек, отмечается резкое ослабление корреляции при переходе через весенний подъем, т. е. прогноз их режима на летне-осенний период не может быть эффективным без учета особенностей весеннего подъема, обладающего информацией, не содержащейся в предыдущей части ряда.

Компонентный анализ использовался также и для изучения структуры многолетнего хода. При этом на ортогональные компоненты разлагалась автокорреляционная матрица размерностью 12×12 . Естественно, что корреляция месяцев вызвана синхронностью изменения их значений в многолетнем аспекте. Как мы уже указывали, она существенна для смежных месяцев и при увеличении сдвига быстро падает. Поэтому доля общей дисперсии, выбираемой первыми главными компонентами, существенно различна для разных процессов. Максимальная она для уровней подземных вод и уровней и расходов рек, где на первую компоненту приходится до 40-50% общей дисперсии, и существенно ниже для других процессов. Так, для температур воздуха доля первой компоненты составляет 20-30%, для атмосферных осадков дефицита влажности и атмосферного давления — 15-25%. При этом на каждую из следующих 4-5 компонент падает 10-20% общей дисперсии. Таким образом, структура многолетнего хода гидрометеопроцессов довольно сложна. Каждый месяц характеризуется своей ритмичной колебаний

с собственными длинами волн, амплитудами колебаний, часто сдвинутых по фазе или противоположных колебаниям других месяцев, в том числе плохо согласующимся с колебаниями среднегодовых значений. Тем самым оказывается возможным по весам главных компонент выделить "блоки" месяцев по сходству поведения в многолетнем аспекте. Длина этих "блоков" зависит от инерционности процесса и в некоторой мере соответствует его сезонным фазам. Для температур воздуха, атмосферного давления, осадков и дефицита влажности она составляет 1-3 месяца, для уровней и расходов рек изредка достигает полгода и более, а для уровней подземных вод отклонения одного знака от многолетней нормы довольно часто охватывают периоды, превышающие полгода.

Обе схемы применения компонентного анализа взаимно дополняют друг друга, вскрывают различные стороны в соотношении годового и многолетнего хода в режиме гидрометеорологических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов, М., "Мир", 1974.

2. Брукс К., Каруэрс Н. Применение статистических методов в метеорологии, Л., Гидрометеоиздат, 1963.

3. Основы режима подземных вод Белорусского Полесья и его прогноз. - В кн.: Проблемы Полесья, Вып. 2, Минск, "Наука и техника", 1973, Авт.: Лавров А.П., Фадеева М.В., Сачок Г.И., Ваховский А.П.

4. Речной сток и геофизические процессы, М., "Недра", 1966, Авт.: Дружинин И.П., Коноваленко З.П., Кукушкина В.П., Хамьянова Н.В.

5. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии, Л., Гидрометеоиздат, 1974.

6. Рубинштейн Е.С., Пелозова Л.Г. Современное изменение климата, Л., Гидрометеоиздат, 1966.

7. Сачок Г.И., Бучурин В.И., Фадеева М.В. Вероятностно-статистическая характеристика годового хода уровня подземных вод. - В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, Минск, 1974, (БелНИГРИ).

8. Сачок Г.И., Косило А.П. Программа факторного анализа (метод главных компонент), ФАП № П001602, 1975.

9. Сачок Г.И., Фадеева М.В. Некоторые корреляционные свойства гидрогеологических и метеорологических рядов (на примере Припятского Полесья). - "ДАН БССР", 1973, № 6, т. 17.

10. Сачок Г.И., Фадеева М.В. Циклы и ритмы в режиме рек и подземных вод Припятского Полесья (в связи с изменением солнечной активности). - В кн.: Проблемы Полесья, Вып. 2, Минск, "Наука и техника", 1973.

НЕКОТОРЫЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ МЕТОДА АНАЛОГИЙ
В СВЯЗИ С ИНТЕРПРЕТАЦИЕЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Г⁰. При геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий мы, как правило, исходим из метода аналогий в том смысле, что если в одной геологической области удается установить ту или иную закономерность (связь между геологическими свойствами объекта и его геофизическими полями), то в другой аналогичной по истории геологического развития области эта закономерность используется для предсказания геологических величин по геофизическим полям. В количественном выражении две области R^3 и R^n будем считать аналогичными, если для всякого наперед заданного положительного числа ϵ_0 можно подобрать такое положительное число δ , что для всех точек $z \in R^3$ и $z' \in R^n$, для которых удовлетворяются неравенства

$$\|N^3(z) - N^n(z')\| \leq \delta, \quad (1)$$

$$\|y^3 - A^3 \bar{\Psi}^3(z)\| \leq \epsilon_0, \quad (2)$$

будет справедливо также и неравенство

$$\|y^n - A^n \bar{\Psi}^n(z')\| \leq \epsilon_0, \quad (3)$$

где y^3, y^n - геологические величины, заданные соответственно на R^3 и R^n , $\bar{\Psi}^3, \bar{\Psi}^n$ - геофизические поля; A^3 - оператор $y^3 = A^3 \bar{\Psi}^3 + \epsilon^3$, $\epsilon^3 \leq \epsilon_0$; ϵ_0 - допустимая ошибка прогноза y по $\bar{\Psi}$; N - вектор, характеризующий основные свойства геофизических полей.

Практическое применение метода аналогий с количественной оценкой его надежности требует установления соотношения величин δ и ϵ_0 . Это, в свою очередь, требует введения некоего специального параметра $\mathcal{L} = (\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k)$, с помощью которого исследуемая область (или множество геолого-геофизических объектов) последовательно разбивается на ряд подобластей (подмножеств), для каждой из которых удается построить оператор A^a , удовлетворяющий неравенствам (I-3).

Вопросам выбора параметра \mathcal{L} и выяснению соотношений величин δ и ϵ_0 и посвящена настоящая статья, в которой рассматриваются решение обратной задачи гравиразведки и магниторазведки, соотношение "корреляционных" и "потенциальных" операторов, вопросы аналитического продолжения аномалий корреляционными методами, вычисление различных производных потенциальных полей корреляционными методами, некоторые теоретические аспекты корреляционного моделирования процесса интерпретации геофизических полей — и все это с позиций метода аналогий.

Геофизическим примером параметрического подхода к интерпретации гравитационных и магнитных аномалий является определение элементов залегания возмущающих масс по "изолированным" аномалиям с помощью тел правильной формы, а именно: для группы существенно различных по форме правильных тел ($\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k$) разрабатываются методы решения обратной задачи ($A_1^a, A_2^a, \dots, A_k^a$), тем самым строится решающая классификация. По интерпретируемой, наблюдаемой кривой визуально, или может быть по каким-либо количественным характеристикам, устанавливается (то есть задано правило сравнения F) форма тела, которым можно аппроксимировать эту кривую (то есть отыскивается α_c). И затем по методу (A_c^a), разработанному для этой формы тела, решается обратная задача для наблюдаемой кривой. В настоящее время геологическая интерпретация геофизических полей так или иначе, пусть даже на описательном уровне, выполняется с построением решающей классификации (по меньшей мере с указанием значения параметра \mathcal{L} и метода интерпретации — решения обратной задачи). При этом собственно операторы прогноза (как отношения, в которых каждому значению Ψ соответствует единственное значение γ) строятся либо исходя из соображений корреляции наблюдаемых геологических свойств и геофизических полей в

предположении, что величины Ψ и Υ являются реализациями неких случайных величин (функций) — ("корреляционные" операторы), либо на основании решений уравнений Лапласа и Пуассона, в предположении, что наблюдаемые аномалии есть гармонические вне возмущающих масс функции, регулярные на бесконечности ("потенциальные" операторы).

Несмотря на существенные различия "корреляционных" и "потенциальных" операторов, при построении собственно оператора прогноза (решающей классификации) оказывается весьма эффективным использовать одновременно свойства того и другого оператора. Для этого множество пар (Ψ, Υ) исследуемого объекта, связанных "потенциальным" оператором, будем рассматривать лишь как бинарное отношение, строго описываемое неким (не "потенциальным") оператором E с параметром N , т. е. $\Upsilon = E(\Psi, N)$. Нетрудно увидеть, что это описание совпадает с уравнением (1), связывающим наблюдаемые геологические свойства и геофизические поля. И значит его можно с точностью до ϵ_0 представить в виде решающей классификации вида (3). Отсюда вытекает следующая схема комбинирования обоих подходов (корреляционного и потенциального) при геологической интерпретации геофизических полей.

Как известно, при решении задач гравиразведки и магнито-разведки мы встречаемся с двумя типами задач потенциала, один из которых связан с решением

$$U(p) = -\frac{1}{4\pi} \int_S \bar{u} \frac{\partial \bar{g}}{\partial n} d\sigma \quad (4)$$

уравнения Лапласа $\nabla^2 U = 0$ [3], где U — гармоническая функция (сюда относятся задачи аналитического продолжения, вычисления различных производных потенциала), другой — с решением

$$V = \int_T \frac{\mu d\tau}{r} \quad (5)$$

уравнения Пуассона $\nabla^2 V = -4\pi\mu$ [3], где V — потенциал объем-

ных масс, непрерывная во всем пространстве вместе с ее первыми производными функция, гармоническая вне области T и регулярная на бесконечности (сюда относятся прямая и обратная задачи, обеспечивающие непосредственное отыскание элементов залегания возмущающих масс).

Методология применения этих математических моделей при интерпретации данных грави- и магниторазведки в основном такова: исследователями разрабатываются методы (вычислительные схемы), обеспечивающие определенную точность решения задач в предположении, что наблюдаемые аномальные поля удовлетворяют условиям уравнений соответственно Лапласа и Пуассона. В действительности же измеряемые величины Δg и ΔT не являются гармоническими функциями, наблюдаемые значения заданы в отдельных точках, они возмущены ошибками наблюдений и ошибками представительства, практически интегрирование ведется по относительно небольшой области и все это приводит в конечном счете к тому, что методы (вычислительные схемы) преобразования наблюдаемых аномальных полей существенно зависят от морфологии и интенсивности этих полей, т. е. практически для существенно разнородных геологических областей и методы решения задач, связанных с уравнениями Лапласа и Пуассона, должны быть разные. Следовательно, практическое применение математических моделей Лапласа и Пуассона должно реализоваться через выше описанную корреляционную модель, т. е. с построением решающей классификации. Рассмотрим этот вопрос отдельно для задач, определяемых уравнением Лапласа, и для задач, связанных с уравнением Пуассона.

Решение задач типа Лапласа по корреляционной схеме выполняется так. Пусть на некоторой области R необходимо с ошибкой не более ϵ_0 по заданному аномальному полю $\psi^n(\tau)$ найти, например, его вертикальную производную

$$\psi_z^n = \frac{\partial \psi^n}{\partial z}$$

При этом пусть ψ^n соответствует параметр $N_n(R)$. В нашей (корреляционной) постановке предполагается, что оператор преобразования ψ^n в ψ_z^n неизвестен и его необходимо найти в зависимости от морфологии ψ^n и ошибки ϵ_0 . Для этого на области R строим некое фиктивное распределение возмущающих масс так,

чтобы их возмущающее действие Ψ^a , найденное решением прямой задачи, обладало бы параметром N_a , удовлетворяющим условию $\|N_n - N_a\| \leq \delta$. По такому распределению масс, пользуясь прямой задачей, находим функцию Ψ_z^a , и, задаваясь оператором вида

$$\Psi_z^a(\tau) = \int_0^{\tau} p(\tau-s) f[\Psi^a(s)] ds + \varepsilon = A\Psi^a + \varepsilon, \quad (6)$$

находим его весовую функцию $p(\tau-s)$ по Ψ_z^a и Ψ^a . Если

$$\|\Psi_z^a - A\Psi^a\| \leq \varepsilon_0,$$

то

$$\Psi_z^m(\tau) = \int_0^{\tau} p(\tau-s) f[\Psi^m(s)] ds + (\varepsilon \leq \varepsilon_0). \quad (7)$$

Если же

$$\|\Psi_z^a - A\Psi^a\| > \varepsilon_0,$$

то по отношению эквивалентности, заданному по $N_n(R)$, область R разбивается на подобласти R_1, R_2, \dots, R_k , для каждой из которой отыскивается, в конечном счете, необходимый прогнозный оператор A_1, A_2, \dots, A_k , т. е. отыскиваются $p(\tau-s)$ и f .

Перейдем теперь к решению задач типа Пуассона. Здесь, как правило, сначала возникает задача разделения полей — выделения поля, непосредственно связанного с искомым возмущающим объектом Ψ_k^m . При выделении поля конкретной искомой геологической природы Ψ_k^m возникают две возможности:

1) когда имеется геологическая область, аналогичная интерпретируемой, и в этой области имеется аномалия Ψ_k^a , по своим свойствам аналогичная искомой Ψ_k^m , или есть подобное возмущающее тело, для которого нетрудно решением прямой задачи получить Ψ_k^a ;

2) когда известны некоторые свойства искомого возмущающего тела и по ним можно построить фиктивное возмущающее тело и ему соответствующее Ψ_k^a .

Так или иначе, но беря в качестве разделяющего оператора выражение вида

$$\left. \begin{array}{l} \Psi_k^m(\tau) \\ \Psi_k^a(\tau) \end{array} \right\} = \int_0^{\tau} p(\tau-s) f[\Psi^m(s)] ds + \varepsilon = A\Psi^m(\tau) + \varepsilon, \quad (8)$$

как и раньше строим решающую классификацию по $\mathcal{N}(R)$: $\mathcal{N}_1(R_1)$, $\mathcal{N}_2(R_2)$, ..., $\mathcal{N}_m(R_m)$, а именно A_1, A_2, \dots, A_m , $\epsilon_j \in \epsilon_0$, $j=1, 2, \dots, m$, в которой число операторов будет зависеть от величины ϵ_0 и от степени однородности морфологии аномально-го поля $\psi^n(\tau)$ на R .

После выделения поля конкретной геологической природы ψ_n^n мы, обычно, приступаем к решению обратной задачи, причем по выделенной аномалии ψ_n^n либо отыскиваем параметры полого залегающих контактных структурных поверхностей, либо находим элементы залегания относительно изолированных возмущающих тел. При этом как в первом, так и во втором случаях мы можем встретиться опять-таки с двумя ситуациями:

1) когда имеется геологическая область, аналогичная интерпретируемой, и в ней есть поверхность (возмущающее тело) по своим свойствам аналогичная искомой;

2) когда подобной области нет.

Разберем эти случаи. Первый случай — полого-залегающая (структурная) поверхность (когда каждой точке наблюдения соответствует одно и только одно значение глубины залегания поверхности). Если известна аналогичная поверхность $y^3(\tau)$ и ей соответствующая аномалия ψ_n^3 , то решающая классификация строится с помощью оператора

$$y^3(\tau) = \int_2^{\tau} \rho(\tau-s) f[\psi_n^3(s)] ds + \epsilon. \quad (9)$$

Если же подобной идентичной области нет, но известны некоторые свойства искомого объекта, то по ним строится фиктивная поверхность $y^a(\tau)$, от нее решением прямой задачи находится возмущающее воздействие $\psi_n^a(\tau)$, и решающая классификация строится с применением оператора

$$y^a(\tau) = \int_2^{\tau} \rho(\tau-s) f[\psi_n^a(s)] ds + \epsilon. \quad (10)$$

Второй случай — изолированное замкнутое возмущающее тело (вертикальная линия, проходящая в каждой точке наблюдения может пересекать поверхность тела два и более раз). В этом случае, как правило, практические возможности переноса закономерностей из одной геологической области в другую отсутствуют и следует воспользоваться построением фиктивных возмущающих тел. Пусть

кое разбиение области R^3 определения функций φ^3 и ψ^3 , описывающих исследуемый объект, на такие подобласти $R_1^3, R_2^3, \dots, R_n^3$, на каждой из которых R_i^3 заданы: некоторая совокупность пар вход-выход (φ_i^3, ψ_i^3) , оператор A_i^3 , аппроксимирующий на R_i^3 связь между φ_i^3 и ψ_i^3 , с ошибкой не более ε_0 , и параметр $N_i^3(R_i)$. Если в отдельно взятом таком i -том классе величины φ^3 и ψ^3 рассматривать как реализации неких случайных стационарных функций соответственно Φ_i^3 и Y_i^3 , связанных между собой с точностью до ε_0 оператором вида

$$Y_i^3(\tau) = \int_2^3 p_i(\tau-s) \varphi_i[\Phi_i^3(s)] ds, \quad (14)$$

то построение решающей классификации по заданным на R^3 парам вход-выход (φ^3, ψ^3) можно интерпретировать как процесс приведения определенных на R^3 неких нестационарных случайных функций Φ^3, Y^3 , описываемых с точностью до ε_0 оператором

$$Y^3(\tau) = \int_2^3 p(\tau, s) \varphi[\Phi^3(s)] ds, \quad (15)$$

к некоторой совокупности стационарных случайных функций (Φ_i^3, Y_i^3) , определенных соответственно уже на $R_1^3, R_2^3, \dots, R_n^3$, причем таких, что $\bigcup_i R_i^3 = R^3$ и $R_i^3 \cap R_j^3 = \emptyset$, при $i \neq j$. При этом вместо заданных на R^3 величин $\Phi^3, Y^3, p(\tau, s)$ и $N_\varphi(R^3)$ получаем следующую систему

$$\begin{aligned} R^3 &\sim R_1^3 & R_2^3 & \dots & R_n^3 \\ (\Phi^3, Y^3) &\sim (\Phi_1^3, Y_1^3) & (\Phi_2^3, Y_2^3) & \dots & (\Phi_n^3, Y_n^3) \\ p(\tau, s) &\sim p_1(\tau, s) & p_2(\tau, s) & \dots & p_n(\tau, s) \\ \varphi &\sim \varphi_1 & \varphi_2 & \dots & \varphi_n \\ N_\varphi(R^3) &\sim (K_1^3, \bar{\varphi}_1) & (K_2^3, \bar{\varphi}_2) & \dots & (K_n^3, \bar{\varphi}_n) \\ \varepsilon_0 &\sim \varepsilon_1 & \varepsilon_2 & \dots & \varepsilon_n \end{aligned} \quad (16)$$

где $K_i^3(\tau)$ - автокорреляционная функция стационарной случайной функции Φ_i^3 .

Рассмотрим для каждого такого (стационарного) класса ряд следующих предложений:

1) пусть Φ_1 и Φ_2 есть эргодические стационарные функции, обладающие равными корреляционными функциями (не теряя общности, мы полагаем, что математические ожидания стационарных функций равны нулю) $K_\psi(\tau) = K_\psi^*(\tau)$. Тогда корреляционные функции их линейных стационарных преобразований

$$Y_i(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} p(\tau-s) \Phi_i(s) ds, \quad i=1,2 \quad (17)$$

с одной и той же весовой функцией также равны, т. е. $K_y^1(\tau) = K_y^2(\tau)$.

Действительно. Взяв Фурье-преобразование от (17) для обеих функций, получим

$$\begin{aligned} S_y^1(\omega) &= S_p(\omega) \cdot S_\Phi^1(\omega), \\ S_y^2(\omega) &= S_p(\omega) \cdot S_\Phi^2(\omega). \end{aligned} \quad (18)$$

Для корреляционной функции эргодического стационарного случайного процесса нетрудно получить следующее соотношение

$$W_\psi(\omega) = S_\psi(\omega) \cdot S_\psi(-\omega) = |S_\psi(\omega)|^2, \quad (19)$$

где W_ψ — спектральная функция корреляционной функции; S_ψ — спектральная функция реализации Ψ случайного процесса Φ .

Имея это в виду и умножая первое выражение в (18) на $S_\psi^1(-\omega)$, а второе — на $S_\psi^2(-\omega)$, получим

$$\begin{aligned} S_y^1(\omega) \cdot S_\psi^1(-\omega) &= W_\psi^1(\omega) S_p(\omega), \\ S_y^2(\omega) \cdot S_\psi^2(-\omega) &= W_\psi^2(\omega) \cdot S_p(\omega). \end{aligned} \quad (20)$$

Но так как из равенства $K_\psi^1(\tau) = K_\psi^2(\tau)$ следует, что $W_\psi^1(\omega) = W_\psi^2(\omega)$, то

$$S_y^1(\omega) \cdot S_\psi^1(-\omega) = S_y^2(\omega) \cdot S_\psi^2(-\omega). \quad (21)$$

Умножая теперь (21) на $S_\psi^1(-\omega)$ и учитывая (19), находим

$$W_y^1(\omega) = S_y^2(\omega) \cdot S_\psi^2(-\omega) \frac{S_\psi^1(-\omega)}{S_\psi^1(-\omega)}. \quad (22)$$

Согласно же (18)

$$\dot{S}_p(-\omega) = \frac{\dot{S}_y(-\omega)}{\dot{S}_\varphi(-\omega)}, \quad (23)$$

и тогда

$$\begin{aligned} W_{y\varphi}'(\omega) &= \dot{S}_y''(\omega) \cdot \dot{S}_\varphi''(-\omega) \dot{S}_p(-\omega) = \\ &= \dot{S}_y''(\omega) \cdot \dot{S}_y''(-\omega) = W_y''(\omega). \end{aligned} \quad (24)$$

Откуда

$$K_{y\varphi}'(\tau) = K_y''(\tau). \quad (25)$$

2) Если Φ_1 , Φ_2 , Ψ_1 , Ψ_2 — это эргодические стационарные случайные функции, такие что $K_\varphi'(\tau) = K_\varphi''(\tau)$ и $K_y'(\tau) = K_y''(\tau)$, то

$$|W_{y\varphi}'(\omega)| = |W_{y\varphi}''(\omega)|, \quad (26)$$

где $W_{y\varphi}$ — спектральная функция взаимной корреляционной функции $K_{y\varphi}(\tau)$.

При существовании стационарного линейного преобразования вида (17)

$$K_{y\varphi}'(\tau) = K_{y\varphi}''(\tau). \quad (27)$$

Поскольку

$$K_{y\varphi}(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} y(\tau)\varphi(\tau-\tau) d\tau, \quad (28)$$

то

$$W_{y\varphi}(\omega) = \dot{S}_y(\omega) \cdot \dot{S}_\varphi(-\omega) \quad (29)$$

и

$$\begin{aligned} W_{y\varphi}'(\omega) &= \dot{S}_y'(\omega) \cdot \dot{S}_\varphi'(-\omega) \\ W_{y\varphi}''(\omega) &= \dot{S}_y''(\omega) \cdot \dot{S}_\varphi''(-\omega). \end{aligned}$$

Умножая первое в (30) на $W_{y\varphi}^1(-\omega)$, а второе — на $W_{y\varphi}^{\text{II}}(-\omega)$ и учитывая (19) и (29), получим

$$W_{y\varphi}^1(\omega) \cdot W_{y\varphi}^1(-\omega) = W_y^1(\omega) \cdot W_\varphi^1(\omega),$$

$$W_{y\varphi}^{\text{II}}(\omega) \cdot W_{y\varphi}^{\text{II}}(-\omega) = W_y^{\text{II}}(\omega) \cdot W_\varphi^{\text{II}}(\omega).$$

(31)

(из (31), в частности, следует, что $W_\varphi^1(\omega) \cdot W_\varphi^{\text{II}}(\omega) = |W_\varphi(\omega)|^2$)

Так по условию $K_y^1(\tau) = K_y^{\text{II}}(\tau)$ и $K_\varphi^1(\tau) = K_\varphi^{\text{II}}(\tau)$, то соответственно $W_y^1(\omega) = W_y^{\text{II}}(\omega)$, $W_\varphi^1(\omega) = W_\varphi^{\text{II}}(\omega)$ и

$$|W_{y\varphi}^1|^2 = |W_{y\varphi}^{\text{II}}|^2 \quad (32)$$

Отсюда, в частности, следует, что для того чтобы имело место: $K_{y\varphi}^1(\tau) = K_{y\varphi}^{\text{II}}(\tau)$, равенства корреляционных функций $K_y^1(\tau) = K_y^{\text{II}}(\tau)$ и $K_\varphi^1(\tau) = K_\varphi^{\text{II}}(\tau)$ еще недостаточно.

Пусть теперь известно, что Φ и Υ согласно условию связаны стационарным линейным оператором вида (17). Тогда

$$S_y(\omega) = S_\varphi(\omega) \cdot S_\varphi(\omega)$$

и вместо (30) можно записать

$$W_{y\varphi}^1(\omega) = S_\varphi(\omega) \cdot S_\varphi^1(\omega) \cdot S_\varphi^1(-\omega),$$

$$W_{y\varphi}^{\text{II}}(\omega) = S_\varphi(\omega) \cdot S_\varphi^{\text{II}}(\omega) \cdot S_\varphi^{\text{II}}(-\omega).$$

(33)

Исключая в (33) $S_\varphi(\omega)$ и учитывая соотношение (19), находим

$$\frac{W_{y\varphi}^1(\omega)}{W_{y\varphi}^{\text{II}}(\omega)} = \frac{W_\varphi^1(\omega)}{W_\varphi^{\text{II}}(\omega)}$$

(34)

Но так как по условию $K_y^1(\tau) = K_y^{\text{II}}(\tau)$ и соответственно $W_y^1(\omega) = W_y^{\text{II}}(\omega)$, то

$$\begin{aligned} W_{y\varphi}^i(\omega) &= W_{y\varphi}^n(\omega), \\ K_{y\varphi}^i(\tau) &= K_{y\varphi}^n(\tau). \end{aligned} \quad (35)$$

3) Пусть эргодические стационарные случайные функции Φ_1 и Ψ_1 связаны линейным оператором вида (17) с весовой функцией $p_1(\tau-s)$, а Φ_2 и Ψ_2 - с весовой функцией $p_2(\tau-s)$, а также $K_{y\varphi}^i(\tau) = K_{y\varphi}^n(\tau)$ и $K_{\psi}^i(\tau) = K_{\psi}^n(\tau)$. Тогда

$$p_1(\tau-s) = p_2(\tau-s). \quad (37)$$

Применяя к (17) преобразование Фурье, для наших условий имеем

$$\begin{aligned} S_y^i(\omega) &= S_p^i(\omega) \cdot S_{\varphi}^i(\omega), \\ S_y^n(\omega) &= S_p^n(\omega) \cdot S_{\varphi}^n(\omega). \end{aligned} \quad (38)$$

Умножая первое выражение в (38) на $S_{\varphi}^i(-\omega)$, а второе - на $S_{\varphi}^n(-\omega)$, и учитывая соотношение (29), получим

$$\begin{aligned} W_{y\varphi}^i(\omega) &= S_p^i(\omega) \cdot W_{\varphi}^i(\omega), \\ W_{y\varphi}^n(\omega) &= S_p^n(\omega) \cdot W_{\varphi}^n(\omega). \end{aligned} \quad (39)$$

Отсюда согласно условиям (36), находим

$$S_p^i(\omega) = S_p^n(\omega) \quad (40)$$

и соответственно $p_1(\tau-s) = p_2(\tau-s)$.

Обратимся теперь к оптимальному линейному винеровскому фильтру, обеспечивающему минимальную среднеквадратическую ошибку воспроизведения нужного нам сигнала $y(\tau)$ выходной функции

$$\tilde{y}(\tau) = \int_a^b p(\tau-s)\varphi(s)ds, \quad y - \tilde{y} = \varepsilon. \quad (41)$$

Как известно, [I] оптимальная весовая функция $\rho(\tau - s)$ находится из соотношения

$$\dot{S}_\rho(\omega) = \frac{W_{y\varphi}(\omega)}{W_\varphi(\omega)}. \quad (42)$$

Но так как согласно (19) и (29),

$$\begin{aligned} W_{y\varphi}(\omega) &= \dot{S}_y(\omega) \cdot \dot{S}_\varphi(-\omega), \\ W_\varphi(\omega) &= \dot{S}_\varphi(\omega) \cdot \dot{S}_\varphi(-\omega), \end{aligned} \quad (43)$$

и, кроме того,

$$W_{y\varphi}(\omega) = W_{\varphi y}(-\omega),$$

то

$$\dot{S}_\rho(\omega) = \frac{\dot{S}_y(\omega)}{\dot{S}_\varphi(\omega)}. \quad (44)$$

Это значит, что оптимальный фильтр вида (41) можно построить не только по корреляционным функциям $K_{y\varphi}(\tau)$ и $K_\varphi(\tau)$, но и непосредственно по спектральным функциям измеряемых реализаций φ , y , что существенно упрощает вычислительные схемы и тем самым делает более надежным практическое построение фильтра.

3°. Представление наблюдаемых функций φ^n и y^n и их аппроксимаций φ^a и y^a в качестве реализаций неких стационарных случайных функций, обладающих эргодическими свойствами, позволяет упростить корреляционную модель при решении многих геолого-геофизических задач, в частности, таких как аналитическое продолжение, вычисление различных производных потенциала, построение по аномалиям геологических относительно полого-залегающих границ, и других изменяющихся по площади геологических свойств. Это упрощение состоит в следующем: если в качестве параметра N принять корреляционную функцию $K_\varphi(\tau)$ (либо $\dot{S}_\varphi(\omega)$), что дает

$$\|K_\varphi^3(\tau) - K_\varphi^0(\tau)\| \leq \delta$$

и если найти аналитическое выражение, связывающее разность корреляционных функций (или спектральных функций, реализаций) на эталонной и прогнозной областях с требуемой ошибкой прогноза ε_0 , $-\delta = \varphi(\varepsilon_0)$, то выбор нужной эталонной области сводится лишь к сравнению корреляционных функций K_φ^3 и K_φ^n (или, соответственно, S_φ^3 и S_φ^n). Отсюда следует, что нам необходимо дать оценку: какова может быть допустима разность K_φ^3 и K_φ^n (или S_φ^3 и S_φ^n), чтобы оператор A^3 , построенный на эталонной области, давал на области наблюдения ошибку, не превышающую допустимую, т. е.

$$\|y^n - A^3 \varphi^n\| \leq \varepsilon_0. \quad (45)$$

Итак, пусть

$$y^3(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} p^3(\tau-s) \varphi^3(s) ds, \quad (46)$$

$$y^n(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} p^n(\tau-s) \varphi^n(s) ds, \quad (47)$$

причем $p(\tau-s) = p(t)$ пусть определяется из выражения (42).

Согласно (45) имеем

$$\tilde{y}^n(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} p^3(\tau-s) \varphi^n(s) ds, \quad (48)$$

и

$$\begin{aligned} \Delta y(\tau) = y^n(\tau) - \tilde{y}^n(\tau) &= \int_{-\infty}^{+\infty} [p^n(\tau-s) - p^3(\tau-s)] \cdot \varphi^n(s) ds = \\ &= \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta p(\tau-s) \varphi^n(s) ds, \end{aligned} \quad (49)$$

где $\Delta y(\tau)$ — ошибка прогноза за счет замены оператора A^n эталонным оператором A^3 (45).

Применяя к (49) неравенство Коши-Буняковского, и учитывая (45), получим

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\Delta y(\tau)|^2 d\tau \leq \|\varphi^n\|^2 \cdot \iint_{-\infty}^{+\infty} |\Delta p(\tau-s)|^2 d\tau ds = \varepsilon_0^2. \quad (50)$$

Из (50) видим, что для получения искомой зависимости $K_{\varphi}^3 - K_{\varphi}^n = \Delta K_{\varphi}$ от ε_0 необходимо от $\Delta p(t)$ перейти к величине $\Delta K_{\varphi}(\tau)$. Для этого обратимся к (42), откуда имеем

$$\Delta S_p(\omega) = \frac{W_{y\varphi}^n(\omega)}{W_{\varphi}^n(\omega)} - \frac{W_{y\varphi}^3(\omega)}{W_{\varphi}^3(\omega)}. \quad (51)$$

Обозначая разность $W_{\varphi}^3(\omega) - W_{\varphi}^n(\omega)$ через ΔW_{φ} , при условии $W_{y\varphi}^3 = W_{y\varphi}^n$ с достаточным приближением находим

$$\Delta W_{\varphi}(\omega) = \frac{|W_{\varphi}^3(\omega)|^2}{W_{y\varphi}^3(\omega)} \Delta S_p(\omega). \quad (52)$$

Поскольку

$$\Delta W_{\varphi}(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta K_{\varphi}(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau, \quad (53)$$

то, применяя к (53) с учётом (52) теорему Планшереля [5], имеем

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\Delta K_{\varphi}(\tau)|^2 d\tau = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} |H(\omega) \Delta S_p(\omega)|^2 d\omega, \quad (54)$$

где

$$H(\omega) = \frac{|W_{\varphi}^3(\omega)|^2}{W_{y\varphi}^3(\omega)} = \int_{-\infty}^{+\infty} h(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau. \quad (55)$$

Вводя обозначение

$$Q(\omega) = H(\omega) \Delta S_p(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} q(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau, \quad (56)$$

где

$$q(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta p(\tau-s) h(s) ds, \quad (57)$$

с учетом теоремы Планшереля вместо (54) получим

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\Delta K_{\varphi}(\tau)|^2 d\tau = \int_{-\infty}^{+\infty} |q(\tau)|^2 d\tau \quad (58)$$

или, применяя к (57) неравенство Коши-Буняковского и интегрируя с заменой повторного интеграла двойным, находим

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\Delta K_{\varphi}(\tau)|^2 d\tau \leq \|h\|^2 \cdot \iint_{-\infty}^{+\infty} |\Delta \varphi(\tau-s)|^2 d\tau ds. \quad (59)$$

Сопоставляя (59) с (50), окончательно имеем

$$\|\Delta K_{\varphi}\| \leq \varepsilon_0 \frac{\|h\|}{\|\varphi^n\|}. \quad (60)$$

Для практического применения этой формулы при оценке допустимого расхождения корреляционных функций эталонной и наблюдаемой функций оценим величину $\|h\|$. Пусть $y(\tau) = c\varphi(\tau)$, где \mathcal{D} — области исследования

$$c^2 = \frac{\int_{\mathcal{D}} y^2(\tau) d\tau}{\int_{\mathcal{D}} \varphi^2(\tau) d\tau} = \frac{\|y\|^2}{\|\varphi\|^2}. \quad (61)$$

Тогда

$$H(\omega) = \frac{W_{\varphi}(\omega)}{c}, \quad (62)$$

и, возводя в квадрат и интегрируя (62), с учетом теоремы Планшереля —

$$\|h\|^2 = \frac{\|K_{\varphi}\|^2}{c^2}. \quad (63)$$

Откуда расчетная формула для оценки $\|\Delta K_{\varphi}\|^2$ примет вид

$$\|\Delta K_{\varphi}\| < \varepsilon_0 \frac{\|K_{\varphi}\|}{c \|\varphi\|}. \quad (64)$$

Найдем теперь, в зависимости от ϵ_0 , учитывая вывод (44), оценку допустимой разности непосредственно наблюдаемой (прогнозной) функции $\psi^n(\tau)$ и ее эталонной аппроксимации $\psi^a(\tau)$, $\Delta\psi(\tau) = \psi^n(\tau) - \psi^a(\tau)$, обеспечивающей условие (45).

Для этого вместо (51), запишем:

$$\Delta S_p(\omega) = \frac{S_y^n(\omega)}{S_\varphi^n(\omega)} - \frac{S_y^a(\omega)}{S_\varphi^a(\omega)} \quad (65)$$

или приближенно

$$\Delta S_p \approx \frac{S_y^n(\omega) - S_y^a(\omega)}{S_\varphi^a(\omega)} \approx \frac{S_p^a(\omega) \Delta S_\varphi(\omega)}{S_\varphi^a(\omega)}, \quad (66)$$

где

$$\Delta S_\varphi(\omega) = S_\varphi^n(\omega) - S_\varphi^a(\omega).$$

Из (63) находим

$$\Delta S_p(\omega) = \frac{|S_\varphi^a(\omega)|^2}{S_y^a(\omega)} \Delta S_\varphi(\omega) \quad (67)$$

Рассуждая далее аналогично предыдущему и вводя обозначение

$$y(\omega) = \frac{|S_\varphi^a(\omega)|^2}{S_y^a(\omega)} = \int_{-\infty}^{+\infty} g(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau, \quad (68)$$

получим для $\Delta\psi$ следующую оценку

$$\|\Delta\psi\| \leq \epsilon_0 \frac{\|g\|}{\|\psi^n\|}. \quad (69)$$

Расчетная же формула для (69) при тех же условиях будет иметь еще более простой вид:

$$\|\Delta\psi\| \leq \frac{1}{C} \varepsilon_0.$$

(70)

Простота обеих формул позволяет рекомендовать их для практического применения с целью определения возможности переноса оператора, построенного с точностью до ε_0 , в одной области для применения его в качестве прогнозного — в другой области. При этом элементы формул $\|k_\psi\|$, $\|\psi\|$ хотя и могут определяться как на эталонной, так и на прогнозной областях, тем не менее практически $\|k_\psi\|$, $\|\psi\|$, C удобнее находить на эталонной области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ванштейн Л.А., Зубаков В.Д. Выделение сигналов на фоне случайных помех, М., "Советское радио", 1960.
2. Заде Л., Дезоер Ч. Теория линейных систем, М., "Наука", 1970
3. Идельсон Н.И. Теория потенциала, Л.-М., Гостехиздат, 1932.
4. Каратаев Г.И., Ватлин Б.П., Захарова Т.Л. Методы комплексной геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, Новосибирск, "Наука", 1973.
5. Колмогоров А.Н., Фомин С.В. Элементы теории функций и функционального анализа, М., "Наука", 1972.
6. Уемов А.И. Логические основы метода моделирования, М., "Мысль", 1971.

ОПТИМИЗАЦИЯ ФИЛЬТРА СО ВЗАИМОДЕЙСТВУЮЩИМИ
ВХОДНЫМИ СИГНАЛАМИ

Теоретические вопросы фильтрации, а именно создание наи- более оптимального фильтра (линейной динамической системы), т. е. выделение сигналов в наиболее "чистом" виде из его "смеси" с помехой имеют большое практическое значение в геологии, геофизике и других областях.

В данной статье рассматривается динамическая система, на вход которой поступают взаимодействующие сигналы. Взаимодействие их проявляется в том, что на входе системы наряду с сигналами $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_m$ мы имеем их произведения $\xi_1 \xi_2, \xi_1 \xi_3, \dots, \xi_1 \xi_m,$

$$\xi_2 \xi_3, \dots, \xi_2 \xi_m, \dots, \xi_{m-1} \xi_m.$$

Откликами системы на входные сигналы являются импульсные характеристики $P_1(\tau), \dots, P_m(\tau), P_{12}(\tau), P_{13}(\tau), \dots, P_{1m}(\tau), P_{23}(\tau), \dots, P_{2m}(\tau), \dots, P_{m-1m}(\tau)$

Выходной сигнал такой системы представляется в виде

$$\hat{\psi}(x) = \sum_{k=1}^m \int_{-\infty}^{+\infty} P_k(\tau) \xi_k(x-\tau) d\tau + \sum_{\substack{i,j=1,2,\dots,m \\ i \neq j}} \int_{-\infty}^{+\infty} P_{ij}(\tau) \xi_i(x-\tau) \xi_j(x-\tau) d\tau \quad (I)$$

Ошибку системы рассматриваем в виде

$$\varepsilon^* = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T [\varphi(x) - \hat{\varphi}(x)]^2 dx \quad (2)$$

где $\varphi(x) = \sum_{i=1}^M \varphi_i$ — желаемый выходной сигнал системы.

Для того, чтобы найти условия для импульсных характеристик $p_k(\tau)$ и $p_{ij}(\tau)$, при которых ошибка воспроизведения ε^* имела бы минимальное значение, сделаем следующие действия: подставим выражение для выходного сигнала (I) в (2), возведем полученное выражение в квадрат.

Для случайных стационарных процессов корреляционные функции и взаимные корреляционные функции выражаются формулами:

$$R_\varphi(0) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T}^T \varphi^2(x) dx,$$

$$R_{\xi_i \xi_j}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T}^T \xi_i(x) \cdot \xi_j(x-\tau) dx,$$

$$R_{\xi_i \varphi}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T}^T \xi_i(x) \varphi(x-\tau) dx. \quad (3)$$

Используя теорему Эйлера о минимизации функционалов, можно найти необходимые и достаточные условия минимума выражения (2), а именно:

$$\left\{ \begin{aligned} \sum_{k=1}^M \int_{-\infty}^{+\infty} p_k(\lambda) R_{\xi_k \xi_k}(\tau-\lambda) d\lambda + \sum_{i < j} \int_{-\infty}^{+\infty} p_{ij}(\lambda) R_{\xi_i \xi_j}(\tau-\lambda) d\lambda &= R_{\xi_k \varphi}(\tau), \\ \sum_{k=1}^M \int_{-\infty}^{+\infty} p_k(\lambda) R_{\xi_k \xi_m}(\tau-\lambda) d\lambda + \sum_{i < j} p_{ij}(\lambda) R_{\xi_i \xi_m}(\tau-\lambda) d\lambda &= R_{\xi_k \xi_m \varphi}(\tau). \end{aligned} \right.$$

$$\ell < m; \ell, m = 1, 2, \dots, M \quad (4)$$

Умножая левые и правые части уравнений (4) на $e^{-i\omega\tau}$ и интегрируя от $-\infty$ до $+\infty$, получим систему спектральных уравнений:

$$\left\{ \begin{aligned} \sum_{k=1}^M S_{p_k}(\omega) \cdot S_{\xi_k \xi_k}(\omega) + \sum_{i < j} S_{p_{ij}}(\omega) \cdot S_{\xi_i \xi_j}(\omega) &= S_{\xi_k \varphi}(\omega), \\ \sum_{k=1}^M S_{p_k}(\omega) \cdot S_{\xi_k \xi_m}(\omega) + \sum_{i < j} S_{p_{ij}}(\omega) \cdot S_{\xi_i \xi_m}(\omega) &= S_{\xi_k \xi_m \varphi}(\omega). \end{aligned} \right. \quad (5)$$

Решая систему (5) найдем спектры искоемых функций

$$S_{p_\nu}(\omega) = \frac{\sum (-i)^{s+\nu} \cdot S_{i_s \nu} \cdot \Delta_{s\nu}}{\Delta}, \quad (6)$$

где Δ - определитель системы (5).

$\rho_\nu = \rho_k$ при $\nu = 1, 2, \dots, M$ и $\rho_\nu = \rho_{ij}$ при $\nu > M, i < j$; $i, j = 1, 2, \dots, M$, $\xi_s = \xi_1, \xi_2, \dots, \xi_M$ при $s = 1, 2, \dots, M$, $\xi_s = \xi_i \cdot \xi_j$ при $s > M, i < j$; $i, j = 1, 2, \dots, M$.
 $\Delta_{s\nu}$ - алгебраический минор определителя, получающегося вычеркиванием s строки и ν столбца. Используя обратное преобразование Фурье, найдем:

$$p_\nu(\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} S_{p_\nu}(\omega) e^{i\omega\tau} d(\omega). \quad (7)$$

В том случае, если импульсные характеристики $p_\nu(\tau)$ удовлетворяют условиям (4), получим выражение для минимальной ошибки такой системы

$$\epsilon_{\min}^* = R_\nu(0) - \sum_{k=1}^M \int_{-\infty}^{+\infty} p_k(\tau) R_{i_k \nu}(\tau) d\tau - \sum_{i,j=1,2,\dots,M} \int_{-\infty}^{+\infty} p_{ij}(\tau) R_{i_i i_j \nu}(\tau) d\tau \quad (8)$$

Сравним этот результат с ошибкой решения для случая, когда корреляция между входными сигналами равна нулю [1, 2, 3].

Выражение для минимума ошибки воспроизведения входных сигналов для таких систем будет иметь вид:

$$\epsilon_{\min} = R_\nu(0) - \sum_{k=1}^M \int_{-\infty}^{+\infty} p_k(\tau) R_{i_k \nu}(\tau) d\tau. \quad (9)$$

Различие между ошибками воспроизведения для систем без взаимодействия входных воздействий и с взаимодействием заключается в следующем:

$$\epsilon_{\min} - \epsilon_{\min}^* = \sum_{i,j=1,2,\dots,M} \int_{-\infty}^{+\infty} p_{ij}(\tau) R_{i_i i_j \nu}(\tau) d\tau \quad (10)$$

Рассмотрим корректность постановки задачи оптимизации фильтра, т. е. существование, единственность и устойчивость решения системы (5).

Устойчивость решения в данном случае будем понимать в том смысле, что малым изменениям сигналов ξ_k и ξ_{ij} будут соответствовать малые изменения импульсных характеристик $P_k(x)$ и $D_{ij}(x)$. Для этого необходимо, чтобы матрица системы (5) была устойчивой [5]. Для характеристики матриц с точки зрения ее устойчивости используются различные количественные характеристики, а именно: оценка Адамара, N - число [5].

Существование и единственность решения гарантируется одним из требований обеспечения устойчивости матрицы - определитель матрицы не должен быть слишком мал. Изучение вопросов устойчивости было проведено на следующем простом примере системы без взаимодействия входных воздействий.

Пусть $q_1 = e^{-x^2}$ и $q_2 = x e^{-x^2}$ - входные сигналы некоторой системы, а выходной сигнал $\varphi = \cos x e^{-x^2}$. Составим систему (5). Она будет иметь вид:

$$x \pi e^{-\frac{1}{2}\omega^2} + y \left(-\frac{i\omega\pi}{2} e^{-\frac{1}{2}\omega^2}\right) = \pi e^{-\frac{1}{4}} \cdot e^{-\frac{1}{2}\omega^2} \operatorname{ch}\left(\frac{1}{2}\omega\right),$$

$$x \left(\frac{i\omega\pi}{2} e^{-\frac{1}{2}\omega^2}\right) + y \left(-\frac{\pi\omega^2}{4} e^{-\frac{1}{2}\omega^2}\right) = -\frac{i\omega\pi}{2} e^{-\frac{1}{4}} \cdot e^{-\frac{1}{2}\omega^2} \operatorname{ch}\left(\frac{1}{2}\omega\right).$$

(II)

где X и Y - искомые спектры импульсных характеристик системы. Так как X и Y , вообще говоря, комплексные функции, то система (II) равносильна системе четвертого порядка

$$\begin{cases} x + \tilde{y} \cdot \frac{\omega}{2} = e^{-\frac{1}{4}} \operatorname{ch} \frac{\omega}{2}, \\ \tilde{x} - y \cdot \frac{\omega}{2} = 0, \\ \frac{1}{2} x - \tilde{y} \frac{\omega}{4} = -\frac{1}{2} e^{-\frac{1}{4}} \operatorname{ch} \frac{\omega}{2}, \\ -\frac{1}{2} \tilde{x} - y \frac{\omega}{4} = 0, \end{cases}$$

(I2)

где x - действительная часть X , а \tilde{x} - мнимая часть X .

Определитель матрицы системы (I2) равен

$$D = \frac{\omega^4}{4c^2}; \quad c = \operatorname{ch} \frac{\omega}{2}.$$

Выражение для N - числа имеет вид:

$$N(A) = \frac{5\sqrt{2}}{2\omega} \left(1 + \frac{1}{4}\omega^2\right).$$

Из полученного значения для N -числа можно сделать следующие выводы, что при $\omega \rightarrow \infty$ и $\omega \rightarrow 0$ $N(A) \rightarrow \infty$, т. е. небольшим изменением коэффициентов матрицы системы (16) будут соответствовать большие изменения неизвестных. Значит матрица не будет обладать устойчивостью при достаточно больших и достаточно малых ω . Такой же вывод можно сделать и при изучении оценки Адамара, которая для данной матрицы равна

$$\frac{1}{4c^2} \left(1 + \frac{\omega^2}{4}\right)^2.$$

Из неравенств:

$$\frac{\omega^2}{4c^2} \ll \frac{1}{4c^2} \left(1 + \frac{\omega^2}{4}\right)^2,$$

$$\omega^2 \ll \left(1 + \frac{\omega^2}{4}\right)^2,$$

$$1 \ll \frac{1}{\omega^2} + \frac{1}{2} + \frac{\omega^2}{16},$$

следует, что при $\omega \rightarrow \infty$ и $\omega \rightarrow 0$ величина определителя значительно отличается от оценки Адамара.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вайнштейн Л.А., Зубков В.Д. Выделение сигналов на фоне случайных помех, М., "Советское радио", 1960.
2. Солодовников В.В. Статистическая динамика линейных систем автоматического управления, М., Физматгиз, 1960.
3. Меррием К.У. Теория оптимизации и расчет систем управления с обратной связью, М., "Мир", 1967.
4. Харкевич А.А. Спектры и анализ, М., Физматгиз, 1962.
5. Фадеев Д.К. Вычислительные методы линейной алгебры, М.-Л., Физматгиз, 1963.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ
С ПОМОЩЬЮ ЭКСТРАПОЛЯЦИИ

Способ расчета аномалий силы тяжести с помощью экстраполяции в нижнем полупространстве, включая и области, занятые возмущающими массами, изложен в ряде статей [3, 4]. Последнее обстоятельство приобретает ряд преимуществ по сравнению с аналитическим продолжением в горизонтальный слой, так как аналитическое продолжение практически возможно только до верхней кромки аномальных тел. К тому же, при расчетах гравитационного поля с помощью экстраполяции в нижнем полупространстве не накладывается никаких ограничений на распределение аномальных масс позволяет решить ряд задач интерпретации, решение которых обычными способами интерпретации затруднено. Рассмотрим это на примере интерпретации аномалий силы тяжести для пластов железистых кварцитов.

Условно охарактеризуем в общих чертах геолого-геофизическую обстановку. Железистые кварциты залегают в кристаллическом фундаменте преимущественно в виде крутопадающих пластов большого простирания на глубину. Вмещающими породами являются кристаллические сланцы, гранитгнейсы и мигматиты. Нередко в кристаллическом фундаменте появляются породы основного состава (преимущественно амфиболиты), которые сопровождают пласты железистых кварцитов и имеют также пластообразную форму. Кристаллических кварцитов и имеют также пластообразную форму. Кристаллические породы перекрыты толщей осадочных отложений мощностью порядка 0,05–0,7 км. Осадочные отложения залегают горизонтально и практически не создают локальных аномалий силы тяжести. Глубина залегания нижней кромки пластов железистых кварцитов

варьирует в широких пределах: от одного до 5-7 км. Горизонтальная мощность может достигать одного километра и более.

В плане железистые кварциты представляют протяженные полосы от нескольких километров до десятков километров, нередко выдержанные по мощности (можно считать классическим случаем двумерной задачи). Пласты железистых кварцитов могут быть одиночными, а иногда в виде нескольких полос, находящихся на некотором расстоянии друг от друга.

По данным лабораторных измерений плотности горных пород по керну из буровых скважин были получены следующие плотности: кристаллические сланцы — $2,72 \text{ г/см}^3$; гранитогнейсы и мигматиты — $2,68 \text{ г/см}^3$. Избыточная плотность амфиболитов колеблется в пределах $0,10-0,30 \text{ г/см}^3$, при обогащении магнетитом может быть и больше. Плотность железистых кварцитов варьирует в очень широких пределах и полностью зависит от содержания железа. Так, например, левый пласт железистых кварцитов имеет плотность порядка $3,10 \text{ г/см}^3$, а правый пласт — $3,55 \text{ г/см}^3$ /в правом пласте содержание железа более 35% (рис. 1).

Суммарное гравитационное поле над пластами железистых кварцитов обуславливается собственно самими железистыми кварцитами и глубинными факторами. Влияние глубинных факторов выражается в основном в виде регионального фона. Железистые кварциты создают локальные аномалии от $0,5-1,0 \text{ мГл}$ до первых десятков. Иногда проявляется влияние границы осадочный чехол — фундамент, если граница не горизонтальна, однако ее влияние незначительно: аномалии слабоинтенсивные (не более 2 мГл) и очень плавные, так что их можно учесть вместе с региональным фоном.

Сами локальные аномалии от железистых кварцитов могут быть как простыми, если аномалия создается одиночным пластом, так и сложными, если в разрезе присутствует несколько облегающих пластов (рис. 1 и 2). Кроме того, пласты железистых кварцитов нередко сопровождаются пластами амфиболитов, которые также имеют избыточную плотность по отношению к вмещающим породам. В этом случае локальная аномалия от железистых кварцитов и амфиболитов рассматривается как аномалия от одного пласта (рис. 3).

Перед гравиразведкой в этих условиях обычно стоит задача

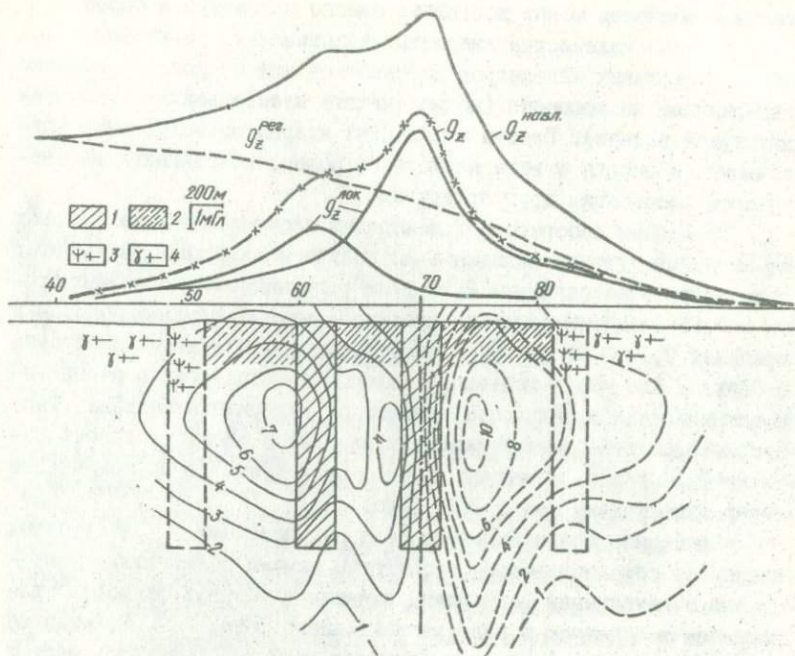


Рис. 1. Характер распределения гравитационного поля над пластами железистых кварцитов:

1 - железистые кварциты; 2 - кристаллические сланцы; 3 - амфиболиты; 4 - гранитоиднейсы и мигматиты.

определения основных параметров пластов железистых кварцитов (элементы залегания, глубина до нижней и верхней кромок, мощность, избыточная плотность и т. д.). Но чтобы решить поставленную задачу, нужно тщательно провести разделение суммарного гравитационного поля на локальные составляющие. Поэтому основное внимание уделим разделению полей.

В первую очередь избавимся от регионального фона. Выделение регионального фона в данных условиях производится сравнительно легко с помощью существующих способов [8]. Как правило, региональный фон проявляется в виде аномалии от глубокозалегающей ступени. На некотором удалении от локальных аномалий с обеих сторон региональный фон имеет один и тот же градиент изменения, и на этих же участках распространены одни и те же по-

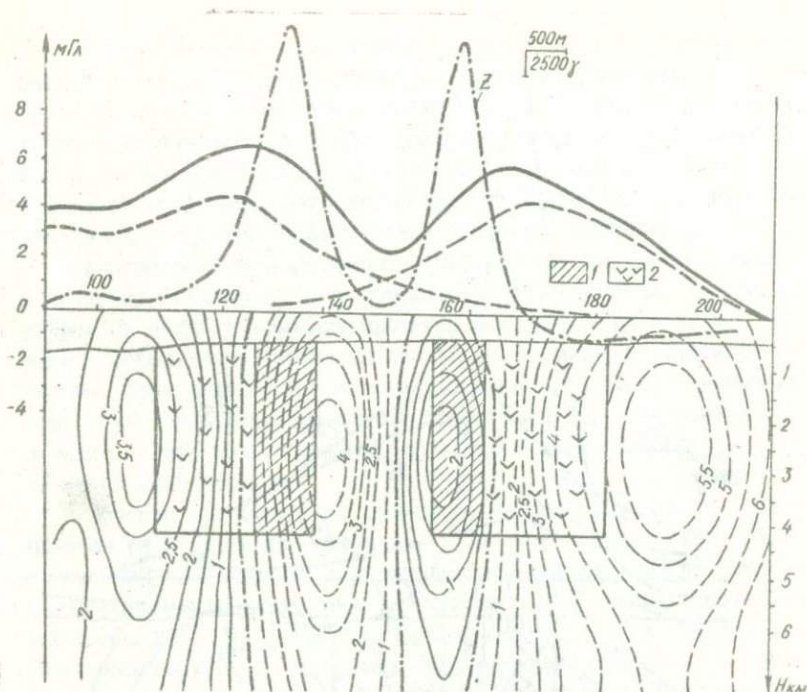


Рис. 2. Характер аномального поля силы тяжести над пластами железистых кварцитов, сопровождаемых пластами амфиболсодержащих пород:

1 - железистые кварциты; 2 - амфиболсодержащие породы

роды. Считая, что влияние локальных аномалий здесь практически равно нулю, то эти участки можно закрепить, принимая здесь изменение гравитационного поля за нормальный фон. Несмотря на некоторую общность изменения регионального фона в целом, в каждом конкретном случае задачу выполнения нормального фона нужно решать по-разному, с учетом геолого-геофизической обстановки. Для приводимых примеров (рис. 1 и 2) региональный фон снимался с помощью способа, основанного на экстраполяции аномалий силы тяжести [1]. Изменение регионального фона показано на рис. 1.

Однако, процесс разделения полей выделением нормального фона не заканчивается. Дело в том, что пласты железистых кварцитов редко бывают одиночными. Нередко железистые кварциты присутствуют в виде спаренных пластов (рис.

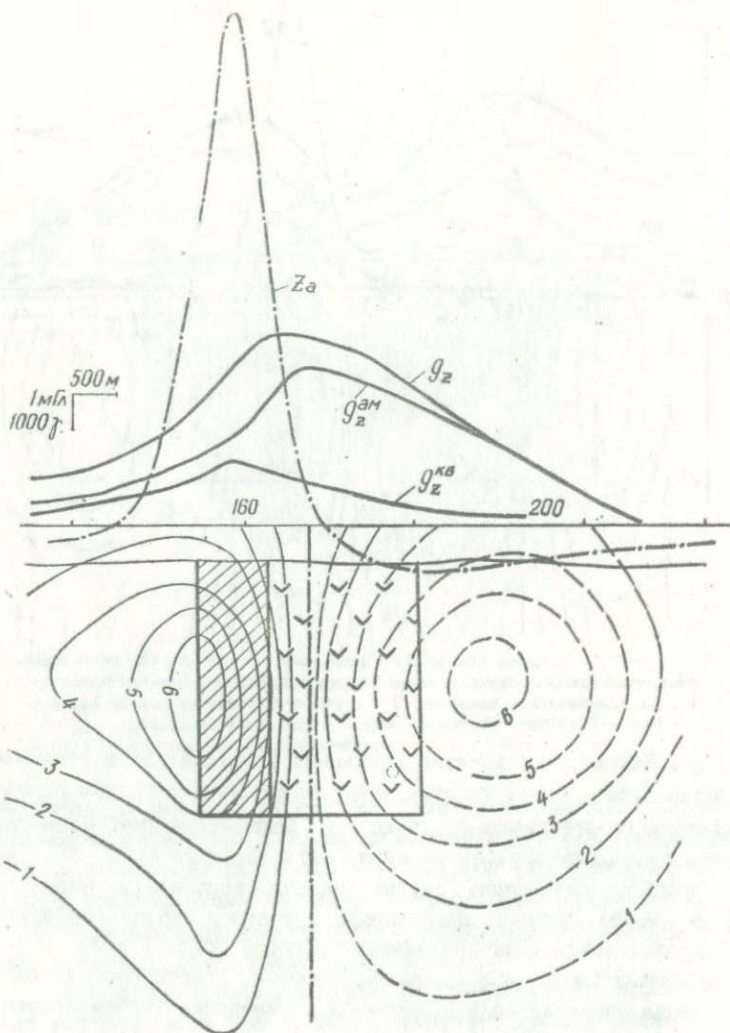


Рис. 3, Пример выделения локальных аномалий от пластов железистых кварцитов и амфиболитов:
 1 - железистые кварциты; 2 - амфиболсодержащие породы ρ_2

I и 2), которые оказывают взаимное влияние друг на друга. Иногда эти пласты могут сопровождаться пластами основных пород (преимущественно амфиболиты), которые еще больше усложняют гравитационное поле от пластов железистых кварцитов. Поэтому для более надежного определения параметров пластов железистых кварцитов, необходимо избавиться как от взаимного влияния пластов друг на друга, так и от влияния амфиболитов.

Рассмотрим вначале наиболее простой случай, когда пласты железистых кварцитов не сопровождаются амфиболитами. Пласты кварцитов создают аномалии примерно одинаковой амплитуды, ширины и формы, т. е. аномалии близки между собой по статистическим, спектральным и другим характеристикам. Такие аномалии невозможно разделить известными способами [8]. Следовательно, в таком случае нельзя надежно определить параметры пластов железистых кварцитов.

Возьмем распределение суммарной аномалии g_z от двух пластов на профиле наблюдения и вычислим распределение горизонтальной составляющей потенциала силы тяжести g_x в нижнем полупространстве, включая и области аномальных масс. Построим карту изолиний g_x в вертикальной плоскости xOz (рис. 1). Как видим из рис. 1, даже имея распределение g_x во всем нижнем полупространстве, можно получить лишь качественные и полуколичественные характеристики параметров пластов, т. е. задача разделения сложной аномалии на локальные остается и в этом случае. Однако, имея распределение g_x в нижнем полупространстве, можно разделить сложную аномалию от двух пластов на локальные. Разделение в такой ситуации производится с помощью способа, изложенного в [2]. Расстояние между пластами достаточно большое, и разделение полей в смысле точности вполне надежно. Результаты разделения представлены на рис. 1.

То же самое можно сделать и для геологического разреза, представленного на рис. 2. Но в этом случае выделение аномалии от пластов железистых кварцитов будет осложнено локальными аномалиями от примыкающих пластов амфиболитов. Но в данной ситуации исключить влияние амфиболитов с помощью способа [2], не представляется возможным, так как разделение поля можно провести для одной единственной точки над контактом между железистыми кварцитами и амфиболитами. Однако, указанный способ можно несколько видоизменить и решить задачу разделения слож-

ного поля на локальные составляющие для контактирующих пластов.

Такая задача решается при следующих условиях. Прежде всего должно быть известно положение контакта между железистыми кварцитами и амфиболитами. Положение контакта в конкретном случае легко находится по магнитным наблюдениям (амфиболиты практически немагнитны). Пласты должны иметь вертикальное или близкое к нему падение. Второе условие также выполняется. Отметим, что последнее условие не обязательно, так как эта задача решается и для наклонных пластов, но решение чрезвычайно громоздко. Так как в условиях примера чаще всего имеем дело с вертикальными пластами, поэтому накладываем это ограничение и получаем взамен сравнительно простое решение.

Теперь коротко остановимся на сути разделения сложных аномалий от контактирующих пластов амфиболитов и железистых кварцитов. По контакту между пластами проведем вертикальную ось Oz . На этой оси вычислим распределение горизонтальной составляющей g_x : на верхней полуоси с помощью аналитического продолжения, а на нижней с помощью экстраполяции. По полученному распределению g_x на вертикальной оси Oz проведем интегрирование по нижеприводимой формуле (1), а результат интегрирования обозначим через $\hat{g}_z(0, z)$

$$\hat{g}_z(0, z) = \frac{1}{z} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{g_x(0, z-3) dz}{z-3} \quad (1)$$

Так как суммарное значение g_x на контакте железистых кварцитов и амфиболитов равно разности их притяжений (рис. 3)

$$g_x(0, z) = g_x^{AM}(0, z) - g_x^{KB}(0, z), \quad (2)$$

то после подстановки в формулу (1) значений g_x из (2) в итоге получим значение \hat{g}_z , равное разности вертикальных составляющих от амфиболитов и железистых кварцитов

$$\hat{g}_z(0, z) = \hat{g}_z^{AM}(0, z) - \hat{g}_z^{KB}(0, z). \quad (3)$$

Если бы имелась скважина по контакту и удалось бы провести прямые измерения силы тяжести в скважине, то в результате получили бы сумму вертикальных составляющих

$$g_z(0, z) = g_z^{AM}(0, z) + g_z^{KB}(0, z). \quad (4)$$

Сравнивая формулы (3) и (4), видим, если известны величины g_z и \hat{g}_z , то можно найти значения силы тяжести отдельно для амфиболитов и железистых кварцитов

$$g_z^{KB}(0, z) = \frac{1}{2} [g_z(0, z) - \hat{g}_z(0, z)], \quad (5)$$

$$g_z^{AM}(0, z) = \frac{1}{2} [g_z(0, z) + \hat{g}_z(0, z)]. \quad (6)$$

Поскольку прямых измерений силы тяжести g_z не имеется, то попытаемся найти это распределение путем каких-либо трансформаций.

Этот вопрос решается следующим образом. У нас имеется распределение составляющей g_x в нижнем полупространстве. Возьмем распределение g_x на ряде горизонтальных профилей в нижнем полупространстве и по g_x вычислим вертикальную составляющую g_z . В горизонтальной полосе между профилем наблюдения и верхней кромкой аномального тела вычисленная составляющая g_z по распределению g_x будет совпадать с истинными значениями. Ниже пласта в результате таких же вычислений получим также значения g_z , совпадающие с истинными, но имеющие противоположный знак, что легко учесть. В горизонтальной полосе, образованной нижней и верхней кромками аномального тела, распределения силы тяжести g_z с помощью интегрирования составляющей g_x на горизонтальном профиле не получим. Составляющая g_x на профиле, проходящем через аномальные массы, равная сумме притяжений от верхних и нижних частей аномального тела, и поэтому при интегрировании получим вертикальную составляющую \hat{g}_z , равную сумме вертикальных составляющих от верхних и нижних частей аномального тела вместо полагающейся разности. Подробно о физическом смысле величины \hat{g}_z изложено в [3, 4]. Но распределение составляющей g_z в указанной полосе можно найти с помощью

интерполяции [5]. Действительно, распределение g_x можно получить на всей оси OZ , исключая только отрезок, который приходится на аномальное тело. Положение верхней и нижней кромок приближенно находится по распределению g_x , а если имеются данные по другим геофизическим методам или бурению, то привлекаются и эти данные. Как показало опробование на модельных примерах, значения g_z восстанавливаются с помощью интерполяции с необходимой точностью, если даже положение нижней и верхней кромок определено не совсем точно. Практически в интервале аномального тела значения силы тяжести меняются линейно и можно пользоваться линейной интерполяцией без существенной потери точности.

Теперь на вертикальном профиле OZ известны одновременно величины g_z и \hat{g}_z , следовательно, задача разделения аномалий силы тяжести от амфиболитов и железистых кварцитов решена. Но задача решена только для вертикального профиля OZ , а нам необходимо разделить сложную аномалию на профиле наблюдения. Для этого по распределению $g_z^{AM}(0, z)$ и $g_z^{KB}(0, z)$ на оси OZ сделаем аналитическое продолжение этих аномалий по горизонтальной оси Ox : аномалию $g_z^{AM}(0, z)$ в сторону от амфиболитов, а аномалию $g_z^{KB}(0, z)$ в сторону от железистых кварцитов. В итоге будем иметь на одной полуоси от железистых кварцитов, что вполне достаточно для полного разделения на профиле наблюдения. В качестве примера на рис. 3 представлены результаты разделения для правого тела рис. 2.

Укажем, что точность разделения изложенным способом удовлетворительна с практической точки зрения. Способ опробовался на многочисленных теоретических примерах и дал положительные результаты. Не останавливаясь на всех подробностях и математических выкладках, поскольку это будет опубликовано в соответствующей работе, отметим лишь основные моменты.

Значения g_z и \hat{g}_z , полученные с помощью описанных выше трансформаций на основе экстраполяции, содержат значительные ошибки. Как уже отмечалось ранее [2, 3, 4, 5], численные схемы экстраполяции далеко несовершенны, и сам процесс экстраполяции, пожалуй, из всех трансформаций наиболее устойчивый. Однако, эти ошибки не сильно сказываются на результатах разделения. Дело в том, что при аналитическом продолжении локальных аномалий по оси Ox используем значения этих аномалий на вер-

тикальной оси выше и ниже поверхности наблюдения. На верхней полуоси значения силы тяжести получаем с помощью аналитического продолжения, так что значения силы тяжести вверху можно считать практически точными. Основные ошибки содержатся на нижней полуоси, постепенно увеличиваясь с глубиной. Но при аналитическом продолжении по оси z эти ошибки умножаются на уменьшающиеся с глубиной коэффициенты численных схем, так как продолжение по оси oz по распределению силы тяжести на вертикальной оси oz равносильно аналитическому продолжению вверх. Так, что влияние ошибок, содержащихся в экстраполированных значениях g_z и \hat{g}_z , при аналитическом продолжении ослабляется до приемлемого. Кроме того, при расчетах происходит частичная компенсация ошибок.

Для получения экстраполированных значений g_z и \hat{g}_z использовались численные схемы из [4], а для аналитического продолжения — из [8].

После выделения локальных аномалий от пластов железистых кварцитов из наблюдаемого гравитационного поля можно уже приступить к определению параметров кварцитов. Видимо, нет необходимости останавливаться на методике интерпретации аномалий силы тяжести от пластобразных тел, о чем достаточно полно написано в [9], а на тех вопросах остановимся, которые при использовании известной методики решаются неуверенно. В частности, метод экстраполяции позволяет эффективно определять избыточную плотность и массу для пластов железистых кварцитов.

Возьмем локальные аномалии от пластов железистых кварцитов и вычислим распределение составляющих g_x и \bar{g}_z в нижнем полупространстве. На рис. 4 приводится пример таких расчетов для пласта железистых кварцитов, который расположен справа на рис. 1. Имея распределение g_x и \bar{g}_z , сравнительно легко определить избыточную массу. Для этой цели возьмем замкнутый контур ABCD (рис. 4), в который бы полностью входил пласт, и произведем интегрирование нормальной производной потенциала силы тяжести по этому контуру. А как известно [9], значение интеграла нормальной производной по замкнутому контуру, содержащему в себе аномальные массы, равно $4\pi f M$ (где f — гравитационная постоянная; M — избыточная масса). Контур выбран прямоугольным, так как на гранях AB и CD нормальная производная совпадает

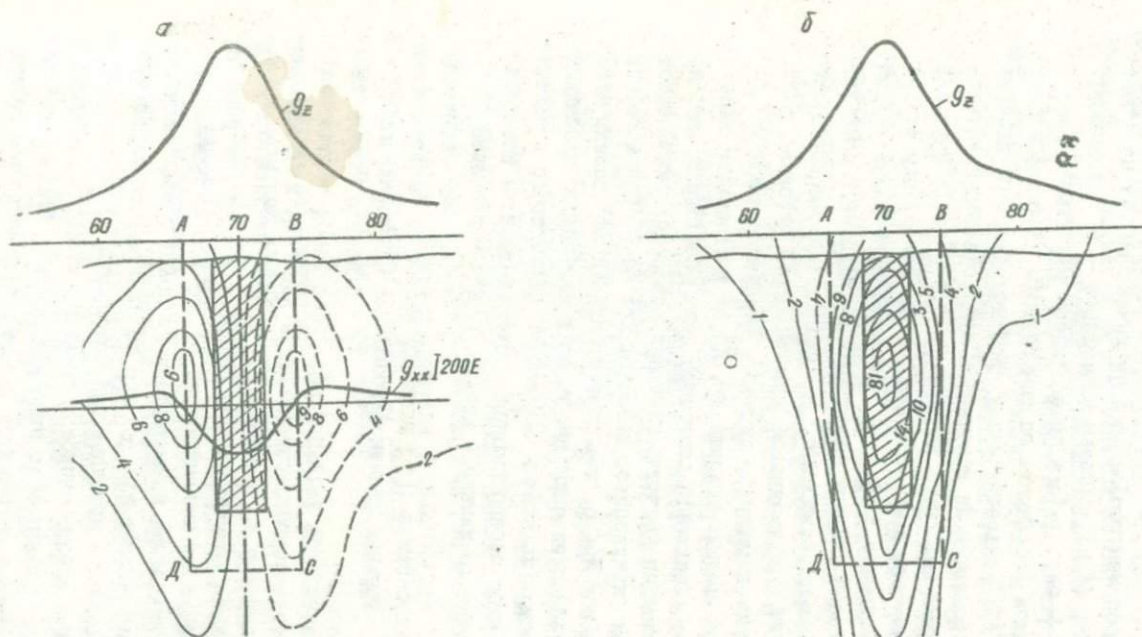


Рис. 4. Пример интерпретации локальных аномалий силы тяжести с помощью экстраполяции (А - распределение составляющей ; Б - распределение составляющей):

1 - железистые кварциты; 2 - кристаллические сланцы; 3 - амфиболиты; 4 - гранитогнейсы и мигматиты

ет с вертикальной составляющей g_z , а на боковых гранях (AD и BC) с горизонтальной составляющей g_x . В итоге получено $M = \sigma \cdot S = 50.464 \cdot 10^9$ г/см (где σ — избыточная плотность; S — площадь сечения пласта). По данным магниторазведки, бурения и лабораторных измерений плотности известны ширина пласта (320 м), положение верхней и нижней кромок (120 м и 2200 м) и избыточная плотность (0,83 г/см³). Прямое вычисление избыточной массы дает $53,6 \cdot 10^9$ г/см. Так, что имеем удовлетворительное совпадение избыточной массы, определенной с помощью экстраполяции, с независимым определением. Следует отметить, что ошибки экстраполяции мало сказываются на результате определения массы, так как экстраполированные значения g_x и g_z по сравнению с истинными сглажены, но значения интеграла от истинных кривых и сглаженных близки между собой.

По распределению g_x вычислим вторую производную g_{xx} . Производная g_{xx} внутри пласта, как известно [9], имеет форму прямоугольного импульса и равна $g_{xx} = 2\pi f \sigma$. Отсюда легко найти плотность. Поскольку g_{xx} при практических расчетах получается сглаженной (рис. 4, а), то для определения плотности нужно брать максимальные значения g_{xx} . В результате вычислены избыточные плотности для правого пласта с рис. 1 (0,86 г/см³), а также для левого пласта (0,41 г/см³). Меньшая плотность левого пласта объясняется наличием прослоев кристаллических сланцев среди железистых кварцитов. Как уже упоминалось выше плотность правого пласта по лабораторным данным 0,83 г/см³. Такое близкое совпадение, конечно, не является еще точностью предлагаемого способа, но указывает на то, что способ дает близкие значения плотности к истинным.

В итоге можно констатировать следующее: использование экстраполяции аномалий силы тяжести в нижнее полупространство позволяет эффективно решать задачи разделения сложных аномалий на локальные, а также более уверенно интерпретировать локальные аномалии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Ю.В. Расчет аномалий силы тяжести в области, занятой возмущающими массами. — В кн.: Прикладная геофизика, Вып. 7Р. М., "Недра", 1975.
2. Антонов Ю.В. К вопросу выделения регионального фона. — В кн.: Прикладная геофизика, Вып. 82, М., "Недра", 1976.
3. Антонов Ю.В. О решении некоторых задач магнитного и гравиметрического методов разведки с помощью экстраполяции. — В кн.: Решение математических задач геологии и геофизики Белоруссии, Минск, 1974, (БелНИГРИ).
4. Антонов Ю.В. Решение некоторых задач разведочной геофизики с помощью метода аналитического продолжения. — В кн.: Прикладная геофизика, Вып. 59, М., "Недра", 1970.
5. Антонов Ю.В. К вопросу разделения сложных магнитных и гравитационных аномалий. — В кн.: Прикладная геофизика, Вып. 76, М., "Недра", 1974.
6. Девичин В.М., Жаворонкии И.А. Использование метода аналитического продолжения потенциальных полей для поисков железных руд КМА. — В кн.: Разведочная геофизика, Вып. 14, М., "Недра", 1976.
7. Жаворонкии И.А., Страхов В.Н. Об интерпретации сложных магнитных аномалий Болгордского района КМА. — В кн.: Прикладная геофизика, Вып. 31, М., "Недра", 1961.
8. Каратаев Г.И., Сербуленко М.Г., Гусев Ю.М. Решение некоторых задач гравиразведки и магниторазведки на электронных цифровых машинах. — В кн.: Применение электронных цифровых машин при решении некоторых задач геофизики, Вып. 21, Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
9. Справочник геофизика, Т. 4, Гравиразведка, М., "Недра", 1968.

Б.Г. ДОЛЖАНСКИЙ, А.Ф. МАКАРЕНКО,
С.А. МЫЗГАЛЕВА

РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ ТРЕХМЕРНЫХ ТЕЛ
ПРОИЗВОЛЬНОГО ПОПЕРЕЧНОГО СЕЧЕНИЯ
С ПЕРЕМЕННОЙ ИЗБЫТОЧНОЙ ПЛОТНОСТЬЮ

Геологическое тело аппроксимируется горизонтальной, прямой, конечной, n -угольной призмой (Ω) с переменной избыточной плотностью в вертикальной плоскости разреза (рис. 1).

С целью исключения ошибок численного интегрирования (возрастающих с увеличением n) формулы расчета аномалий силы тяжести должны быть точными, т. е. выражены в элементарных функциях.

Решение в такой постановке задачи (в отличие от большинства предшествующих работ, например, [1, 2, 3] и др.) позволяет значительно увеличить и стабилизировать точность расчета аномалий силы тяжести от сложно построенных разрезов и способствует максимальной автоматизации ввода их в ЭВМ с помощью стандартного вводного устройства "Шифратор-2", сканирующего координаты x, z .

Необходимость в этом часто возникает и, особенно, в нефтяной геофизике в связи с малыми амплитудами аномалий (от структур в осадочном чехле) при решении не только прямых, но и обратных задач методом подбора.

Для расчета аномалий силы тяжести от прямой n -угольной призмы с переменной избыточной плотностью $\delta(x, z)$ необходимо вычислить до элементарных функций интеграл вида [5]:

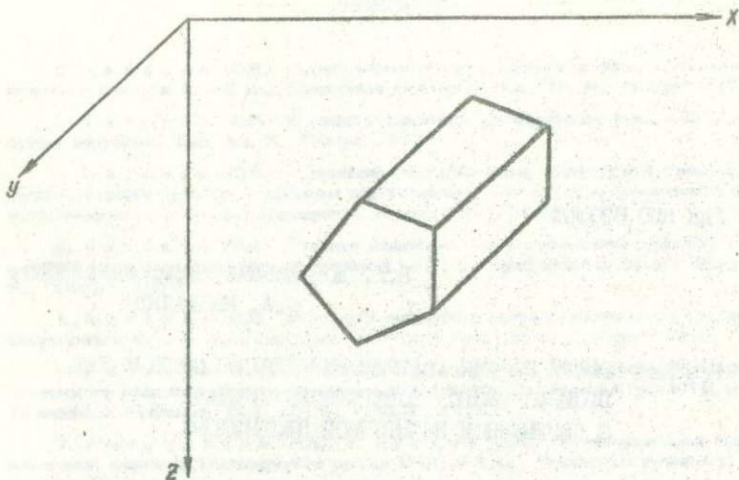


Рис. 1. Схема расположения тела

$$\Delta g(x_0, y_0, z_0) = \gamma \iiint_{\Omega} \frac{\sigma(x, y, z)(z - z_0) dx dy dz}{[(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2]^{3/2}}$$

(1)

где γ - гравитационная постоянная; x_0, y_0, z_0 - координаты расчетной точки (вне призмы); x, y, z - координаты призмы.

Переменная избыточная плотность выражается полиномом вида:

$$\sigma(x, z) = \sigma_0 + \sigma_1 x + \sigma_2 z + \sigma_3 xz + \sigma_4 z^2 + \sigma_5 xz^2 \quad (2)$$

учитывая изменение σ линейно по x, z и квадратично по z , что в большинстве случаев соответствует природным условиям.

Для упрощения вычислим интеграл (1) в начале координат:

$$\Delta g(0, 0, 0) = \gamma \iiint_{\Omega} \frac{(\sigma_0 + \sigma_1 x + \sigma_2 z + \sigma_3 xz + \sigma_4 z^2 + \sigma_5 xz^2) z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} dx dy dz \quad (3)$$

Чтобы найти (3) нам необходимо вычислить следующие интегралы:

$$I_0 = \iiint_{\Omega} \frac{z \, dx \, dy \, dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}, \quad (4)$$

$$I_1 = \iiint_{\Omega} \frac{xz \, dx \, dy \, dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}, \quad (5)$$

$$I_2 = \iiint_{\Omega} \frac{z^2 \, dx \, dy \, dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}, \quad (6)$$

$$I_3 = \iiint_{\Omega} \frac{xz^2 \, dx \, dy \, dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}, \quad (7)$$

$$I_4 = \iiint_{\Omega} \frac{z^3 \, dx \, dy \, dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}, \quad (8)$$

$$I_5 = \iiint_{\Omega} \frac{xz^3 \, dx \, dy \, dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}. \quad (9)$$

Так как призма параллельна оси Oy и конечна, то пределы по y конечны. И в силу того, что она прямая, то в сечении плоскостью при $y = 0$ будет n -угольник S (рис. 2). Поэтому можно представить:

$$I_0 = \iiint_{\Omega} \frac{z \, dx \, dy \, dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} = \iint_S z \, dx \, dz \int_{y_1}^{y_2} \frac{dy}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}.$$

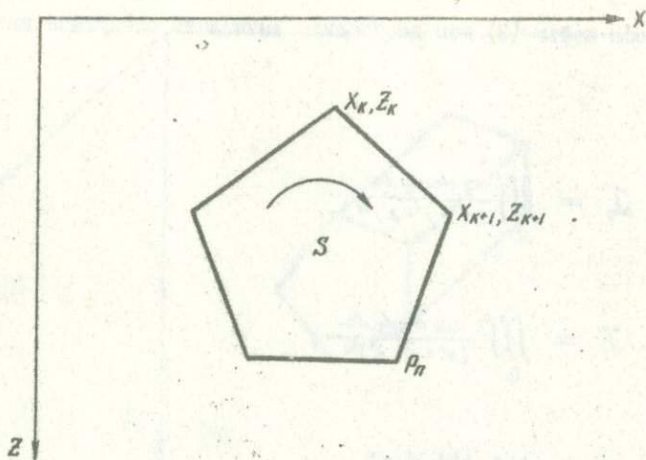


Рис. 2. Схема направления интегрирования

Для перехода от интеграла по площади S к интегралу по контуру P_n , ее ограничивающему, воспользуемся частным случаем формулы Грина:

$$\iint_S \frac{\partial P}{\partial z} dx dz = - \int_{P_n} P dx \quad (10)$$

и имея в виду, что

$$z = a_k x + b_k, \quad a_k = \frac{z_{k+1} - z_k}{x_{k+1} - x_k}, \quad b_k = \frac{x_{k+1} z_k - x_k z_{k+1}}{x_{k+1} - x_k}$$

При этом, делая обход контура P_n по часовой стрелке, получим:

$$\begin{aligned} \mathcal{J}_0 &= - \frac{1}{2} \int_{P_n} \ln \left| \frac{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2} - y}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2} + y} \right| \Bigg|_{y_1}^{y_2} dx = \\ &= - \frac{1}{2} \sum_{k=1}^n \int_{x_k}^{x_{k+1}} \ln \left| \frac{\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} - y}{\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} + y} \right| \Bigg|_{y_1}^{y_2} dx = \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
&= \sum_{k=1}^n \left[-\left(\frac{x}{2} + \frac{a_k b_k}{2(1+a_k^2)}\right) \ln \left| \frac{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} - y}{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} + y} \right| + \right. \\
&\quad + \frac{y}{\sqrt{1+a_k^2}} \ln \left| \sqrt{1+a_k^2} x + \frac{a_k b_k}{\sqrt{1+a_k^2}} + \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} \right| - \\
&\quad \left. - \frac{b_k}{1+a_k^2} \operatorname{arctg} \frac{y[(1+a_k^2)x + a_k b_k]}{b_k \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2}} \right].
\end{aligned} \tag{II}$$

Поступая аналогично, найдем и все остальные интегралы:

$$\begin{aligned}
\mathcal{J}_1 &= - \sum_{k=1}^n \int_{x_k}^{x_{k+1}} \frac{x}{2} \ln \left| \frac{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} - y}{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} + y} \right| \Big|_{y_1}^{y_2} dx = \\
&= \sum_{k=1}^n \left\{ \left[\frac{b_k^2(a_k^2-1)}{4(1+a_k^2)^2} - \frac{x^2}{4} \right] \ln \left| \frac{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} - y}{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} + y} \right| + \right. \\
&\quad + \frac{y \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2}}{2(1+a_k^2)} - \frac{y a_k b_k}{(1+a_k^2)^{3/2}} \ln \left| \sqrt{1+a_k^2} x + \frac{a_k b_k}{\sqrt{1+a_k^2}} + \right. \\
&\quad \left. \left. \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} \right| + \frac{a_k b_k^2}{(1+a_k^2)^2} \operatorname{arctg} \frac{y[(1+a_k^2)x + a_k b_k]}{b_k \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2}} \right\} \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_k}^{x_{k+1}}.
\end{aligned} \tag{I2}$$

$$\begin{aligned}
\mathcal{J}_2 &= \sum_{k=1}^n \left\{ \int_{x_k}^{x_{k+1}} \left[x \operatorname{arctg} \frac{y(a_k x + b_k)}{x\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2}} - \right. \right. \\
&\quad \left. \left. - y \ln |(a_k x + b_k) + \sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2}| \right] dx \right\} \Big|_{y_1}^{y_2} = \\
&= \sum_{k=1}^n \left\{ \frac{y a_k}{2(1+a_k^2)} \sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} - x y \ln |(a_k x + b_k) + \sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2}| - \right. \\
&\quad - \frac{y b_k a_k^2}{(1+a_k^2)^{3/2}} \ln \left| \sqrt{1+a_k^2} x + \frac{a_k b_k}{\sqrt{1+a_k^2}} + \sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} \right| + \\
&\quad + x y - y^2 \operatorname{arctg} \frac{x}{y} + \frac{y^2}{2} \operatorname{arctg} \frac{b_k x - y^2 a_k}{y \sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2}} + \\
&\quad + \frac{x^2}{2} \operatorname{arctg} \frac{y(a_k x + b_k)}{x \sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2}} + \\
&\quad + \frac{b_k^2 (a_k^2 - 1)}{2(1+a_k^2)^2} \operatorname{arctg} \frac{y[(1+a_k^2)x + a_k b_k]}{b_k \sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2}} - \\
&\quad \left. - \frac{a_k b_k^2}{2(1+a_k^2)^2} \ln \left| \frac{\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} - y}{\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} + y} \right| \right\} \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_k}^{x_{k+1}}.
\end{aligned}$$

(I3)

$$\begin{aligned}
\mathcal{J}_3 &= \sum_{k=1}^n \left\{ \int_{x_k}^{x_{k+1}} \left[\frac{x^2}{2} \ln \left| \frac{\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} - y}{\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} + y} \right| - \right. \right. \\
&\quad \left. \left. - y \sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} \right] dx \right\} \Big|_{y_1}^{y_2} =
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
&= \sum_{k=1}^n \left\{ \left[\frac{a_k b_k}{(1+a_k^2)^2} - \frac{(1+a_k^2)x + a_k b_k}{2(1+a_k^2)} - \frac{(1+a_k^2)x + a_k b_k}{6(1+a_k^2)^2} \right] y \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} - \right. \\
&\quad - y \ln \left| \sqrt{1+a_k^2} x + \frac{a_k b_k}{\sqrt{1+a_k^2}} + \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} \right| \cdot \left[\frac{y^2(1+a_k^2) + b_k^2}{2(1+a_k^2)^{3/2}} - \right. \\
&\quad \left. - \frac{y^2(1+a_k^2) + b_k^2}{6(1+a_k^2)^{5/2}} + \frac{b_k^2(3a_k^2-1)}{3(1+a_k^2)^{5/2}} \right] + \\
&\quad + \left[\frac{x^3}{6} - \frac{a_k b_k^3(3-a_k^2)}{6(1+a_k^2)^3} \right] \cdot \ln \left| \frac{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} - y}{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} + y} \right| + \\
&\quad + \frac{b_k^3(3a_k^2-1)}{3(1+a_k^2)^3} \operatorname{arctg} \frac{y[(1+a_k^2)x + a_k b_k]}{b_k \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2}} \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_k}^{x_{k+1}}
\end{aligned} \tag{15}$$

$$\begin{aligned}
\mathcal{J}_3 &= \sum_{k=1}^n \left\{ \int_{x_k}^{x_{k+1}} \left[x^2 \operatorname{arctg} \frac{y(a_k x+b_k)}{x \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2}} - \right. \right. \\
&\quad \left. \left. - xy \ln \left| (a_k x+b_k) + \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} \right| \right] dx \Big|_{y_1}^{y_2} = \right. \\
&= \sum_{k=1}^n \left\{ \frac{y x^2}{4} - \frac{y x^2}{2} \ln \left| (a_k x+b_k) + \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} \right| - \right. \\
&\quad - \frac{y^3}{4} \ln |x^2+y^2| + \frac{y b_k^2(1-3a_k^2) + y a_k [(1+a_k^2)x - a_k b_k]}{6(1+a_k^2)^2} \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} - \\
&\quad - \frac{y a_k [3b_k^2(2-a_k^2) - y^2 a_k^2 (1+a_k^2)]}{6(1+a_k^2)^{3/2}} \ln \left| x \sqrt{1+a_k^2} + \frac{a_k b_k}{\sqrt{1+a_k^2}} + \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} \right| + \\
&\quad + \frac{y^3}{12} \ln \left| \frac{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} - (a_k x+b_k)}{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} + (a_k x+b_k)} \right| + \frac{x^3}{3} \operatorname{arctg} \frac{y(a_k x+b_k)}{x \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2}} +
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + \frac{b_n^3(3a_n^2-1)}{6(1+a_n^2)^3} \ln \left| \frac{\sqrt{x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2}-y}{\sqrt{x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2}+y} \right| + \\
& + \frac{a_n b_n^3(3-a_n^2)}{3(1+a_n^2)^3} \operatorname{arctg} \frac{y[(1+a_n^2)x+a_n b_n]}{b_n \sqrt{x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2}} \Bigg|_{y_1}^{y_2} \Bigg|_{x_n}^{x_{n+1}}. \quad (I6)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
J_5 &= \sum_{k=1}^n \left\{ \int_{x_n}^{x_{n+1}} \left[\frac{x^3}{2} \ln \left| \frac{\sqrt{x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2}-y}{\sqrt{x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2}+y} \right| - xy \sqrt{x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2} \right] dx \right\} \Bigg|_{y_1}^{y_2} = \\
&= \sum_{k=1}^n \left\{ \sqrt{x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2} \cdot \left[\frac{y a_n b_n [(1+a_n^2)x+a_n b_n]}{2(1+a_n^2)^2} - \frac{y [x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2]}{3(1+a_n^2)} \right. \right. \\
&\quad - \frac{y [x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2]}{12(1+a_n^2)^2} - \frac{y [6a_n^2 b_n^2 - y^2(1+a_n^2) + 2b_n^2]}{4(1+a_n^2)^3} + \\
&\quad + \frac{y a_n b_n [(1+a_n^2)x+a_n b_n]}{2(1+a_n^2)^2} + \ln \left| x \sqrt{1+a_n^2} + \frac{a_n b_n}{\sqrt{1+a_n^2}} + \sqrt{x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2} \right| \cdot \\
&\quad \cdot \left[\frac{y a_n b_n [y^2(1+a_n^2)+b_n^2]}{2(1+a_n^2)^{3/2}} - \frac{y a_n b_n [y^2(1+a_n^2)+b_n^2] + 2y a_n b_n^3(1-a_n^2)}{2(1+a_n^2)^{3/2}} \right] + \\
&\quad + \left[\frac{x^4}{8} - \frac{b_n^4(1-6a_n^2+a_n^4)}{8(1+a_n^2)^4} \right] \ln \left| \frac{\sqrt{x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2}-y}{\sqrt{x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2}+y} \right| + \\
&\quad + \frac{a_n b_n^4(1+a_n^2)}{(1+a_n^2)^4} \operatorname{arctg} \frac{y[(1+a_n^2)x+a_n b_n]}{b_n \sqrt{x^2+y^2+(a_n x+b_n)^2}} \Bigg|_{y_1}^{y_2} \Bigg|_{x_n}^{x_{n+1}}.
\end{aligned}$$

Можно показать, что при суммировании во всех интегралах будут обращаться в нуль следующие выражения:

в интегралах:

$$\sum_{k=1}^n \left(-\frac{x}{2}\right) \ln \left| \frac{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} - y}{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} + y} \right| \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_0)$$

$$\sum_{k=1}^n \left(-\frac{x^2}{4}\right) \ln \left| \frac{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} - y}{\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2} + y} \right| \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_1)$$

$$\sum_{k=1}^n (-yx) \ln |(a_k x+b_k) + \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2}| \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_2)$$

$$\sum_{k=1}^n yx \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_2)$$

$$\sum_{k=1}^n (-y^2) \operatorname{arctg} \frac{x}{y} \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_2)$$

$$\sum_{k=1}^n \frac{x^2}{2} \operatorname{arctg} \frac{y(a_k x+b_k)}{x\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2}} \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_2)$$

$$\sum_{k=1}^n \frac{x^3}{3} \operatorname{arctg} \frac{y(a_k x+b_k)}{x\sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2}} \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_3)$$

$$\sum_{k=1}^n \left(-\frac{yx^2}{2}\right) \ln |(a_k x+b_k) + \sqrt{x^2+y^2+(a_k x+b_k)^2}| \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_3)$$

$$\sum_{k=1}^n \frac{y x^2}{4} \left| \frac{y_1}{y_1} \right|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_3)$$

$$\sum_{k=1}^n \left(-\frac{y^3}{4}\right) \ln |x^2 + y^2| \left| \frac{y_1}{y_1} \right|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_4)$$

$$\sum_{k=1}^n \frac{y^3}{12} \ln \left| \frac{\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} - (a_k x + b_k)}{\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} + (a_k x + b_k)} \right| \left| \frac{y_1}{y_1} \right|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_5)$$

$$\sum_{k=1}^n \frac{x^3}{6} \ln \left| \frac{\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} - y}{\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} + y} \right| \left| \frac{y_1}{y_1} \right|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_6)$$

$$\sum_{k=1}^n \frac{x^4}{8} \ln \left| \frac{\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} - y}{\sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2} + y} \right| \left| \frac{y_1}{y_1} \right|_{x_k}^{x_{k+1}} = 0, \quad (J_7)$$

Вводя упрощающие обозначения:

$$z = \sqrt{x^2 + y^2 + (a_k x + b_k)^2}, \quad A_k = 1 + a_k^2, \quad B_k = \sqrt{A_k}, \quad C_k = a_k b_k,$$

и учитывая предыдущее, получим искомое выражение:

$$\begin{aligned} \Delta g(0, 0, 0) = & \int \sum_{k=1}^n \left\{ \sigma_0 \left(-\frac{C_k}{2A_k} \ln \left| \frac{z-y}{z+y} \right| + \frac{y}{B_k} \ln |B_k x + \frac{C_k}{B_k} + z| \right. \right. \\ & - \frac{b_k}{A_k} \operatorname{arctg} \frac{y(A_k x + C_k)}{b_k z} \left. \right) + \sigma_1 \left(\frac{b_k^2 (A_k - 1)}{4A_k^2} \ln \left| \frac{z-y}{z+y} \right| \right. \\ & \left. \left. + \frac{y}{2A_k} z - \frac{y C_k}{A_k B_k} \ln |B_k x + \frac{C_k}{B_k} + z| + \frac{C_k b_k}{A_k^2} \operatorname{arctg} \frac{y(A_k x + C_k)}{b_k z} \right) \right\} \end{aligned}$$

$$+ \sigma_3 \left(\frac{y [b_K (1 - 3a_K^2) + a_K (A_K x + C_K)]}{6A_K^2} z - \frac{y a_K [3b_K^2 (z - a_K^2) - y^2 a_K^2 A_K]}{6A_K^2 B_K} \ln \left| B_K x + \frac{C_K}{B_K} + z \right| + \right.$$

$$\left. + \frac{b_K^3 (3a_K^2 - 1)}{6A_K^3} \ln \left| \frac{z - y}{z + y} \right| + \frac{C_K b_K^2 (3 - a_K^2)}{3A_K^3} \operatorname{arctg} \frac{y (A_K x + C_K)}{b_K z} \right) +$$

$$+ \sigma_4 \left(- \frac{y [C_K (2 - 3a_K^2) - A_K (4 + 3a_K^2) x]}{6A_K^2} z + \right.$$

$$\left. + \frac{y [y^2 A_K (2 + 3a_K^2) + 9C_K^2]}{6A_K^2 B_K} \ln \left| B_K x + \frac{C_K}{B_K} + z \right| - \right.$$

$$\left. - \frac{C_K b_K^2 (3 - a_K^2)}{6A_K^2} \ln \left| \frac{z - y}{z + y} \right| + \right.$$

$$\left. + \frac{b_K^3 (3a_K^2 - 1)}{3A_K^3} \operatorname{arctg} \frac{y (A_K x + C_K)}{b_K z} \right) +$$

$$+ \sigma_5 \left(- \frac{C_K b_K^3 (1 - a_K^2)}{A_K^4} \operatorname{arctg} \frac{y (A_K x + C_K)}{b_K z} - \right.$$

$$\left. - \frac{b_K^4 (1 - 6a_K^2 + a_K^4)}{8A_K^4} \ln \left| \frac{z - y}{z + y} \right| + \right.$$

$$\left. + \frac{y C_K [y^2 a_K^2 A_K + b_K^2 (3a_K^2 - 2)]}{2A_K^3 B_K} \ln \left| B_K x + \frac{C_K}{B_K} + z \right| + \right.$$

$$+ \frac{y \left[6C_k(2+a_k^2)(A_k x + C_k) - A_k^2 L^2(5+4a_k^2) - 18C_k^2 + 3y^2 A_k + 6C_k^2 \right] z}{12 A_k^2} \left. \vphantom{\frac{y \left[6C_k(2+a_k^2)(A_k x + C_k) - A_k^2 L^2(5+4a_k^2) - 18C_k^2 + 3y^2 A_k + 6C_k^2 \right] z}{12 A_k^2}} \right\} \begin{matrix} y_k \\ x_k \end{matrix} \quad (17)$$

Полученные формулы были подвергнуты численной проверке на ЭВМ (Минск-32) в сравнительном счете ΔQ от конечного прямо-угольного бруса (рис. 3), полиномиальное изменение плотности

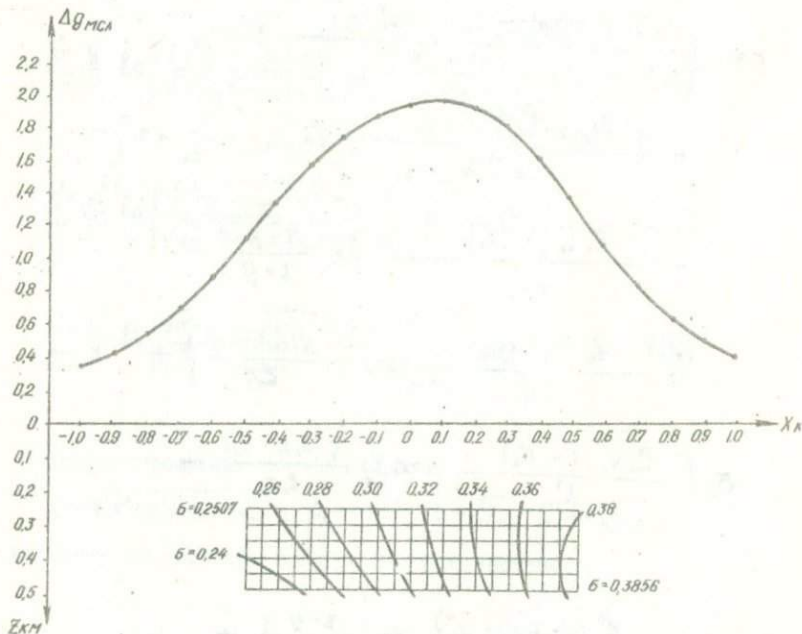


Рис. 3. Пример решения прямой задачи

в котором аппроксимировалось 100 брусками (с постоянной плотностью в каждом) для расчета по программе В.И. Старостенко [4], с одной стороны, и тем же полиномом (для всего бруса) при расчете по полученным формулам (ФОРТРАН, Минск-32) — с другой. Результаты счета приведены в таблице.

Сравнение значений Δg от бруса, рассчитанных на ЭВМ

x км	Δg_1 , в мГЛ, рассчитанные по программе В.И. Старостенко от 100 элементарных брусков при $y = +10$ км: $\sigma = 0,3025 + 0,1x + 0,1z + 0,1xz + 0,1z^2 - 0,2xz^2$, (x и z в км).	Δg_2 в мГЛ, рассчитанные по формулам ($J_0 \div J_2$) от того же бруса при том же законе σ	Разность $\Delta g_1 - \Delta g_2$
-1,0	+0,3754725	0.3752814+000	+0,0001911
-0,9	+0,4603049	0.4601215+000	+0,0001834
-0,8	+0,5734851	0.5731394+000	+0,0003457
-0,7	+0,7242143	0.7239196+000	+0,0002947
-0,6	+0,9185976	0.9181878+000	+0,0004598
-0,5	+1,148098	0.1147495+001	+0,000603
-0,4	+1,382210	0.1381636+001	+0,000574
-0,3	+1,587849	0.1587461+001	+0,000388
-0,2	+1,750067	0.1749511+001	+0,000556
-0,1	+1,866534	0.1866020+001	+0,000514
0	+1,936638	0.1935977+001	+0,000661
+0,1	+1,956447	0.1955670+001	+0,000777
+0,2	+1,917329	0.1916840+001	+0,000489
+0,3	+1,807370	0.1806857+001	+0,000513
+0,4	+1,618769	0.1618586+001	+0,000183
+0,5	+1,366073	0.1366091+001	-0,000018
+0,6	+1,097019	0.1096959+001	+0,000060
+0,7	+0,8609912	0.8608945+000	+0,000967
+0,8	+0,6760172	0.6760020+000	+0,000152
+0,9	+0,5372648	0.537162 +000	+0,000976
+1,0	+0,4339215	0.4338498+000	+0,000717

Расхождения связаны с приближенной аппроксимацией закона элементарными брусками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голиэдра Г.Я. Решение прямой задачи гравиразведки для вертикально-цилиндрических масс. — В кн.: Новые данные о геофизических исследованиях на Украине. Киев, "Наукова думка", 1974.

2. Зиненберг В.И., Киршин А.В., Аллахвердов О.Л. Решение на ЭВМ прямой задачи гравиметрии для случая аналитического задания закона изменения плотности пород с глубиной. — "Разведочная геофизика", 1972, № 3.

3. Нусидов Е. Расчет элементов гравитационного и магнитного полей для тел произвольной формы. — В кн.: Новые исследования в геологии, Вып. 3. Л., 1972. (ЛГИ).

4. Стеростенко В.И. Программа решения прямой задачи гравиметрии для V , V_x , V_{xx} , V_{xx} , V_{yz} и V_{zzz} в случае трехмерных тел. — В кн.: Методическое руководство и сборник программы для решения прямых задач гравиразведки для ЭВМ "Минск-32", Киев, "Наукова думка", 1971.

5. Шванк О.А., Люстих Е.Н. Интерпретация гравитационных наблюдений. М.-Л., Государственное изд-во нефтяной и горючотопливной лит-ры, 1947.

СПОСОБ РАСЧЕТА КИНЕМАТИЧЕСКИХ ПОПРАВОК
ПО МОДЕЛЯМ СРЕД С УЧЕТОМ ПРЕЛОМЛЕНИЯ
НА ГРАНИЦАХ РАЗДЕЛА В МЕТОДЕ ОГТ

Метод общей глубинной точки (ОГТ) занимает важное место среди других видов сейсмической разведки, являясь одним из основных средств повышения эффективности сейсморазведочных работ в нефтяной геологии. Он характеризуется применением больших расстояний взрыв-прибор и осложненными годографами от общей глубинной точки за счет влияния резко выраженных скоростных границ изучаемых разрезов.

Для повышения разрешающей способности метода ОГТ, влияющей на глубинность исследований и возможность подавления многократных отраженных волн, возникает необходимость применения закона Снеллиуса для вычисления положения путей сейсмических лучей и времени распространения волн вдоль них при больших расстояниях взрыв-прибор.

Различие в величине временной поправки за нормальное приращение времени вдоль годографа, вычисленной с учетом и без учета действительного хода сейсмических лучей, будет зависеть от степени дифференциации пластовых скоростей по разрезу. Проведенные исследования в условиях Припятской впадины показали, что при детальном прослеживании сейсмических лучей получаются приемлемые для интерпретации величины временных поправок за нормальное приращение времени вдоль годографа для расстояний взрыв-прибор, вдвое превышающих глубину до отражающего горизонта.

Описываемые в работе алгоритмы определения кинематических поправок базируются на исследовании двухслойных или многослойных сред с плоскими границами раздела и не учитывают горизонтальный градиент изменения скорости и коэффициент анизотропии.

Представляет интерес сам подход к решению поставленной задачи и математическая основа для разработки алгоритмов, а также реализация его на базе "Минск-32".

Предположим, что среда обладает вертикальным градиентом скорости, т. е.

$$V = V_0 (1 + \beta h)^{\frac{1}{2}} \quad (I)$$

где V — мгновенная скорость; V_0 — мгновенная скорость на дневной поверхности; h — глубина; β — коэффициент градиентности.

Тогда известным способом (I) выводятся уравнения, описывающие годограф в параметрической форме (параметром является начальный угол i_0). В случае указанной зависимости (I) они имеют вид:

$$x(i_0, h) = \frac{2}{\beta \sin^2 i_0} \left[\arcsin(\sqrt{1 + \beta h} \cdot \sin i_0) - i_0 + \sin i_0 (\cos i_0 - \sqrt{1 + \beta h} \cdot \sqrt{1 - (1 + \beta h) \sin^2 i_0}) \right],$$

$$t(i_0, h) = \frac{4}{\beta V_0 \sin i_0} \left[\arcsin(\sqrt{1 + \beta h} \cdot \sin i_0) - i_0 \right],$$

$$t_0(h) = \frac{4}{\beta V_0} \left[\sqrt{1 + \beta h} - 1 \right];$$

(2)

где $x(i_0, h)$ — удаление; $t(i_0, h)$ и $t_0(h)$ — наблюдаемое и вертикальное время соответственно (здесь и в дальнейшем время двойное. Как видно из (2) исключение параметра i_0 достаточно сложно, в силу этого уравнение годографа не может быть записано в явном виде.

Рассмотрим теперь двухслойную модель с указанной градиентностью в верхней толще и постоянной скоростью во втором

слое. Граница раздела предполагается параллельной дневной поверхности. Пусть H — мощность первого пласта. Тогда годограф в такой среде описывается соотношениями:

$$\begin{aligned} X(i_0, h) &= x(i_0, h), \quad T(i_0, h) = t(i_0, h), \quad T_0(h) = t_0(h), & h \leq H; \\ X(i_0, h) &= x(i_0, H) + \frac{2(h-H)v_2 \sin i_0}{\sqrt{v_0^2 - v_2^2 \sin^2 i_0}}, & h > H; \\ T(i_0, h) &= t(i_0, H) + \frac{2v_0(h-H)}{v_2 \sqrt{v_0^2 - v_2^2 \sin^2 i_0}}, & h > H; \\ T_0(h) &= t_0(h) + \frac{2(h-H)}{v_2}, & h > H; \end{aligned}$$

(3)

здесь $X(i_0, h)$ — удаление; v_2 — скорость во втором слое и т. д.

Так как h входит в (3) линейно при $h > H$, то во втором слое можно получить выражение для поправки через начальный угол i_0 . Действительно, пусть — заданное удаление, для которого рассчитывается поправка, т. е. $X = X(i_0, h)$. Тогда выразим из второго уравнения в (3) $h - H$ и подставим в третье и четвертое. После несложных преобразований получим:

$$\begin{aligned} \Delta T(i_0) &= T(i_0, h) - T_0(h) = t(i_0, H) - t_0(h) + \frac{X - x(i_0, H)}{v_2^2 \sin i_0} (v_0 - \sqrt{v_0^2 - v_2^2 \sin^2 i_0}), \\ T_0(i_0) &= t_0(h) + \frac{X - x(i_0, H)}{v_2^2 \sin i_0} \sqrt{v_0^2 - v_2^2 \sin^2 i_0}. \end{aligned}$$

(4)

Таким образом, мы получим формулы, необходимые для расчета поправок по двухслойной модели. Вывод аналогичных формул для многослойной модели с горизонтальными границами раздела

существенно не отличается от описанного выше. Поэтому мы приводим их ниже без обоснования.

Пусть $\{H_j, V_j\}$ $j = I, \dots, n$ — пластовые мощности и пластовые скорости соответственно (верхний слой, имеющий номер 0 и мощность H_0 предполагается градиентным). Тогда формулы для поправки и вертикального времени в K -ом слое ($I \leq K \leq n$) имеют вид:

$$DT_K(i_0) = t_{K-1}(i_0) - t_0^{K-1} + \frac{X - x_{K-1}(i_0)}{V_K^2 \sin i_0} (V_0 - \sqrt{V_0^2 - V_K^2 \sin^2 i_0}),$$

$$T_0^K(i_0) = t_0^{K-1} + \frac{X - x_{K-1}(i_0)}{V_K^2 \sin i_0} \sqrt{V_0^2 - V_K^2 \sin^2 i_0};$$

(5)

здесь

$$x_j(i_0) = x(i_0, H_0) + 2 \sum_{i=1}^j \frac{H_i V_i \sin i_0}{\sqrt{V_0^2 - V_i^2 \sin^2 i_0}},$$

$$t_j(i_0) = t(i_0, H_0) + 2 \sum_{i=1}^j \frac{V_0 H_i}{V_i \sqrt{V_0^2 - V_i^2 \sin^2 i_0}},$$

$$t_0^j = t_0(H_0) + 2 \sum_{i=1}^j \frac{H_i}{V_i}.$$

Полученные формулы позволили запрограммировать вычисление кинематических поправок по двухслойной и многослойной модели с учетом преломления на границе. Обе программы построены следующим образом: по параметрам модели и указанному набору каналов строится таблица поправок для каждого удаления в заданном интервале времен $[T_N, T_K]$ ($T_K > T_N > 0$), которая затем печатается на УПЧ. Структура таблицы такова: каждому значению поправки, меняющейся с шагом 0,002 с от начального значения (т.е. значения, соответствующего начальному времени) до (вообще го-

боя) нуля ставится в соответствие вертикальное время, соответствующее данной поправке.

Коротко остановимся на реализованных алгоритмах. Нетривиальным здесь является расчет поправок для фиксированного удаления; кроме того, так как принципиальной разницы между многослойной и двухслойной моделями нет, то в целях простоты достаточно рассмотреть последнюю.

После ввода параметров модели и заданного удаления по формуле

$$HN = \frac{(TN \cdot v_0 \cdot \beta + 4)^2 - 16}{16\beta}$$

(смотри третье уравнение в (2) производится расчет глубины, соответствующей времени TN . Если $HN < H$ (H - мощность первого слоя), то расчеты ведутся по первому слою, согласно Γ^0 . Если же $HN \geq H$, то работа начинается со второго слоя (2^0).

Γ^0 . По формуле

$$FGR = \arctg \frac{0.999}{\sqrt{0.001999 + \beta HN}}$$

производится расчет угла, при котором луч будет касаться глубины $h = H$. Затем при этом значении угла по формуле (2) рассчитывается $X_{\max} = x(FGR, HN)$. Если заданное X удаление $X > X_{\max}$, то для этого удаления рассчитать ход лучей нельзя. Поэтому HN увеличивается на глубину, соответствующую изменению начального времени TN на 0,002 с и описанная процедура продолжается до тех пор, пока не будет достигнуто неравенство $X < X_{\max}$. Если при этом окажется, что $HN > H$, то переходим к 2^0 .

После этого рассчитывается угол, при котором луч, вышедший из пункта взрыва и отразившись от границы на глубине H приходит в точку X ; т. е. мы ищем решение уравнения

$$X = x(i_0, HN)$$

или

$$X - x(i_0, HN) = 0.$$

Это уравнение решается методом Ньютона, который, как известно из (2), имеет высокую скорость сходимости. Угол i_0 ищется по следующей итерационной схеме

$$i_0^{(k+1)} = i_0^{(k)} + \frac{X - x(i_0^{(k)}, NN)}{x'(i_0^{(k)}, NN)}, \quad k=0, 1, \dots$$

здесь

$$x'(i_0, NN) = \frac{d}{di_0} x(i_0, NN).$$

Начальное приближение $i_0^{(0)}$ выбирается по формуле

$$i_0^{(0)} = \arctg\left(\frac{X}{2NN}\right)$$

итерация оканчивается, если невязка удовлетворяет оценке

$$|X - x(i_0^{(k)}, NN)| < 1.$$

Пусть i_0^N — найденное значение угла. Тогда по формуле находим

$$DTN = t(i_0^N, NN) - t_0(NN)$$

начальное значение поправки (см. (2)).

Обозначим $DT_i = DTN - 0,002 \cdot i$, $i=1, 2, \dots$. Дальнейшая задача состоит в отыскании времен, соответствующих значениям DT_i . Для этого необходимо решить систему уравнений

$$\begin{cases} x(i_0, h) - X = 0, \\ DT(i_0, h) - DT_i = 0. \end{cases}$$

(6)

относительно i_0 и h для $i=1, \dots$ здесь

$$DT(i_0, h) = t(i_0, h) - t_0(h).$$

Для решения этой системы применяется метод Ньютона (опять же из-за быстрой сходимости), т. е. организуется итерационный процесс.

$$i_0^{(k+1)} = i_0^{(k)} - DI(i_0^{(k)}, h^{(k)}) / D(i_0^{(k)}, h^{(k)}),$$

$$h^{(k+1)} = h^{(k)} - DH(i_0^{(k)}, h^{(k)}) / D(i_0^{(k)}, h^{(k)}), \quad k = 0, 1, \dots$$

здесь

$$DI(i_0, h) = [DT_i - DT(i_0, h)] \frac{\partial}{\partial h} x(i_0, h) - \frac{\partial}{\partial h} DT(i_0, h) [x(i_0, h) - X],$$

$$DH(i_0, h) = \frac{\partial}{\partial i_0} DT(i_0, h) [x(i_0, h) - X] - \frac{\partial}{\partial i_0} x(i_0, h) [DT(i_0, h) - DT_i],$$

$$D(i_0, h) = \frac{\partial}{\partial i_0} DT(i_0, h) \frac{\partial}{\partial h} x(i_0, h) - \frac{\partial}{\partial h} DT(i_0, h) \frac{\partial}{\partial i_0} x(i_0, h).$$

Начальное приближение выбирается по формулам:

при $i = I$

$$i_0^{(i)} = i_0^N,$$

$$h_0^{(i)} = h^N.$$

при $i > I$

$$i_0^{(i)} = 2 i_0^{(i-1)} - i_0^{(i-2)},$$

$$h_0^{(i)} = 2 h^{(i-1)} - h^{(i-2)}$$

(здесь $i_0^{(i)}$, $h^{(i)}$ — решение (6), что позволяет существенно ограничить количество итераций).

Признаком конца итерации служат оценки

$$|X - x(i_0^{(i)}, h^{(i)})| < \epsilon;$$

$$|DT_i - DT(i_0^{(i)}, h^{(i)})| < 0.001.$$

На каждом шаге итерации проверяется неравенство

$$\sin^2(i_0^{(k)}) (1 + \beta i_0^{(k)}) < 1,$$

которое связано с областью существования функции (2).

После нахождения решений $i_0^{(i)}$, $h^{(i)}$ находится значение времени

$$T_{0i} = t_0(h^{(i)})$$

соответствующее значению поправки ΔT_i . Если окажется, что $h^{(i)} > H$, то переходим к 2^0 .

2^0 . Во втором слое возникает ряд существенных трудностей на границе, связанных с резким скачком скоростей. Поэтому, если $V_0 < V_2$, то функция $\Delta T(i_0)$ (смотри (4)) не определена на границе, т. е. поправка терпит разрыв. Пусть

$$F_{MIN} = \arctg \frac{V_0}{\sqrt{V_2^2 - V_0^2}}$$

Если $i_0 < F_{MIN}$, то разрыва не возникает; если $i_0 > F_{MIN}$, то величина разрыва определяется по формуле

$$\Delta \Delta T = \Delta T_I - DTR,$$

где ΔT_I - значение поправки на границе сверху, и

$$DTR = \Delta T(F_{MIN} - \varepsilon),$$

где ε выбирается из условия

$$\left| \frac{X - x(F_{MIN} - \varepsilon, H)}{V_2^2 \sin i_0} \sqrt{V_0^2 - V_2^2 \sin^2(F_{MIN} - \varepsilon)} \right| < 0.001.$$

Расчеты во втором слое начинаются со значения $\Delta TN = \Delta T_I$, если нет разрыва и с $\Delta TN = DTR$ в противном случае.

Во втором слое, как видно из (4), достаточно решить уравнение

$$\Delta T_i = \Delta T(i_0).$$

Для его решения выбран метод секущих, так как применение

метода Ньютона связано с вычислением достаточно сложной производной. Итерационный процесс организуется по формулам

$$i_0^{(k+1)} = \frac{i_0^{(k)} (DT(i_0^{(k)}) - DT_i) - i_0^{(k-1)} (DT(i_0^{(k-1)}) - DT_i)}{DT(i_0^{(k)}) - DT(i_0^{(k-1)})}$$

и продолжается до тех пор, пока невязка

$$|DT_i - DT(i_0^{(k)})| < 0.001.$$

Соответствующее значение времен находится по формуле

$$T_{oi} = T_0(i_0^{(k)}).$$

Описанный алгоритм выполняется до тех пор, пока DT_i не окажется равным 0, или $T_{oi} > TK$. Затем производится переход к расчету поправок для следующего удаления. На основании полученных результатов формируется буферный массив, который по мере заполнения выводится на АЦПУ.

Предложенный способ показал большую эффективность при обработке сейсмических материалов МОГ на ЦВМ и аналоговых машинах и является основным при производственных работах. Наряду с повышением разрешающей способности метода ОГТ в условиях регистрации многократных волн данный способ позволил резко сократить затраты машинного времени на анализ (перебор) скоростей и коррекцию кинематических поправок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гурвич И.И., Сейсмическая разведка, М., "Недра", 1970.
2. Крылов В.И., Бобков В.В., Монастырский П.И. Вычислительные методы высшей математики, Т. 1, М., "Высшая школа", 1972.

ОПЕРЕЖАЮЩИЕ КОНТРОЛЬНЫЕ ФУНКЦИИ
ПРИ ВЫЧИСЛЕНИИ ЧИСЛОВЫХ РЯДОВ

Выражение вида:

$$KЧ(\tau_i) \equiv \frac{1}{q}(x + \kappa T) \bmod q, \quad (1)$$

где $KЧ(\tau_i) \equiv KЧ(\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n)$ и контрольные числа $\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n$ образуют периодическую последовательность, будем называть контрольным рядом.

Рассмотрим построение опережающего контрольного ряда при вычислении натурального ряда-арифметической прогрессии.

О п р е д е л е н и е. Последовательность чисел a_1, a_2, \dots, a_n (членов прогрессии), в которой каждое последующее число получается из предыдущего прибавлением определенного числа d (разности прогрессии). Если $d > 0$, прогрессия называется возрастающей, если $d < 0$ — убывающей.

Р а с ч е т н ы е ф о р м у л ы

$$a_n = a_1 \pm d(n-1) ; S_n = n(a_1 \pm a_n) \cdot 0,5 ; \quad (2, 3)$$

Пример. Дано: $a_1 = 1, d = 1$

Анализ графиков, изображенных на рис. 1, дает возможность утверждать: отражающая контрольная функция при вычислениях a_n — членов арифметической прогрессии является функцией периодической, вида:

$$KЧ(\tau_i) \equiv \frac{1}{q}(x + \kappa T) \bmod q, \quad (4)$$

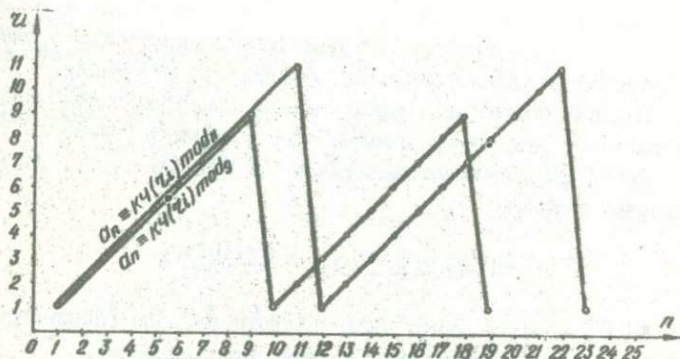


Рис. 1. График контрольных чисел

где z_i — контрольное число a_n — члена арифметической прогрессии; K — такое положительное число, при котором соблюдается равенство (I); T — период функции, когда при наименьшем положительном числе $K=I$ будет соблюдаться условие (I).

Период опережающей контрольной функции по модулю $q=9$ представляет из себя ряд из девяти контрольных чисел и принимает вид

$$\sum_{i=1}^9 KЧ(z_i) \bmod 9 = KЧ(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9) \quad (5)$$

и по модулю $q=11$ состоит из одиннадцати контрольных чисел и принимает вид

$$\sum_{i=1}^{11} KЧ(z_i) \bmod 11 = KЧ(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11) \quad (6)$$

В последующем ряду $KЧ(z_i) \bmod q$, при $q=I$ и $d=I$ будем называть: основной контрольный ряд.

Для получения множества производных контрольных рядов при решении арифметических прогрессий с различными значениями a , и d необходимо основной контрольный ряд представить в виде пандионального ассоциативного квадрата, состоящего из 9×9 клеток и заполненных контрольными числами 1, 2, ..., 9 так, что сумма контрольных чисел, расположенных в любом горизонтальном и вертикальном рядах, а также в любой пандиональной является константой, равной нулю.

Каждая пандиагональ, состоящая из девяти или одиннадцати чисел и будет представлять первый период производного числового контрольного ряда опережающей контрольной функции.

Порядок получения первого периода производного числового контрольного ряда можно показать на следующих примерах.

Любая диагональ пандиагонального квадрата (рис. 2) удовлетворяет условию

$$KЧ(\tau_i) \equiv \sum_{i=1}^9 (KЧz_i) \equiv KЧ(0),$$

где $K(\tau)$ – контрольное число полного периода (пандиагонали); $KЧ(z_i)$ – контрольные числа членов ряда (периода).

Выражение (4) читается следующим образом:

контрольное число целого периода равно сумме контрольных чисел членов периода, соответствует контрольному числу нуля и является величиной постоянной. Отсюда следует, что контрольное число последующих периодов

$$\sum_{i=1}^n KЧ(\tau_i) \equiv KЧ(0) - Const \quad (k=1, 2, \dots, n)$$

Сумма контрольных чисел целых периодов тоже равна нулю и является величиной постоянной.

Основной и производные ряды.

Примеры:

1. Дано: $a_1 = 1; d = 1.$

$$KЧ(\tau_1) \equiv KЧ \sum_{i=1}^9 (z_i) \equiv KЧ(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9) \equiv KЧ(0).$$

2. Дано: $a_1 = 3; d = 2.$

$$KЧ(\tau_1) \equiv KЧ \sum_{i=1}^9 (z_i) \equiv KЧ(3, 5, 7, 9, 2, 4, 6, 8, 1) \equiv KЧ(0).$$

3. Дано: $a_1 = 5; d = 3.$

$$KЧ(\tau_1) \equiv KЧ \sum_{i=1}^9 (z_i) \equiv KЧ(5, 8, 2, 5, 8, 2, 5, 8, 2) \equiv KЧ(0).$$

4. Дано: $a_1 = 4; d = 4.$

$$KЧ(\tau_1) \equiv KЧ \sum_{i=1}^9 (z_i) \equiv KЧ(4, 8, 3, 7, 2, 6, 1, 5, 9) \equiv KЧ(0).$$

$a_1=1$ $d=1$									
Основной ряд		1	1	1	1	1	1	1	1
$a_1=3$ $d=2$									
Производный ряд	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	3	3	3	3	3	3	3	3	3
	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	5	5	5	5	5	5	5	5	5
	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	7	7	7	7	7	7	7	7	7
	8	8	8	8	8	8	8	8	8
	9	9	9	9	9	9	9	9	9
	0								

Рис. 2. Пандиагональный ассоциативный квадрат контрольных чисел по $\text{mod } q=9$

5. Дано: $a_1 = 6, d = 5$.

$$KЧ(T_1) \equiv KЧ \sum_{i=1}^9 (\tau_i) \equiv KЧ(6, 2, 7, 3, 8, 4, 9, 5, 1) \equiv KЧ(0).$$

6. Дано: $a_1 = 3, d = 6$.

$$KЧ(T_1) \equiv KЧ \sum_{i=1}^9 (\tau_i) \equiv KЧ(3, 9, 6, 3, 9, 6, 3, 9, 6) \equiv KЧ(0).$$

7. Дано: $a_1 = 2, d = 7$.

$$KЧ(T_1) \equiv KЧ \sum_{i=1}^9 (\tau_i) \equiv KЧ(2, 4, 7, 5, 3, 1, 8, 6, 4) \equiv KЧ(0).$$

8. Дано: $a_1 = 5, d = 8$.

$$KЧ(T_1) \equiv KЧ \sum_{i=1}^9 (\tau_i) \equiv KЧ(5, 4, 3, 2, 1, 9, 3, 7, 6) \equiv KЧ(0).$$

9. Дано: $a_1 = 7, d = 9$.

$$KЧ(T_1) \equiv KЧ \sum_{i=1}^9 (\tau_i) \equiv KЧ(7) - \text{Const.}$$

10. Дано: $a_1 = 15$; $d = 17$.

$$KЧ(T_1) \equiv KЧ \sum_{i=1}^9 (\tau_i) \equiv KЧ(6, 5, 4, 3, 2, 1, 0, 8, 7) \equiv KЧ(0).$$

Численное решение примера (10)

$$a_{23} \equiv KЧ(a_9) \equiv KЧ(2).$$

$$a_{23} = 17(23-1) + 15 = 3755 \equiv KЧ(2).$$

$$a_{1856} \equiv KЧ(a_4) \equiv KЧ(5).$$

$$a_{1856} \equiv 17(1856-1) + 15 = 31550 \equiv KЧ(5).$$

На основании частных случаев можно перейти к общим выводам, используя метод математической индукции, в основе которого лежит следующий принцип.

Некоторое утверждение будет верно при любом натуральном в том случае, если оно верно:

1. при $n=1$;

2. при каком-либо произвольном значении $n = k$ ($k > 1$);

3. при $n = k+1$.

Пример 1. Дано $a_1 = 5$ и $d = 3$. Определить $KЧ(\tau_1)$, $KЧ(\tau_{27})$, $KЧ(\tau_{20})$. Первый период числового контрольного ряда опережающей контрольной функции будет иметь значения

$$KЧ(T_1) \equiv KЧ \sum (\tau_i) \equiv KЧ(5, 8, 2, 5, 8, 2, 5, 8, 2) \equiv KЧ(0).$$

Проверка

$$KЧ(\tau_1) \equiv KЧ(5)$$

$$a_1 = 3(1-1) + 5 = 5 \equiv KЧ(5)$$

$$KЧ(\tau_{27}) \equiv KЧ(\tau_3) \equiv KЧ(2); KЧ(\tau_{20}) \equiv KЧ(\tau_1) \equiv KЧ(5).$$

$$a_{27} = 3(27-1) + 5 = 83 \equiv KЧ(2); a_{20} = 3(20-1) + 5 = 64 \equiv KЧ(5).$$

68

Пример 2. Дано $a_1 = 15$, $d = 17$ и $k = 132$. Определить $KЧ(\tau_1)$, $KЧ(\tau_{132})$, $KЧ(\tau_{133})$.

$$KЧ(\tau_1) \equiv KЧ \sum_{i=1}^6 \tau_i \equiv KЧ(6, 5, 4, 3, 2, 1, 9, 8, 7) \equiv KЧ(10).$$

$$KЧ(\tau_1) \equiv KЧ(6); \quad \alpha_1 = 17(1-1) + 15 \equiv KЧ(6).$$

$$KЧ(\tau_{132}) \equiv KЧ(\tau_{132-17 \cdot 9}) \equiv KЧ(\tau_6) \equiv KЧ(4).$$

$$\alpha_{132} = 17(132-1) + 15 = 2242 \equiv KЧ(4).$$

$$KЧ(\tau_{133}) \equiv KЧ(\tau_7) \equiv KЧ(9).$$

$$\alpha_{133} = 17(133-1) + 15 = 2259 \equiv KЧ(9).$$

Совпадение контрольных чисел производного ряда, первого периода, опережающей контрольной функции с контрольными числами членов арифметической прогрессии означает, что условия математической индукции соблюдаются и поэтому ряд контрольных чисел $KЧ(\tau_i) \equiv KЧ(5, 8, 2, 5, 8, 2, 5, 8, 2)$ верен при любом натуральном значении числа n .

Аналогичные исследования опережающей контрольной функции можно произвести по модулю 11 .

Основной ряд контрольных чисел первого периода при $\alpha_1 = 1$ и $d = 1$ примет значения:

$$KЧ(\tau_i) \equiv KЧ(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11).$$

Для контроля вычислений множества арифметических прогрессий с различными значениями α_1 и d необходимо построить производные ряды, пользуясь пандиагональным ассоциативным квадратом по модулю 11

$\alpha_1 = 1, d = 1$	основной ряд	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
		2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
		3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
$\alpha_1 = 5, d = 3$	производный ряд	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
		5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
		6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
		7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
		8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
$\alpha_1 = 153, d = 11$	производный ряд	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
		10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
		11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

Основной ряд $KЧ(T_i) = KЧ(\sum \tau_i) = KЧ(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11) = KЧ(0)$.

Производные ряды:

1. Дано: $a_1 = 3$; $d = 2$; $k = 10$.

$$KЧ(T_i) = KЧ(\sum \tau_i) = KЧ(3, 5, 7, 9, 11, 2, 4, 6, 8, 10, 1) = KЧ(0)$$

$$KЧ(\tau_1) = KЧ(3); \quad a_1 = 2(1-1) + 3 = 3 = KЧ(3)$$

$$KЧ(\tau_{10}) = KЧ(10); \quad a_{10} = 2(10-1) + 3 = 21 = KЧ(10)$$

$$KЧ(\tau_{11}) = KЧ(1); \quad a_{11} = 2(11-1) + 3 = 23 = KЧ(1)$$

2. Дано: $a_1 = 5$; $d = 3$; $k = 5$.

$$KЧ(T_i) = KЧ(\sum \tau_i) = KЧ(5, 8, 11, 3, 6, 9, 1, 4, 7, 10, 2) = KЧ(0)$$

$$KЧ(\tau_5) = KЧ(6); \quad a_5 = 3(5-1) + 5 = 17 = KЧ(6)$$

$$KЧ(\tau_6) = KЧ(9); \quad a_6 = 3(6-1) + 5 = 20 = KЧ(9)$$

3. Дано: $a_1 = 23$; $d = 4$; $k = 9$.

$$KЧ(T_i) = KЧ(\sum \tau_i) = KЧ(1, 5, 9, 2, 6, 10, 3, 7, 11, 4, 8) = KЧ(0)$$

$$KЧ(\tau_9) = KЧ(11); \quad a_9 = 4(9-1) + 23 = 55 = KЧ(11)$$

$$KЧ(\tau_{10}) = KЧ(4); \quad a_{10} = 4(10-1) + 23 = 59 = KЧ(4)$$

4. Дано: $a_1 = 15$; $d = 5$; $k = 10$.

$$KЧ(T_i) = KЧ(\sum \tau_i) = KЧ(4, 9, 3, 8, 2, 7, 1, 6, 11, 5, 10) = KЧ(0)$$

$$KЧ(\tau_{10}) = KЧ(5); \quad a_{10} = 5(10-1) + 15 = 60 = KЧ(5)$$

$$KЧ(\tau_{11}) = KЧ(10); \quad a_{11} = 5(11-1) + 15 = 65 = KЧ(10)$$

5. Дано: $a_1 = 31$; $d = 10$; $k = 10$.

$$KЧ(T_1) = KЧ(\sum \tau_i) = KЧ(9, 8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1, 11, 10) = KЧ(0).$$

$$a_{10} = 10(10-1) + 31 = 121 = KЧ(11).$$

$$a_{11} = 10(11-1) + 31 = 131 = KЧ(10).$$

6. Дано: $a_1 = 153$; $d = 11$; $k = 10$.

$$KЧ(T_1) = KЧ(\sum \tau_i) = KЧ(10) = \text{Const.}$$

$$a_{10} = 11(10-1) + 153 = 252 = KЧ(10).$$

$$a_{11} = 11(11-1) + 153 = 263 = KЧ(10).$$

7. Дано: $a_1 = 23$; $d = 15$; $k = 17$.

$$KЧ(T_1) = KЧ(\sum \tau_i) = KЧ(1, 5, 9, 2, 6, 10, 3, 7, 11, 4, 8).$$

$$KЧ(\tau_n) = KЧ(\tau_{17-n}) = KЧ(\tau_4) = KЧ(10).$$

$$a_{17} = 15(17-1) + 23 = 263 = KЧ(10).$$

$$a_{18} = 15(18-1) + 23 = 278 = KЧ(5).$$

8. Дано: $a_1 = 0,78$; $d = 0,13$; $k = 27$.

$$KЧ(T_1) = KЧ(\sum \tau_i) = KЧ(1, 3, 5, 7, 9, 11, 2, 4, 6, 8, 10).$$

$$KЧ(\tau_n) = KЧ(\tau_{27-n_2}) = KЧ(\tau_2) = KЧ(9).$$

$$a_{27} = 0,13(27-1) + 0,78 = 4,16 = KЧ(9).$$

Совпадение контрольных чисел производного ряда, первого периода опережающей контрольной функции с контрольными числами членов арифметической прогрессии означает, что принцип математической индукции соблюдается и поэтому производный ряд контрольных чисел, спроектированный по заданным значениям a и d верен при любом натуральном значении числа n .

Исследования по контролю вычислений суммы членов арифметической прогрессии. Расчетная формула имеет вид:

$$S_n = (2a_1 + d(n-1)) \cdot n \cdot 0,5. \quad (I0)$$

Последовательность членов арифметической прогрессии $a=1$ и $d=1$ принимает значения:

$$\sum_{n=1}^9 a_n = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9$$

и последовательность основного ряда контрольных чисел опережающей контрольной функции будет иметь вид

$$KЧ(\tau_i) \bmod 9 = KЧ(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9).$$

Последовательная сумма девяти первых членов арифметической прогрессии будет иметь значения

$$\sum_{n=1}^9 (a_n) = (1, 3, 6, 10, 15, 21, 28, 36, 45)$$

и, соответственно, контрольные числа суммы членов арифметической прогрессии образуют ряд контрольных чисел первого периода

$$KЧ(\sum \tau_i) = KЧ(1, 3, 6, 10, 15, 21, 28, 36, 45) = KЧ(1) = KЧ(0). \quad (II)$$

При продолжении ряда (II) можно сделать заключение, что

$$KЧ(\tau_i) = KЧ(0) = Const.$$

Построение производных рядов контрольных чисел опережающей контрольной функции можно продемонстрировать на следующих примерах.

I. Дано: $a_1=3$ и $d=1$. Вычислить S_1, S_2, S_3 и проверить контрольными числами

$$KЧ(a_n) = KЧ(3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 1, 2)$$

$$KЧ(S_n) = \sum KЧ(a_n) = KЧ(3, 7, 3, 0, 7, 6, 6, 7, 0).$$

$$KЧ(T_1) = \sum KЧ(S_n) = \sum KЧ(3, 7, 3, 0, 7, 6, 6, 7, 0) = KЧ(3).$$

$$S_1 = KЧ(3); \quad S_4 = (2 \cdot 3 + 4(1-1)) \cdot 1 \cdot 0,5 = 3 = KЧ(3).$$

$$S_8 = KЧ(7); \quad S_8 = (2 \cdot 3 + 4(2-1)) \cdot 1 \cdot 0,5 = 52 = KЧ(7).$$

$$S_9 = KЧ(0); \quad S_9 = (2 \cdot 3 + 4(9-1)) \cdot 1 \cdot 0,5 = 63 = KЧ(0).$$

2. Дано: $a_1 = 3; \quad d = 2.$

$$KЧ(a_n) = KЧ(3, 5, 7, 9, 2, 4, 6, 8, 1); \quad KЧ(S_n) = KЧ(3, 8, 6, 6, 8, 3, 0, 8, 0).$$

$$S_1 = KЧ(3); \quad S_4 = (2 \cdot 3 + 2(1-1)) \cdot 1 \cdot 0,5 = 3 = KЧ(3).$$

$$S_8 = KЧ(8); \quad S_8 = (2 \cdot 3 + 2(8-1)) \cdot 1 \cdot 0,5 = 80 = KЧ(8).$$

3. Дано: $a_1 = 32; \quad d = 17.$

$$KЧ(a_n) = KЧ(5, 4, 3, 2, 1, 9, 8, 7, 6).$$

$$KЧ(S_n) = KЧ(5, 0, 3, 5, 6, 6, 5, 3, 0).$$

$$S_8 = KЧ(3); \quad S_8 = (2 \cdot 32 + 17(8-1)) \cdot 8 \cdot 0,5 = 732 = KЧ(3).$$

$$S_9 = KЧ(0); \quad S_9 = (2 \cdot 32 + 17(9-1)) \cdot 9 \cdot 0,5 = 900 = KЧ(0).$$

4. Дано: $a_1 = 134; \quad d = 107.$

$$KЧ(a_n) = KЧ(8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1, 0);$$

$$KЧ(S_n) = KЧ(8, 6, 3, 8, 3, 6, 8, 0, 0);$$

$$S_{123} = KЧ(123 - 9 \cdot 13) = KЧ(6);$$

$$S_{123} = (2 \cdot 134 + 107(123-1)) \cdot 123 \cdot 0,5 = 819303 = KЧ(6).$$

Совпадение контрольных чисел производного ряда с контрольными числами S_n членов арифметической прогрессии означает, что условия математической индукции соблюдаются при любом натуральном значении числа n .

Опережающая контрольная функция дает возможность контролировать натуральный ряд по участкам, в указанных границах.

Пример I. Дано $a_1=1$ и $d=1$

$$KЧ(a_n) \equiv KЧ(1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 0).$$

$$KЧ(S_n) \equiv KЧ(1, 3, 6, 1, 6, 3, 1, 0, 0).$$

Определить $\sum_{n=5}^{12} KЧ(S_n)$ и $\sum_{n=5}^{12} S_n$ и сравнить.

$$KЧ(S_n) \equiv KЧ(S_3) - KЧ(S_4) = KЧ(6-1) \equiv KЧ(5).$$

$$\sum_{n=5}^{12} S_n = (2 \cdot 1 + 1(12-1)) \cdot 12 \cdot 0,5 - (2 \cdot 1 + 1(8-1)) \cdot 4 \cdot 0,5 = 68 \equiv KЧ(5).$$

Опережающая контрольная функция при вычислении рядов (натуральных) с использованием арифметического действия — умножения.

Геометрическая прогрессия — числовая последовательность, каждый член которой, начиная со второго, равен предыдущему, умноженному на некоторое, постоянное число, отличное от нуля — знаменатель прогрессии.

Расчетные формулы

$$a_n = a_1 \cdot q^{n-1}; \quad S_n = a_1 (q^n - 1) / (q - 1). \quad (I2, I3)$$

Теоретическое обоснование.

1. При $a_1=1$, $n=1$ и $q \neq 1$ будет иметь

$$a_n = a_1 \cdot q^{n-1} = a_1$$

и контрольная опережающая функция примет вид

$$KЧ(a_n) \equiv KЧ(a_1) = Const \quad (I4)$$

2. При $a_1 \neq 1$, $n \neq 1$ и $q=1$ будет иметь

$$a_n = a_1 \cdot q^{n-1} = a_1$$

и контрольная функция снова примет вид

$$KЧ(a_n) \equiv KЧ(a_1) = Const. \quad (I5)$$

3. При $a_1 \neq 1$, $n \neq 1$ и $q \neq 1$ будет иметь

$$a_n = a_1 \cdot q_1^{n-1},$$

а в опережающей контрольной функции появится период и примет вид

$$\underset{n=1}{\overset{\kappa}{\text{КЧ}}}(a_n) \equiv \underset{n=1}{\overset{\kappa}{\text{КЧ}}}(a_1) \cdot \underset{n=2}{\overset{\kappa}{\text{КЧ}}}(q_1^{n-1}) \quad (\kappa = 6) \quad (I6)$$

Примеры. Дано $a_1 = 3$ и $q_1 = 5$. Определить a_1, a_2, a_3 и проверить контрольными числами.

$$\underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_1) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(3); \quad \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(q_1^{n-1}) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(1, 5, 7, 8, 4, 2).$$

Согласно (I6)

$$\begin{aligned} \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_n) &\equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_1) \cdot \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(q_1^{n-1}) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(3) \cdot \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(1, 5, 7, 8, 4, 2) = \\ &\equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(3, 6, 3, 6, 3, 6); \end{aligned} \quad (I7)$$

а

$$\underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(T_1) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(0).$$

Согласно (I7)

$$\underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_2) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_{2-1}) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_1) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(6).$$

$$a_2 = 3 \cdot 5^1 = 234375 \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(6).$$

$$\underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_3) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_{3-1}) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_1) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(3).$$

$$a_3 = 3 \cdot 5^2 = 1171875 \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(3).$$

2. Дано: $a_1 = 14$ и $q_1 = 2$. Определить a_{10}, a_{11} .

$$\underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_1) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(5); \quad \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(q_1^{n-1}) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(1, 2, 4, 8, 7, 5).$$

$$\underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_n) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(5) \cdot \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(1, 2, 4, 8, 7, 5) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(5, 1, 2, 4, 8, 7). -$$

$$\underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(T_1) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(0).$$

$$\underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_{10}) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_{10-1}) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_n) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(4).$$

$$a_{10} = 14 \cdot 2^9 = 7168 \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(4).$$

$$\underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_{11}) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_{11-1}) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(a_2) \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(8).$$

$$a_{11} = 14 \cdot 2^{10} = 14336 \equiv \underset{n=1}{\overset{6}{\text{КЧ}}}(8).$$

3. Дано $a_1=12$ и $q=5$. Определить a_4, a_5 .

$$KЧ(a_1) \equiv KЧ(3); \quad KЧ(a_1^{n-1}) \equiv KЧ(1,5,7,8,4,2).$$

$$KЧ(a_n) \equiv KЧ(3) \cdot KЧ(1,5,7,8,4,2) \equiv KЧ(3,6,3,6,3,6).$$

$$KЧ(a_4) \equiv KЧ(6); \quad a_4 = 12 \cdot 5^3 = 1500 \equiv KЧ(6).$$

$$KЧ(a_5) \equiv KЧ(3); \quad a_5 = 12 \cdot 5^4 = 7500 \equiv KЧ(3).$$

4. Дано $a_1=2$ и $q=0,5$. Определить a_7, a_{20} .

$$KЧ(a_1) \equiv KЧ(2); \quad KЧ(a_1^{n-1}) \equiv KЧ(1,5,7,8,4,2);$$

$$KЧ(a_n) \equiv KЧ(2,1,5,7,8,4).$$

$$KЧ(a_7) \equiv KЧ(a_7) \equiv KЧ(2); \quad a_7 = 2 \cdot 0,5^6 = 0,03125 \equiv KЧ(2).$$

$$KЧ(a_{20}) \equiv KЧ(a_{20}) \equiv KЧ(a_1) \equiv KЧ(1);$$

$$a_{20} = 2 \cdot 0,5^{19} = 3814697265625 \cdot 10^{-19} \equiv KЧ(1).$$

Контроль вычислений суммы геометрической прогрессии. Расчетная формула

$$\sum_{n=l}^k a_1(q^n-1)(q-1)^{-1}, \quad (I8)$$

$$\sum_{n=l}^k a_1(q^k-q^l)(q-1)^{-1}, \quad (I9)$$

где l, k - границы участка.

Примеры. Дано $a_1=4$ и $q=5$. Определить S_5, S_{20} .

$$KЧ(a_1) \equiv KЧ(4), \quad KЧ(a_1^{n-1}) \equiv KЧ(1,5,7,8,4,2),$$

$$KЧ(a_n) \equiv KЧ(4) \cdot KЧ(1,5,7,8,4,2) \equiv KЧ(4,2,1,5,7,8),$$

$$KЧ(S_n) \equiv \sum KЧ(a_n) \equiv KЧ(4,6,7,3,1,9).$$

$$KЧ(S_5) \equiv KЧ(1), \quad S_5 = 4(5^5-1)(5-1)^{-1} = 3124 \equiv KЧ(1).$$

$$KЧ(S_{20}) \equiv KЧ(S_{20-5}) \equiv KЧ(S_5) \equiv KЧ(1),$$

$$S_{20} = 4(5^{20}-1)(5-1)^{-1} = 95367431640624 \equiv KЧ(6).$$

С помощью опережающей контрольной функции можно осуществить контроль любого участка геометрической прогрессии в указанных границах, согласно (I9).

Примеры.

1. Дано $a_1=3$ и $q=2$. Найти контрольное число $\sum_{n=1}^{12} a_n$ и проверить результат.

$$KЧ(a_i) = KЧ(3), \quad KЧ(q^{n-1}) = KЧ(1, 2, 4, 8, 7, 5),$$

$$KЧ(a_n) = KЧ(3) \cdot KЧ(1, 2, 4, 8, 7, 5) = KЧ(3, 6, 3, 6, 3, 6),$$

$$KЧ(S_n) = \sum KЧ(a_n) = KЧ(3, 9, 3, 9, 3, 9),$$

$$\sum_{n=1}^{12} KЧ(S_n) = KЧ(9) - KЧ(9) = KЧ(0),$$

$$\sum_{n=1}^{12} a_n = a_1 (q^{12} - q^0) (q-1)^{-1} = 3(2^{12} - 2^0)(2-1)^{-1} = 12240 = KЧ(0).$$

2. Дано $a_1=5$ и $q=2$. Найти $\sum_{n=2}^7 a_n$ и проверить контрольным числом.

$$KЧ(a_1) = KЧ(5), \quad KЧ(q^{n-1}) = KЧ(1, 4, 7, 1, 4, 7),$$

$$KЧ(a_n) = KЧ(5) \cdot KЧ(1, 4, 7, 1, 4, 7) = KЧ(5, 2, 8, 5, 2, 8),$$

$$KЧ(S_n) = \sum KЧ(a_n) = KЧ(5, 7, 6, 2, 4, 3, 8, 1, 9),$$

$$\sum_{n=2}^7 KЧ(S_n) = KЧ(S_7 - S_1) = KЧ(8) - KЧ(7) = KЧ(1).$$

$$\sum_{n=2}^7 a_n = a_1 (q^7 - q^1) (q-1)^{-1} = 5(4^7 - 4^1)(2-1)^{-1} = 27280 = KЧ(1).$$

Из изложенного выше материала можно сделать следующие выводы.

1. Контроль вычислений натурального ряда по методу опережающей контрольной функции не требует ввода к каждому n -разрядному числу S еще m -дополнительных разрядов. Достаточно на весь ряд ввести только один период контрольных чисел от I до 9, II однозначных чисел и тем самым соблюсти основное требование к методам контроля, при котором обязательно $m \ll n$.

2. Опережающая контрольная функция составляет программистом по исходным данным, до начала вычислительного процесса и вводится в машину вместе с исходными данными.

3. Затрата времени на составление опережающей контрольной функции (ряда) составляет 3-5 минут.

4. Построение опережающего контрольного ряда можно запрограммировать.

5. Процесс контроля можно осуществлять программным или аппаратным способом (специальная приставка).

6. Контроль вычислений по методу опережающей контрольной функции исключает повторные просчеты, так как ошибка вычисления процесса выявляется в момент ее появления и происходит аварийный останов.

АЛГОРИТМ И ПРОГРАММА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦ
УЧАСТКОВ ПРОФИЛЯ С ЕДИНЫМ ЗАКОНОМ
КИНЕМАТИЧЕСКИХ ПОПРАВК

Эффективные скорости $V_{эф}$, определяемые по годографам ОГТ, как известно, обусловлены многими факторами, прежде всего слоистостью разреза и негоризонтальностью отражающих и преломляющих границ. Изменение вдоль профилей мощностей слоев, пластовых скоростей и углов наклона границ приводит к изменению $V_{эф}$, а следовательно, и кинематических поправок. При расчете последних (априорных и корректирующих) профили разбиваются на несколько участков, в пределах которых используется один скоростной закон. Разделение профилей на участки осуществляется на основе качественного анализа модели среды. Количественное решение подобной задачи, несомненно, будет способствовать повышению надежности выделения участков.

В качестве критерия, по которому будет производиться выделение участков, примем максимально допустимую погрешность вычисления кинематических поправок — $\sigma_{\Delta T}$. Часть профиля (в пределах ее кинематические поправки изменяются на величину не превышающую $2\sigma_{\Delta T}$) можно считать участком с единым законом кинематических поправок, который определяется для середины участка.

В качестве исходных данных будем использовать модель среды профиля. Во многих районах, изучаемых геологическими и гео-

физическими методами, такие модели могут быть построены с достаточно большим приближением к реальному строению площади. В частности, в Припятской впадине относительно хорошо изучено положение поверхности верхней соленосной толщи; в региональном плане известна структура галитовой подтолщи, а также межсолевых и подсолевых отложений. Следовательно, принципиальные модели среды могут быть сформированы практически на любой площади.

По заданной модели среды в ряде пикетов профиля (по положению границ разреза и значению пластовых скоростей) можно определить значения $T_0(i, j)$ — времени прихода отраженных волн и $V_{эф}(i, j)$ — эффективной скорости ОГТ, где i — номер границы, j — номер пикета профиля с заданными параметрами модели. Далее, полагая, что $V_{эф}$ между двумя ближайшими границами изменяется линейно, вычислим таблицу скоростей $V_{эф}(k, j)$ с постоянным шагом по T_0 , допустим, равным 0,1 с. Здесь k — номер сечения по T_0 , j — номер пикета профиля. Пользуясь данными $V_{эф}(k, j)$ для заданного максимального расстояния взрыв-прибор X_{max} , получим таблицу кинематических поправок $\Delta T(k, j)$. Предварительно необходимо осуществить численное моделирование процедуры мотинга, т. е. определить $X_{max}(k, j)$ с учетом заданных параметров мотинга. Когда вычисленные значения $X_{max}(k, j)$ будут превышать заданное максимальное расстояние взрыв-прибор, за $X_{max}(k, j)$ примем заданное значение X_{max} .

Затем определим разброс кинематических поправок вдоль профиля на каждом из сечений по T_0 . Найдем сечение, в пределах которого отмечено максимальное различие кинематических поправок вдоль профиля, и по нему — участки профиля, где кинематические поправки изменяются не более чем на $2\sigma_{\Delta T}$, далее — пикеты профиля, ближайшие к серединам выделенных участков (центральные пикеты). Скоростные законы $V_{эф}(T_0)$ или законы кинематических поправок $\Delta T(T_0)$, определенные для центральных пикетов, будут справедливы в целом для каждого из выделенных участков.

Если задать коэффициенты, показывающие во сколько раз больше (меньше) могут быть значения пластовых скоростей и углов наклона границ в связи с возможными ошибками в исходной модели, то для найденных центральных пикетов можно определить

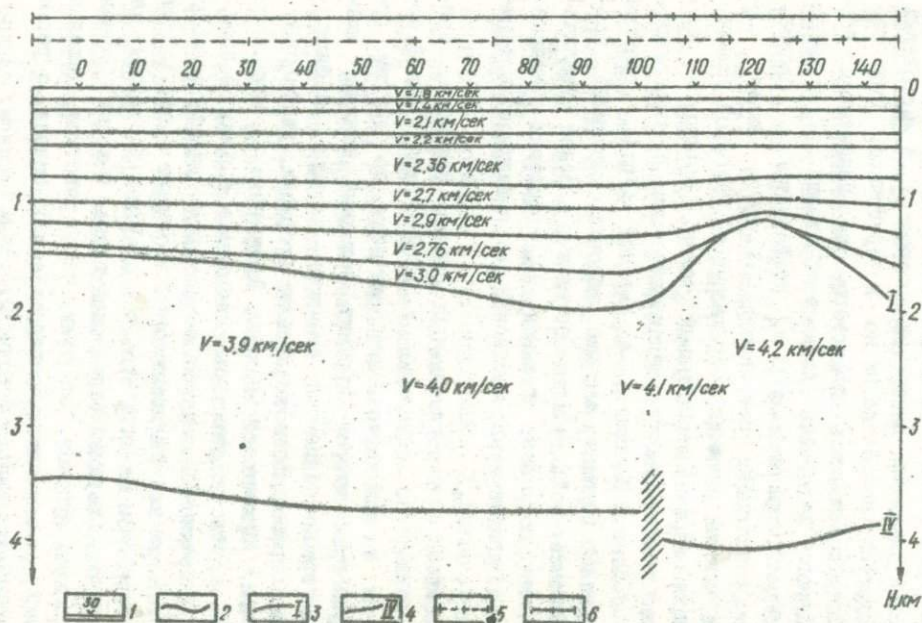
диапазон вероятных скоростных законов, необходимый при оптимизации процедуры коррекции кинематических поправок.

По данному алгоритму составлена программа ОМЗКП для ЭВМ "Минск-32". В ней предусмотрены два варианта задания параметров модели. В первом варианте с целью уменьшения затрат труда на подготовку исходных данных сведения о мощности слоев и пластовых скоростях в надсолевых отложениях задаются непосредственно в программе. Они получены путем аппроксимации свободного для Припятской впадины вертикального годографа надсолевой толщи при ее максимальной мощности, равной 3000 м, пятнадцатью слоями. Мощность отдельных слоев составляет 100-400 м. Число слоев на каждом пикете профиля определяется глубиной залегания поверхности верхней соленосной толщи. Границы в надсолевой толще предполагаются квазисогласными с поверхностью верхней соленосной толщи, а именно: первая граница (примерно, соответствующая подошве меловых отложений) принимается горизонтальной; наклон остальных границ увеличивается, так что последняя граница в надсолевых отложениях оказывается практически согласной с поверхностью верхней соленосной толщи.

Для профилей с несогласным положением границ в надсолевых отложениях по отношению к поверхности верхней соленосной толщи и для выполнения расчетов по другим регионам предусмотрен второй вариант исходных данных, когда параметры границ задаются на всех пикетах профиля.

Программа опробована на нескольких профилях, расположенных в южной части Припятской впадины. Полученные результаты показали, что количество участков, выделяемых с помощью программы ОМЗКП, в среднем в два раза меньше числа участков, полученных на основании качественного анализа модели среды. Это происходит в основном за счет отрезков профилей с пологим залеганием поверхности верхней соленосной толщи. В зонах резко выраженных соляных куполов, напротив, число участков, выделенных программой, больше чем непосредственно по модели, а размеры их соответственно меньше (рисунок).

Проведенное опробование программы ОМЗКП дает основание полагать, что ее применение будет способствовать, с одной сто-



Сейсмическая модель среды (профиль 27-24/75-76. Полесская геофизическая экспедиция):
 1 - пункты профиля; 2 - границы в надсолевой толще; 3 - поверхность верхней соленосной толщи;
 4 - поверхность подсолевых отложений; 5 - участки профиля с различными скоростными законами,
 выделенные качественно по модели среды; 6 - соответствующие участки, выделенные программой
 ОМЗКТ

роны, сокращению затрат машинного времени на процедуру коррекции кинематических поправок, а, с другой стороны, получению более качественного материала в областях крутых склонов соляных куполов за счет количественного определения числа и размеров участков профиля, с единым скоростным законом.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ОШИБОК В МОДЕЛИ СРЕДЫ
НА ТОЧНОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ
(НА ПРИМЕРЕ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ)

Модель среды осадочных отложений, принимаемая за основу при решении обратных задач сейсморазведки, как правило, является приближенным представлением реального разреза, содержащим некоторые погрешности. В частности, надолесевые отложения Припятской впадины, характеризующиеся увеличением скорости с глубиной, при сейсмических построениях заменяются пластом со средней скоростью, являющейся функцией глубины залегания поверхности верхней соленосной толщи. Кроме того, на каждой конкретной площади в связи с ограниченным числом материалов бурения или не вполне достаточной точностью определения скоростной характеристики среды по материалам сейсморазведки, возможны ошибки в принимаемых значениях скоростей и характере их латерального изменения, в глубинах промежуточных границ и углах их наклона. В связи с этим возникает необходимость оценки влияния различных ошибок в принятой модели среды на точность сейсмических построений.

Оценка осуществлялась путем решения прямой и обратной задач сейсморазведки и сопоставления полученных результатов с исходными данными. В качестве объекта исследований была взята модель среды Комаровичской площади (рис. 1). Поисковым горизонтом принята поверхность межослевых отложений (Ш), образующая локальный перегиб амплитудой 100 м; остальные границы являются промежуточными. Для заданной модели среды в точках,

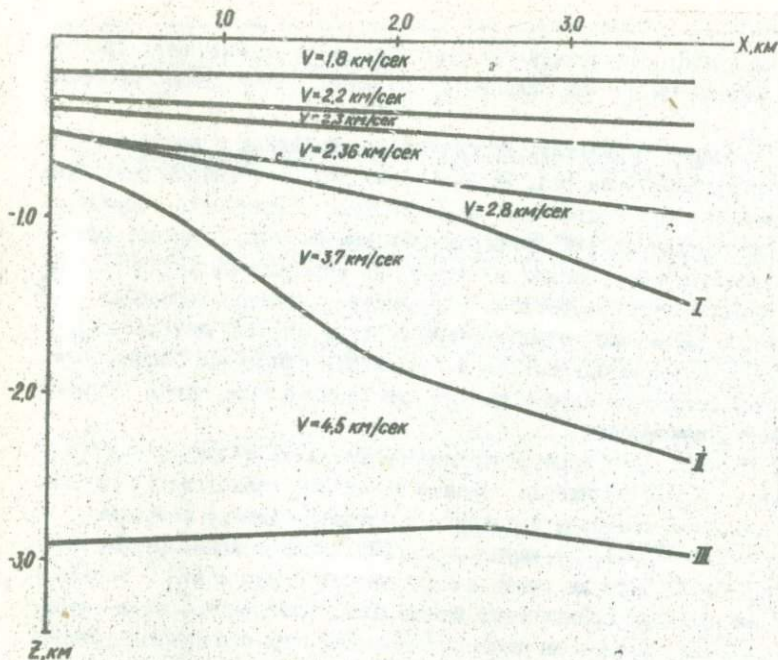


Рис. 1. Модель среды Комаровичской площади (поверхности):

1 - глинисто-галитовой подтощ; 2 - галитовой подтощ; 3 - межсолевых отложений

расположенных через 200 м, решалась прямая задача сейморазведки. По полученным временам отраженных волн от границы III определялись значения производной $\frac{dt_z}{dx}$. Затем в этих же точках решалась обратная задача, причем в модель среды вносились изменения, имитирующие ошибки исходных данных.

В частности, изменялись глубины залегания поверхностей глинисто-галитовой (I) и галитовой (II) подтощ, их пластовые скорости, средняя скорость в надсолевых отложениях и всей верхне-соленосной толщи. Диапазон изменений составил $\pm(2-20\%)$, что заведомо включает все возможные ошибки определения этих величин.

Решение обратной задачи осуществлялось для двух вариантов: а) учитывалось преломление сейсмических лучей на поверх-

ностях I и II; б) учитывалось преломление на поверхности I. Расчеты выполнены на ЭВМ "Минск-32" по составленной нами программе.

Основные результаты сопоставления исходных и расчетных данных приведены на рис. 2, 3 и 4. На рис. 2 показаны результаты расчетов при постоянной вдоль профиля погрешности определения параметров модели среды, составляющей $\pm 10\%$. Величина ошибки 10% , по-видимому, вполне возможна при определении глубин промежуточных границ. Скорости в большинстве случаев, вероятно, задаются с несколько меньшей погрешностью. Однако, интересно рассмотреть влияние одинаковых в процентном отношении ошибок определения различных параметров модели среды с тем, чтобы оценить степень значимости.

Из рис. 2, а видно, что при построениях с преломлением на границах I и II занижение глубины залегания поверхности глинисто-галитовой подтолщи приводит к соответствующему завышению (на 30-40 м или $1,0-1,2\%$) глубины залегания поискового отражающего горизонта III. В то же время амплитуда структуры и ее горизонтальные размеры практически изменились. Аналогично, но в меньшей степени, влияет на точность сейсмических построений ошибка в определении глубины залегания поверхности галитовой подтолщи.

Ошибки в определении скоростных параметров модели оказывают более существенное влияние. Так занижение средней скорости в надсолевых отложениях приводит как к более высокому положению межсолевого отражающего горизонта, так и к более высокому положению межсолевого отражающего горизонта, так и к некоторому изменению размеров структуры и ее местоположения на профиле. Если на исходном разрезе структура амплитудой 100 м располагается в пределах расстояний $x = (0,2-3,2)$ км, то по результатам сейсмических построений такой структуры такой амплитуды располагается в районе $x = (0,9-3,4)$ км, т. е. несколько изменились (уменьшились) размеры структуры и крутизна ее крыльев.

Аналогичным образом влияет занижение скорости в глинисто-галитовой подтолще, в то время как влияние ошибки в скорости галитовой подтолщи более значительно. Занижение ее скорости на 10% в данном примере приводит вообще к потере структуры по межсолевому отражающему горизонту (рис. 2, а, 5).

При построениях с преломлением сейсмических лучей только

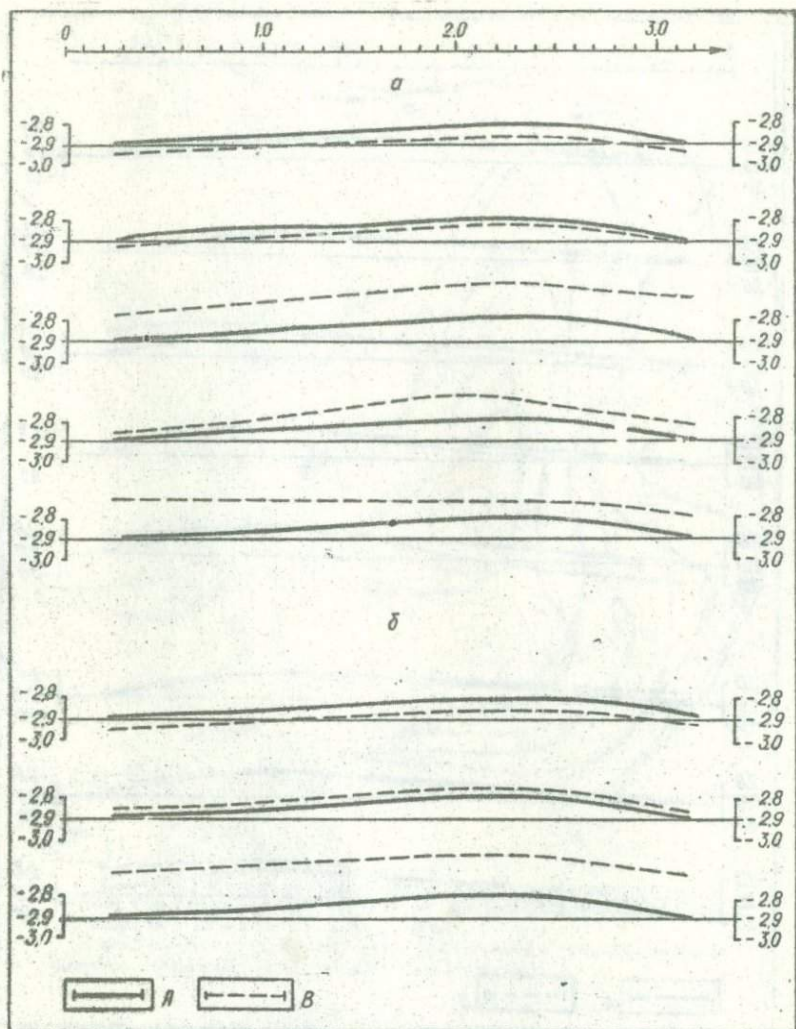


Рис. 2. Комаровичская площадь. Сопоставление истинного положения горизонта Ш с результатами построений при ошибках в модели среды до 10% (А - истинное положение горизонта Ш; В - результаты сейсмических построений):
 ошибки (при учете преломления сейсмических лучей на границах I и II):
 1 - в глубине горизонта I; 2 - в глубине горизонта II; 3 - в средней скорости надсолевых отложений; 4 - в скорости глинисто-галитовой подтолки; 5 - в скорости галитовой подтолки; 6 - в глубине поверхности I; 7 - в средней скорости надсолевых отложений; 8 - в среднеластовой скорости соленосной толши (при учете преломления сейсмических лучей только на границе I для 6, 7 и 8)

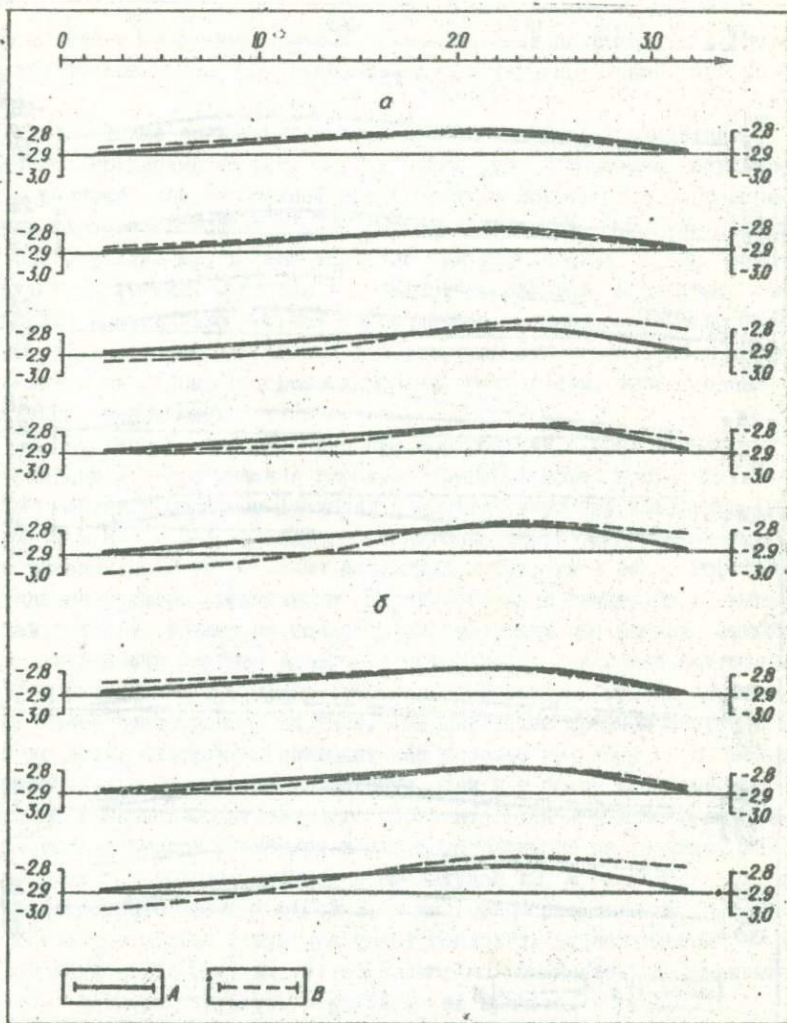


Рис. 3. Комаровичская площадь. Сопоставление истинного положения горизонта III с результатами построений при ошибках в модели среды, изменяющихся вдоль профиля от +5 до -5%.

Условные обозначения те же, что и на рис. 2

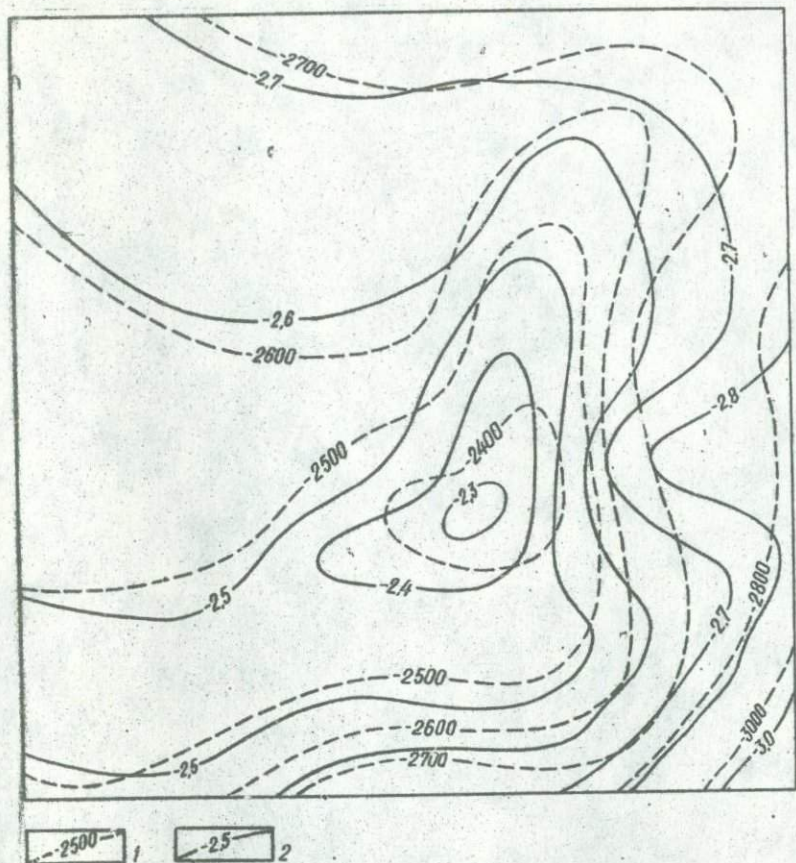


Рис. 4. Сопоставление структурных карт поверхности межселевых отложений Корневской площади, построенных при различных вариантах задания скорости в глинисто-галитовой подтолке:
 изохронсы горизонта III, полученные при скорости в глинисто-галитовой подтолке постоянной (1) и переменной (2) по площади

на границе I (скорость в толще соли вычислялась как среднее — пластовая из скоростей глинисто-галитовой и галитовой подтолки) влияние ошибки в глубине залегания поверхности верхней соленосной толщи такое же, как и при построениях с преломлением на границах I и II. Влияние ошибки в скорости надсолевых отложений меньше чем в первом случае. Занижение скорости в толще соли

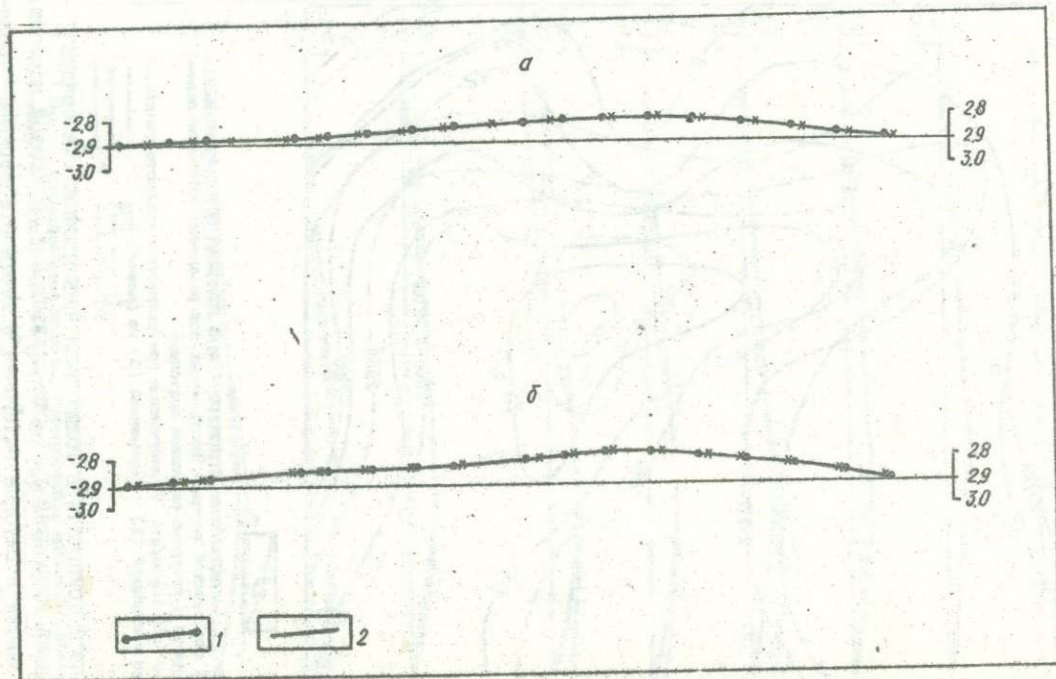


Рис. 5. Комаровичская площадь. Сопоставление истинного положения горизонта III с результатами построенной при учете искривления сейсмических лучей в надсолевых отложениях:
 1 - истинное положение отражающих точек; 2 - результаты решения обратной задачи (построения выполнены с преломлением: а - на границах I и II; б - на границе I)

приводит, в основном, к завышенному положению межсолевого отражающего горизонта в разрезе, в то время как размеру структуры, ее местоположение на профиле и амплитуда определяются достаточно правильно.

Влияние неверно установленных градиентов изменения параметров модели среды вдоль профиля отражено на рис. 3. Ошибка в градиентах моделировалась путем введения переменной по профилю погрешности (в данном примере от +5% в районе $x = 0$ до -5% на конце профиля). Из рис. 3 видно, что ошибки в глубине залегания поверхностей I и II в целом мало влияют на точность сейсмических построений, в то время как неправильное определение градиента изменения скоростных параметров среды по профилю приводит к заметным искажениям структурного плана межсолевого отражающего горизонта — изменилось местоположение свода структуры, ее амплитуда, наклон крыльев. Причем такие искажения получаются как при первом (учет преломления на границах I и II), так и при втором (учет преломления только на границе I) способах построения сейсмических разрезов.

Аналогичные результаты получены при решении обратной пространственной задачи сейсморазведки. На рис. 4 приведено сопоставление структурных карт поверхности межсолевых отложений, полученных на Корневской площади при использовании постоянной (3,8 км/с) и переменной по площади (3,7–3,9 км/с) скорости в глинисто-галитовой подтолще. Как видно из рис. 4, неучет изменения скорости по площади в пределах всего лишь около 3% приводит к заметному изменению конфигурации изогипс, наклона крыльев структуры, ее амплитуды.

Оценка влияния неучета искривления сейсмических лучей в надсолевой толще приведена на рис. 5, из которого видно, что сколько-нибудь заметных отклонений как в структуре поискового межсолевого горизонта, так и в глубине его залегания при этом не отмечается. Горизонтальные градиенты изменения скоростей в более глубоких отложениях верхне- и нижнесоленосных, межсолевых и подсолевых, как правило, в 3–10 раз меньше значения вертикального градиента нарастания скорости в надсолевой толще. В связи с этим естественно полагать, что неучет искривления сейсмических лучей, обусловленного изменением скоростей в горизонтальном направлении, также не будет влиять на точность сейсмических построений.

Выполненные исследования и приведенные выше примеры позволяют сделать следующие выводы:

1) ошибки в определении глубины залегания промежуточных границ в целом мало влияют на результаты сейсмических построений. Как правило, они приводят к появлению некоторой систематической погрешности определения положения целевого горизонта (горизонт располагается в разрезе выше или ниже своего истинного положения). Значительных изменений структуры поискового горизонта, т. е. амплитуды локальных поднятий, их горизонтальных размеров и местоположения на профиле, не происходит;

2) ошибки в принятом значении скорости в отдельных слоях приводят не только к систематическим погрешностям определения положения целевых границ, но и к некоторым искажениям их структурного плана. Наиболее сильно влияют ошибки задания скорости в галитовой подтолще в связи с резкими латеральными изменениями ее мощности.

3) неучет горизонтальных градиентов изменения скорости в отдельных слоях или ошибки в его определении всегда имеют следствием искажения структурного плана целевых горизонтов. Наиболее значительно такие изменения (искажения) проявляются в пределах малоамплитудных структур;

4) неучет искривления сейсмических лучей в градиентных слоях при величине градиентов изменения скорости, не превышающих 200–250 м/с на 1 км, практически не влияет на результаты сейсмических построений.

Установленные закономерности влияния ошибок в параметрах модели среды на точность сейсмических построений могут быть использованы как при выборе методики и технологии ручных способов построения сейсмических разрезов и карт, так и при создании алгоритмов и программ автоматического решения на ЭВМ обратных задач сейсморазведки.

ВЛИЯНИЕ ТОНКОСЛОИСТОСТИ МЕЖСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
НА ХАРАКТЕР СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ

В настоящее время все больше внимания уделяется изучению отраженных волн, образующихся в тонкослоистых средах, что позволяет более обоснованно выбрать оптимальные методы их прослеживания и интерпретации.

Материалы акустического каротажа, проведенного во многих скважинах Припятской впадины, показали, что отложения осадочного чехла в целом и, прежде всего, наиболее перспективные на нефть межсолевые отложения, являются тонкослоистыми в отношении распространения сейсмических волн. Картирование межсолевых отложений методом отраженных волн часто встречается с большими трудностями из-за сложности и изменчивости волнового поля по площади. Волновые поля значительно усложняются в тех областях, где вблизи поверхности межсолевых отложений в верхнесоленосной толще присутствуют прослой карбонатных или глинистых пород, характеризующиеся высокими коэффициентами отражения. В этих областях трудно произвести идентификацию отраженных волн, связанных с межсолевыми отложениями и с пластами в покрывающей соленосной толще. Поэтому представляет значительный практический интерес изучение динамических особенностей отраженных волн от тонкослоистых межсолевых отложений, что является физической основой дальнейшего совершенствования МОВ и ОИТ и повышения их геологической эффективности.

В соответствии с этими задачами исследований являлось изучение особенностей волновых полей, образующихся в тонкослоис-

той толще межсолевых отложений при изменении их внутренней структуры, условий возбуждения и расстояния от источника, а также основных особенностей волновых полей, образующихся в покрывающей верхнесоленосной толще мощностью до 300 м и их влияние на прослеживание отраженных волн от межсолевых отложений.

Решение поставленных задач осуществлялось на основе теоретических расчетов волновых полей в тонкослоистых средах при нормальном падении по программе [3] и при наклонном падении по программе СПОТ [4]. Анализировались динамические особенности однократных волн, образующихся в изучаемой тонкослоистой среде. Рассматривались удаления от источника 0-6 км. В качестве падающего сигнала были выбраны: реальный импульс прямой волны, зафиксированный при работах методом ВСЛ с $f_{np} = 35$ Гц, а также теоретические импульсы вида $f(t) = A_0 e^{pt} \sin \omega t$ с частотой 10, 20, 60 и 75 Гц. Длительность падающего импульса составляла 2,5 периода.

Особенности детальной скоростной характеристики межсолевых отложений. Межсолевые отложения северной части Припятской впадины относятся к карбонатному типу [2] и представлены в основном известняками и доломитами, с прослоями ангидритов, глин и мергелей. С сейсмической точки зрения происходит переслаивание пород с повышенной (известняки, доломиты и ангидриты) и пониженной (глины и мергели) скоростями, что находит свое отражение на графиках акустического каротажа $V(z)$. В целом межсолевые отложения являются тонкослоистой пачкой с повышенной скоростью, по сравнению с верхне- и нижнесоленосными отложениями, для которых характерны более низкие скорости.

Для количественной характеристики выдержанности межсолевых отложений (табл. I) по площади вычислялись в скользящем окне $\Delta z = 10, 20$ м величины среднеинтервальных скоростей $\bar{V}(z)$ и среднеквадратического отклонения $\sigma_V(z)$, а также коэффициенты корреляции между парами графиков $\bar{V}(z)$ и $\sigma_V(z)$. Проведенные исследования позволили выделить в разрезах межсолевых отложений детерминированную и случайную (некоррелирующуюся по площади тонких прослоев) компоненты. Детерминированные компоненты отчетливо выделяются по совокупности величин \bar{V} , $\sigma_V(z)$ и Z . Изменения величины $\sigma_V(z)$ для таких участков разреза составляют $\pm 0,3$ км/с, значения коэффициента корреляции нахо-

Таблица I

Основные статистики скоростной характеристики межсоловой толщи

Группа	Подгруппа	Площадь	Количество	Дисперсия скорости, км/с	Средне-пластовая скорость, км/с	Средне-квадратическое отклонение, км/с	погр.	мс
							м.с	подст.
I	-	Моисеевская	I	2,7	5,7	0,49	0,79	1,32
		Чернинская	2					
		Вишанская	2	2,4+33	5,4+6,1	0,39+0,62	0,83+0,74	1,25+1,42
		Северо-Калиновская	2					
		Кнышевичская	I					
II	I	Сосновская	3					
		Давыдовская	3					
	II	Южно-Вишанская	5	3,4	5,2	0,69	0,87	1,21
		Мормовичская	I	3,0+4,3	5,0+5,4	0,66+0,79	0,90+0,83	1,16+1,26
III	Северо-Домановская	3	3,2	5,15	0,70	0,87	1,21	
	Речичкая	I	3,1+3,3	5,1+5,2	0,66+0,73	0,88+0,87	1,22+1,21	
III	Северо-Домановичская	I	2,25	5,0	0,46	0,91	1,23	
	Северо-Домановичская	I	2,0+2,5	5,0+5,0	0,43+0,49	0,91+0,92	1,22+1,25	

Примечание. В числителе приведены средние значения параметров, в знаменателе - пределы их изменения.

дятся в пределах 0,5–0,6. Поскольку не представилась возможность выбрать некоторый детерминированный закон $V(z)$, определяющий достаточно общие особенности волнового поля, были рассмотрены статистические параметры дальномерной скоростной характеристики межсолевых отложений при шаге определения скоростей по материалам А', равным 1 м.

Характеристиками изменчивости структуры межсолевых отложений служат такие статистики, как среднепластовая скорость ($V_{пл}$), среднеквадратическое отклонение (σ), величина дисперсии скорости. По величинам этих статистик, обусловленных макро- и микро неоднородностями разрезов, а также по характеру изменения $V(z)$ с глубиной исследованные тридцать скважин подразделяются на две группы (табл. 1).

Для первой из них характерны высокие значения среднепластовой скорости (как правило, более 5,5 км/с), небольшие дисперсия и среднеквадратическое отклонение. Кривые $V(z)$ характеризуются, в основном, монотонным изменением скорости с глубиной. Коэффициенты корреляции для среднеинтервальных скоростей достигают величин 0,6–0,7, что соответствует выдержанности параметра $\bar{V}(z)$ по площади. Тонкие слои внутри межсолевых отложений 1–4 м не коррелируются в пределах площади (расстояние $\Delta x \geq 2$ км). Эту группу образуют скважины, в разрезе которых значительное место занимают глинистые разности пород. В соответствии с этим уменьшается значение среднепластовой скорости, увеличивается дисперсия скорости и среднеквадратическое отклонение. По характеру изменения $V(z)$ с глубиной данную группу скважин можно разделить на три подгруппы.

1. Присутствие в разрезах, начиная от поверхности межсолевых отложений, протяженных участков (h пласта/ h толщи) 0,5–0,7 с положительным градиентом нарастания скорости. Разрезы можно представить сочетанием двух детерминированных компонентов: верхнего градиентного слоя с $\beta = 0,002–0,013$ 1/см и нижнего (неградиентного) с более высокой скоростью. Коэффициенты корреляции $V(z)$ для скважин, расположенных на расстоянии 3 км составляют 0,4–0,6.

2. Разрезы, состоящие из двух частей с различной мощностью: верхней сильно дифференцированной с низкой скоростью ($V_{пл} = 4,8–5,0$ км/с) и нижней с более высокой скоростью ($V_{пл} =$

5, 2-5, 5 км/с). Коэффициенты корреляции для близрасположенных скважин составляют 0,3-0,5.

3. Разрезы с низкими значениями среднепластовой скорости, весьма незначительно отличающиеся по скоростям от вмещающих соленосных отложений и слабой скоростной дифференциацией. Следует отметить, что во всех перечисленных случаях для кривых среднеквадратических отклонений коэффициенты корреляции достаточно велики на участках малых значений $\delta(z)$ и уменьшаются при возрастании на одной из кривых, что свидетельствует о том, что слои со скоростями, заметно отличающиеся от окружающей среды, плохо прослеживаются по площади.

Свойства однократных волн, отраженных от межсолевых отложений. Волновые поля для разрезов скважин I и II группы существенно отличаются (приложение III). В I группе изменения структуры межсолевых отложений, отличающиеся по данным АК в различных скважинах одной площади обуславливают небольшие изменения динамических характеристик отраженных волн, т. е. не приводящих к потере корреляции отраженных волн (количество фаз остается постоянным, видимая частота и интенсивность меняются не более чем на 30%). Наиболее выдержанная и сопоставимая по площади формы записи отраженных волн характера для диапазона частот 20-45 Гц. Начальные 2-3 фазы, приуроченные к поверхности межсолевых отложений являются максимальными в общей группе колебаний, соответствующей всей толще. В области низких частот ($f=10-15$ Гц) отражение представляет 2-3 фазы колебания, максимальные амплитуды в различных скважинах соответствуют различным участкам разреза межсолевых отложений. В области высоких частот запись отраженных волн становится более многофазной, острее начинают сказываться тонкие неоднородности среды, что приводит к менее удовлетворительному сопоставлению отраженных волн по площади. Таким образом, изучение структурных особенностей межсолевых отложений данной группы разрезов целесообразно вести с использованием частот 20-45 Гц.

Изменение структуры отражающей толщи во второй группе разрезов приводит к значительным изменениям динамических характеристик отраженных волн. Число фаз, выделяющихся в виде отдельных импульсов, их форма, интенсивность и приуроченность к определенной части разреза межсолевых отложений значительно изменяются по площади. В области низких и средних частот в разрезах I-II подгрупп наиболее интенсивные фазы приурочены ли-

бо к нижней высокоскоростной части межсолевых отложений, либо к подошве толщи. Начальные фазы, как правило, являются интенсивными лишь в тех скважинах, где вблизи поверхности межсолевых отложений выделяются высокоскоростные пропластки $\Delta h > 10$ м, в начальной части появляются 1-2 интенсивные фазы. В разрезах III подгруппы отраженные волны при $f = 20-40$ Гц представляют собой малоинтенсивные интерференционные, многофазные колебания с видимой частотой, в 1,3-1,5 раза превышающей частоту возбуждающего импульса. В области высоких частот (55-75 Гц) в разрезах всех подгрупп уровень начальных фаз, приуроченных к поверхности отражающей толщи, увеличивается в 3-4 раза. В связи с этим изучение структурных особенностей межсолевых отложений в разрезах рассматриваемой группы целесообразно вести с использованием частот 55-75 Гц.

Изменения формы отраженных волн с расстоянием от источника (рис. 1, а). Из анализа теоретических расчетов вытекают следующие особенности записи докритических отраженных волн при неизменном разрезе межсолевых отложений в постоянной форме падающего импульса.

1. С увеличением расстояния от источника наблюдаются плавные изменения динамических характеристик отраженных волн до $x = 2,5-2,7$ км, изменяется интенсивность и общая длительность колебания, несколько уменьшается видимая частота записи. В соответствии с различием внутренней структуры, межсолевых отложений возможен различный характер изменения формы отраженных волн с расстоянием: для отраженных волн I группы разреза они значительно слабее, чем для II группы.

2. При увеличении угла падения на межсолевец отложения, в связи с возрастанием амплитуд обменных и поперечных волн, образующихся внутри межсолевых отложений, увеличиваются интенсивность последующей фазы по сравнению с начальной. В целом эти изменения не очень существенны и не должны оказывать влияние на эффективность суммирования в МОГТ.

Изменения интенсивности и формы записи при изменении условий возбуждения (рис. 1, в), особенно для разрезов II группы более существенны. Изменяется не только общий уровень интенсивности, но и характер записи: число выделяемых фаз, относительная интенсивность различных фаз, видимая частота записи,

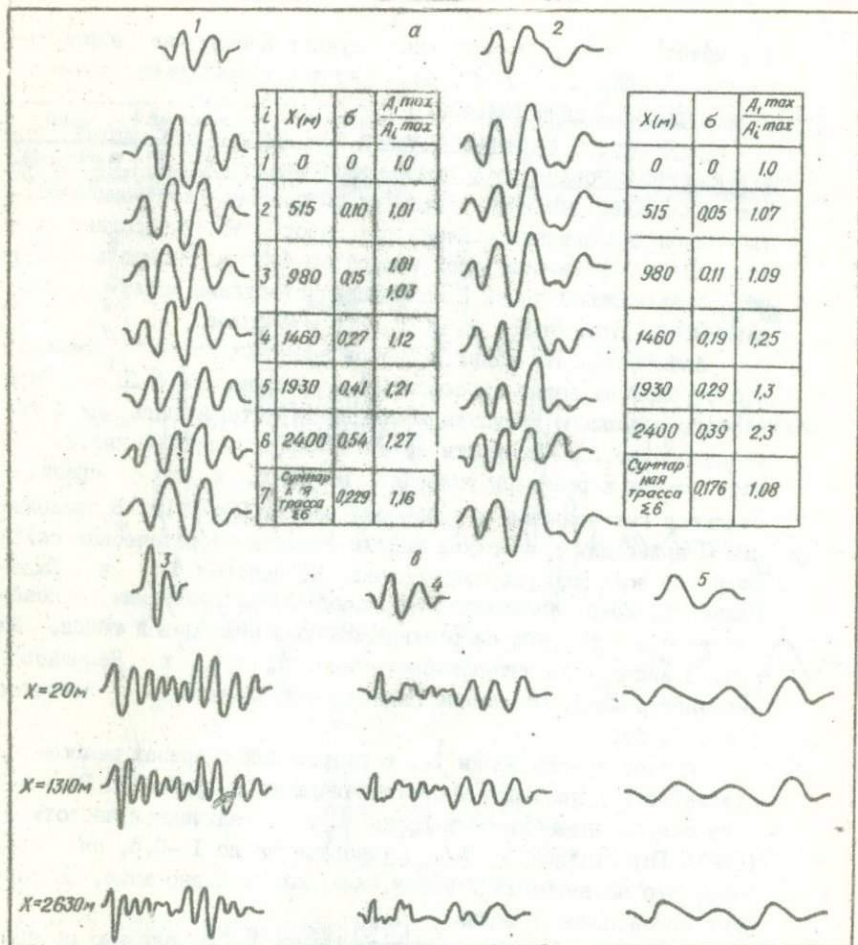


Рис. 1. Изменение динамических характеристик отраженных волн при изменении расстояния от источника и условий возбуждений (а - Домано - вичская, в - Вишанская площади):

1 - падающий импульс с $f = 35$ Гц; 2 - падающий импульс с $f = 25$ Гц; 3 - падающий импульс с $f = 60$ Гц; 4 - падающий импульс с $f = 20$ Гц

что может приводить в отдельных случаях к снижению эффективности суммирования в МОГТ, если перед суммированием применяются широкополосные фильтры.

Особенности волновых полей в покрывающей межсолевой отложения верхнесоленосной толще мощностью до 300 м. В покрывающей верхнесоленосной толще распространены либо тонкослоистые пачки карбонатных и глинистых пород, либо однородные карбонатные или глинистые слои мощностью 4–50 м. Мощность толщи соли, разделяющей пачки и межсолевые отложения может быть различной и изменяется от 10 до 200 м и более.

Анализ теоретических расчетов волновых полей¹ показал, что отраженные волны от слоев (t_n)¹ мощностью 4–10 м при частоте падающего импульса 20–40 Гц характеризуются малой интенсивностью. При мощности пачек 15–50 м, наиболее часто встречаемых в реальных условиях, волны t_n и, как правило, являются интенсивными в диапазоне частот 20–75 Гц. В приложении 2 приведены скоростные модели толщи и теоретические сейсмограммы волн для разрезов скважин Чернинская 5-р и Южно-Вишанская 25-р, являющихся типичными представителями описанных выше I и II групп скоростных моделей межсолевой толщи. Из рис. 3 видно, что интенсивность волн t_n и t_{mc} в Чернинской скважине близка. Отношение плавно увеличивается с частотой (рис. 3, б).

Интенсивность волны t_{mc} в скоростных разрезах межсолевых отложений II группы при частоте падающего импульса 35 Гц в 2–3 раза меньше интенсивности волны t_n . С увеличением частоты (60–75 Гц) отношение y_n/y_{mc} уменьшается до 1–0,5, за счет того, что на высоких частотах, как было указано выше, возрастает интенсивность волны .

Раздельная регистрация волн t_n и t_{mc} независимо от скоростного строения межсолевых отложений и вышележащих пачек возможна при большой мощности разделяющей их соленосной толщи (табл. 2).

Из таблицы видно, что при $\tau/T > 2$ волны регистрируются раздельно во всем рассмотренном диапазоне частот, что со-

¹ Здесь и далее обозначим значком t_n волны от пачек, значком t_{mc} начальные фазы отраженных волн от межсолевых отложений, отношение интенсивностей волн t_n и t_{mc} значком y_n и y_{mc} .

скв Р-5
Чернинская пл.

а

скв Р-25
Вишанская пл.

Толща	Верхнесалебая	Межсалебая
Мощность, М	20	320
Литологическая колонка		

Верхнесалебая	Межсалебая	Нижнесалебая
М	230	330

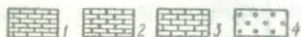
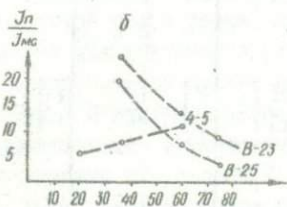
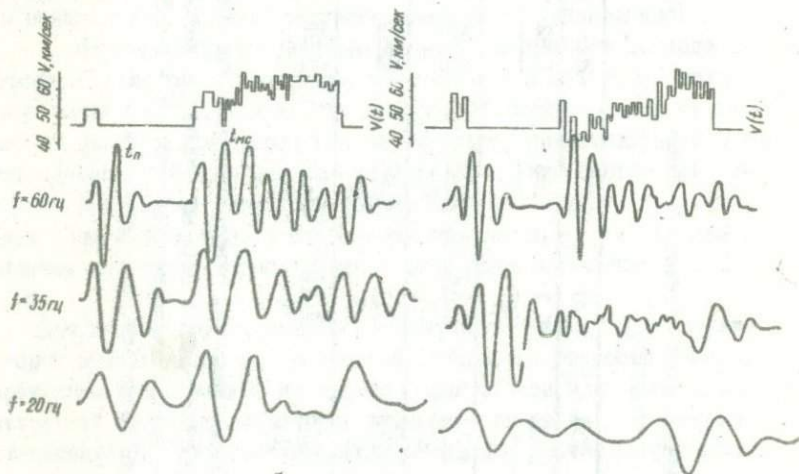


Рис. 2. Теоретические сейсмограммы волн t_n и t_{ms} при $f = 60, 35$ и 20 Гц для скоростных разрезов межсалебых отложений 1 (Чернинская 5-р) и П (Вишанская 25-р) групп (а) и соотношения интенсивности волн t_n и t_{ms} (J_n/J_{ms}):

1 - известняки; 2 - доломиты; 3 - глинистые известняки; 4 - соль; h - мощность пачки; k - мощность соли

Величины отношений временной мощности разделяющей соленосной толщи
одам падающего импульса

Таблица 2
к пери-

$\frac{h_m}{d, \text{ра}}$	10	20	50	100	120	150	200	230
20	$\frac{0.09}{\text{н}}$	$\frac{0.18}{\text{н}}$	$\frac{0.45}{\text{н}}$	$\frac{0.92}{\text{н}}$	$\frac{1.1}{\text{н}}$	$\frac{1.86}{\text{н}}$	$\frac{1.92}{\text{н}}$	$\frac{2.09}{\text{н}}$
35	$\frac{0.16}{\text{н}}$	$\frac{0.32}{\text{н}}$	$\frac{0.79}{\text{н}}$	$\frac{1.61}{\text{н}}$	$\frac{1.82}{\text{н}}$	$\frac{2.39}{\text{н}}$	$\frac{3.18}{\text{н}}$	$\frac{3.65}{\text{н}}$
60	$\frac{0.27}{\text{н}}$	$\frac{0.54}{\text{н}}$	$\frac{1.36}{\text{н}}$	$\frac{2.76}{\text{н}}$	$\frac{3.3}{\text{н}}$	$\frac{4.09}{\text{н}}$	$\frac{5.45}{\text{н}}$	$\frac{6.27}{\text{н}}$
75	$\frac{0.34}{\text{н}}$	$\frac{0.68}{\text{н}}$	$\frac{1.7}{\text{н}}$	$\frac{3.15}{\text{н}}$	$\frac{3.81}{\text{н}}$	$\frac{5.11}{\text{н}}$	$\frac{6.82}{\text{н}}$	$\frac{7.84}{\text{н}}$

Примечание. В числителе приведены величины отношений временной мощности разделяющей соленосные толщи к периоду падающего импульса ($\tau = \frac{2h_m}{v_c}$), в знаменателе значение признака: н - волны t_n и t_{nc} не разрешены на записи, р - разрешены.

ответствует $h_c \geq 100$ м при частотах 60–75 Гц, $h_c \geq 150$ м при ≈ 35 Гц и $h_c \geq 230$ м при частотах ≈ 20 Гц. При меньшей мощности разделяющей соленосной толщи волны t_n и t_{mc} регистрируются в интерференции.

Таким образом, на основе анализа волновых полей, полученных путем теоретических расчетов по реальным скоростным моделям межсолевых отложений и покрывающей толщи установлено:

1. По характеру скоростных разрезов межсолевых отложений и динамическим характеристикам образующихся в них волн межсолевые отложения делятся на две группы. Отраженные волны от межсолевых отложений в первой группе разрезов, представленной преимущественно карбонатными отложениями, мало изменяются при изменении внутренней структуры толщи. Наиболее интенсивные фазы приурочены к поверхности межсолевых отложений. Оптимальный диапазон частот для прослеживания этих волн составляет 20–40 Гц.

Для второй группы разрезов межсолевых отложений, в составе которых значительное место занимают глинистые резности пород, характерны существенные изменения формы записи при изменении внутренней структуры и частоты падающего импульса. Наиболее интенсивные фазы в области низких и средних частот приурочены либо к нижней высокоскоростной части толщи, либо к подошве. Оптимальный диапазон частот для изучения структурного плана поверхности межсолевых отложений составляет 55–75 Гц.

2. Изменения внутренней структуры межсолевых отложений не могут повлиять на эффективность суммирования в МОГТ, однако они могут приводить к изменению импульса ОГТ на временном разрезе, а, следовательно, к разрывам и потере корреляции горизонта при пересечении сейсмическим профилем областей с разным типом скоростного разреза. Для непрерывного прослеживания отраженных волн от межсолевых отложений необходимо применение переменной по X фильтрации.

3. Изменения динамических характеристик волн, обусловленные различной формой падающего импульса существенны и могут приводить в отдельных случаях к снижению эффективности суммирования в МОГТ.

4. Пачки в покрывающей толще мощностью 15–50 м создают интенсивные отраженные волны в диапазоне частот 20–75 Гц. Раз-

дельная регистрация волн t_n и t_{nc} возможна при большой мощности разделяющей соленосной толщи: $h_c \geq 100$ м при $f = 60-75$ Гц, $h_c \geq 150$ м при $f = 30-50$ Гц и $h_c \geq 230$ м при $f = 20$ Гц. Структурные построения, выполненные по волне t_n в случае невыдержанной мощности разделяющей соленосной толщи, не будут соответствовать структурному плану межсолевых отложений.

5. Для более надежной интерпретации сейсмических материалов в комплекс работ по методу отраженных волн наряду с сейсмическими наземными и скважинными (ВСП) наблюдениями следует включать акустический каротаж и теоретические расчеты волновых полей для моделей, построенных по данным АК.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзон И.С. Физические основы сейсмического метода отраженных волн в платформенных условиях. М., "Наука", 1977.
2. Геология и нефтегазоносность палеозойских отложений Припятской впадины. Минск, "Наука и техника", 1966.
3. Ратникова Л.И. Метод расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М., "Наука", 1974.
4. Трапезникова Н.А., Авербух А.Г. Расчет синтетических сейсмограмм для неидеально-упругих сред. - "Экспрессинформация", вып. 3, серия региональная, разведочная и промысловая геофизика. М., 1972, (ОНТИ ВИЭМС).

РЕФЕРАТЫ

УДК 550.83.015.013

К теории эвристического прогнозирования геолого-геофизических явлений, Каратаев Г.И., "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии, Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье автор рассказывает о построении корреляционной модели геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий и модели действия геолога-нефтяника, предлагается общая методика построения эвристических прогнозирующих моделей геолого-геофизических явлений, сущность которой состоит в разбиении всего процесса прогнозирования на ряд элементарных количественно описываемых подпроцессов, связанных между собой системой селективных описательных и количественных критериев. Приведены конкретные критерии селекции решений и разбиения процесса прогнозирования на процессы, дается методика построения операторов преобразования информации в каждом подпроцессе.

Рис. 1, Библиография — 8 наименований.

УДК 553.98.041:681.3

О построении на ЭВМ модели действий геолога-нефтяника при прогнозе нефтегазоносности в рамках определенной геологической гипотезы, Дроздов А.В., "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии", Минск, 1977. (БелНИГРИ).

Описываются вопросы построения эвристической программы, получающей на основе анализа диалога между геологом и ЭВМ модель действий геолога-нефтяника при проведении им прогноза нефтегазоносности. Рассмотрена общая методика построения, а также функции и алгоритмы различных блоков эвристической программы. Кроме того, рассмотрено функционирование полученной модели и объединение ряда моделей в подсистему.

Рис. — 2, Библиография — 4 наименования.

УДК 553.98.041.001.57:681

О построении формально-математической модели прогноза нефтегазоносности. Л о б о в к и Л.И. "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии", Минск, 1977. (БелНИГРИ).

Описываются принципы построения автоматизированной системы формально-математической модели прогноза нефтегазоносности. Рассмотрена общая схема системы, режимы работы, а также алгоритмы основных блоков.

Рис. — 4. Библиография — 8 наименований.

УДК 553.98.061.4:681.3

Автоматизированная система оценки литолого-коллекторских свойств по динамике сейсмических волн "Лира". Га д а — г а н Е.А., Л и т в и н о в А.Я. "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье рассмотрено физическое обоснование системы динамических признаков сейсмических волн для прогноза литолого-коллекторских свойств. Описана блок-схема автоматизированной системы прогноза по сейсмической записи литологического состава. Для реализации этой системы создан комплекс программ на языке "Фортран" для ЕС — 1020, алгоритмы которых приводятся.

Рис. — 2. Библиография — 4 наименования.

УДК 55:681.3

Программа "Анализ" и опыт ее применения для решения задач распознавания геологических объектов. Ж у к о в П.Д., Л и т в и н о в А.Я., Б у р а к В.М. "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

Изложен алгоритм программы "Анализ", предназначенной для формирования оптимального признакового пространства из заданного набора признаков. Приводятся результаты ее применения в совокупности с программой распознавания по критерию связности "Виз" при оценке перспектив нефтегазоносности подселевых карбонатных отложений Припятской впадины по данным газометрии скважин. Полученные результаты сопоставлены с результатами распознавания по программе "Альтернатива", реализующей метод линейных дискриминантных функций.

Рис. — 1. Табл. — 1. Библиография — 3 наименования.

УДК 553,98,061,4,001,57:51(476-13)

Математическое моделирование закономерностей изменения и формирования коллекторских свойств пород Припятского прогиба. Демидович Л.А. "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье рассматриваются методы математического моделирования закономерностей изменения и формирования коллекторских свойств пород Припятского прогиба. Приведены результаты корреляционно-статистического анализа, которому были подвергнуты следующие характеристики пород: открытая пористость пласта-коллектора на локальных поднятиях, мощность пласта-коллектора, изменение этой мощности от свода к крылу структуры, элементы строения локальных поднятий, режим осадконакопления.

Библиография — 11 наименований.

УДК 556,332,52:519,2(476-13)

Прогноз годового хода уровня подземных вод методом множественной линейной регрессии (для условий Белорусского Полесья). Сачок Г.И., Бучурин В.И., Фадеева М.В. "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье для целей прогнозирования годового хода уровня подземных вод применена методика множественной регрессии. Даны конкретные прогнозные рекомендации по территории Белорусского Полесья.

Табл. — 1. Библиография — 5 наименований.

УДК 550,834,5,05

Применение прогнозной обратной фильтрации (деконволюции) для повышения разрешающей способности и увеличения глубины сейсмических методов разведки. Костяев И.М., Чаплыгин Э.Н. "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В данной статье для снятия (сжатия) сигналов на сейсмоотрясах применяется метод прогнозной деконволюции с учетом фильтра Колмогорова-Винера. Приведены алгоритмы и показаны примеры решения задач.

Рис. — 1. Библиография — 2 наименования.

УДК 556.332,52:519,2(476)

Связность гидрогеологических и метеорологических рядов и основные свойства их статистических моделей (для территории Белоруссии). С а ч о к Г.И., Ф а д е е в а М.В., Б у ч у р и В.И. "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии", Минск, 1977. (БелНИГРИ).

Используя корреляционный и компонентный анализ, авторы исследовали характер связности гидрогеологических и метеорологических рядов в зависимости от увеличения шага дискретизации, структуру годового хода и т. д.

Библиография — 10 наименований.

УДК 550,83,05

Некоторые количественные оценки метода аналогий в связи с интерпретацией геофизических полей. К а р а т а е в Г.И. "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии", Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье вводится количественное определение понятия аналогичности двух любых областей, на основе чего строится модель интерпретации геофизических полей в плане решения обратной задачи гравиметрии и магниторазведки, аналитического продолжения геофизических полей, вычисления различных производных гравитационного и магнитного потенциалов. Теория модели рассмотрена с позиций эргодического случайного стационарного процесса. На основе неравенства Коши-Буняковского выведены формулы для оценки "аналогичности" полей двух любых областей.

Библиография — 6 наименований.

УДК 681,3,06

Оптимизация фильтра со взаимодействующими входными сигналами. С у п р у н Л.В. "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии", Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье рассмотрена динамическая система, на вход которой постулают взаимодействующие сигналы. Дано выражение для оптимальной ошибки такой системы, приведен пример.

Библиография — 5 наименований.

УДК 550,312

Интерпретация аномалий силы тяжести с помощью экстраполяции. Антонов Ю.В. "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье рассмотрены вопросы использования пространственных расчетов аномалий силы тяжести в нижнем полупространстве на основе экстраполяции. Применение экстраполяции позволяет более полно решить задачу разделения сложных аномалий на локальные и тем самым провести более эффективную интерпретацию.

Предлагаемый способ опробован на практических примерах и дал удовлетворительную сходимость полученных результатов с данными других геофизических методов бурения.

Рис. — 4. Библиография — 9 наименований.

УДК 550,831,017

Решение прямой задачи гравиметрии для трехмерных тел произвольного поперечного сечения с переменной избыточной плотностью. Должанский Б.Г., Махаренко А.Ф., Мызгалова С.А. "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье дается строгое решение задачи вычисления гравитационного эффекта для трехмерной многогранной призмы с плотностью, изменяющейся по параболе — чesкому закону в вертикальном и горизонтальном направлениях. Приведен алгоритм машинного расчета.

Рис. — 3. Табл. — 1. Библиография — 5 наименований.

УДК 550,834,5,05

Способ расчета климатических поправок по моделям сред с учетом преломления на границах раздела в методе ОГТ. Чаплигин Э.Н., Мозолевский И.Е. "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии". Минск, 1977. (БелНИГРИ).

В статье с целью повышения разрешающей способности метода ОГТ, влияющей на глубину исследований и возможность подавления многократных отраженных волн, предложен с применением закона Снеллиуса способ вычисления положения путей сейсмических лучей и времени распространения волны вдоль них при больших расстояниях взрыв-прибор.

Библиография — 1 наименование.

УДК 51

Опережающие контрольные функции при вычислении числовых рядов, В л а с о в А.А., "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии", Минск, 1977, (БелНИГРИ).

В статье описывается метод контроля вычислений натурального ряда с помощью опережающей контрольной функции. Показано, что эта функция легко программируется на ЭВМ и может служить простым и надежным средством контроля работы ЭВМ.

УДК 550,834

Алгоритм и программа определения границ участков профиля с единым законом кинематических поправок, Ф е д о т о в а Г.А., "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии", Минск, 1977, (БелНИГРИ).

Описан алгоритм анализа модели среды с целью определения числа и размеров участков профиля с различными законами кинематических поправок, а также вычисления возможного диапазона изменения скоростных законов на основе количественных критериев.

Рис. - 1,

УДК 550,834,015,013

Оценка влияния ошибок в модели среды на точность сейсмических построений, Ф е д о т о в а Г.А., "Математические методы при решении задач геологии Белоруссии", Минск, 1977, (БелНИГРИ).

В статье рассматриваются вопросы влияния ошибок в модели среды на точность сейсмических построений. В качестве объекта исследований была взята модель среды Комаровичской площади (Припятская впадина).

Рис. - 5.

УДК 550,834,5(476)

Влияние тонкослоистости межселевых отложений на характер сейсмической записи, Г а л а г а н Е.А., Ф е д о т о в а

в а Г.А. "Математические методы при решении задач геоло-
гии Белоруссии", Минск, 1977. (БелНИГРИ).

Статья посвящена изучению динамических особенностей отраженных волн от тонкослоистых межселевых отложений, что является физической основой дальнейшего совершенствования МОВ и ОГТ и повышения их геологической эффективности.
Рис. - 2, Табл. - 2, Библиография - 4 наименования.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

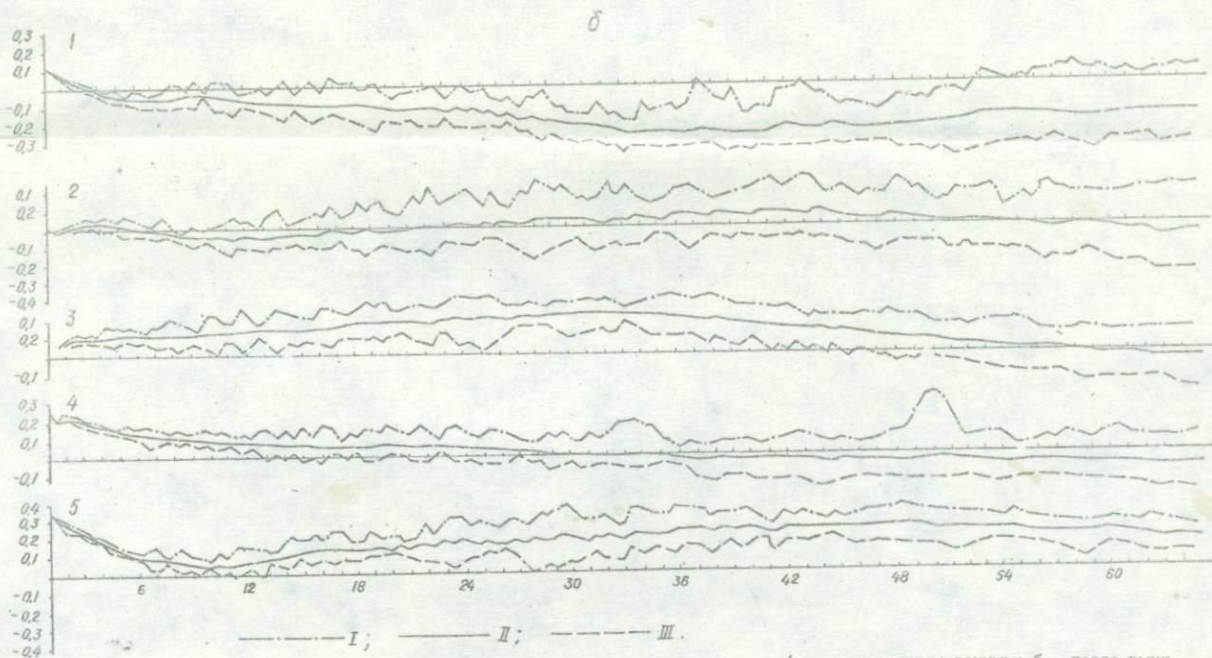
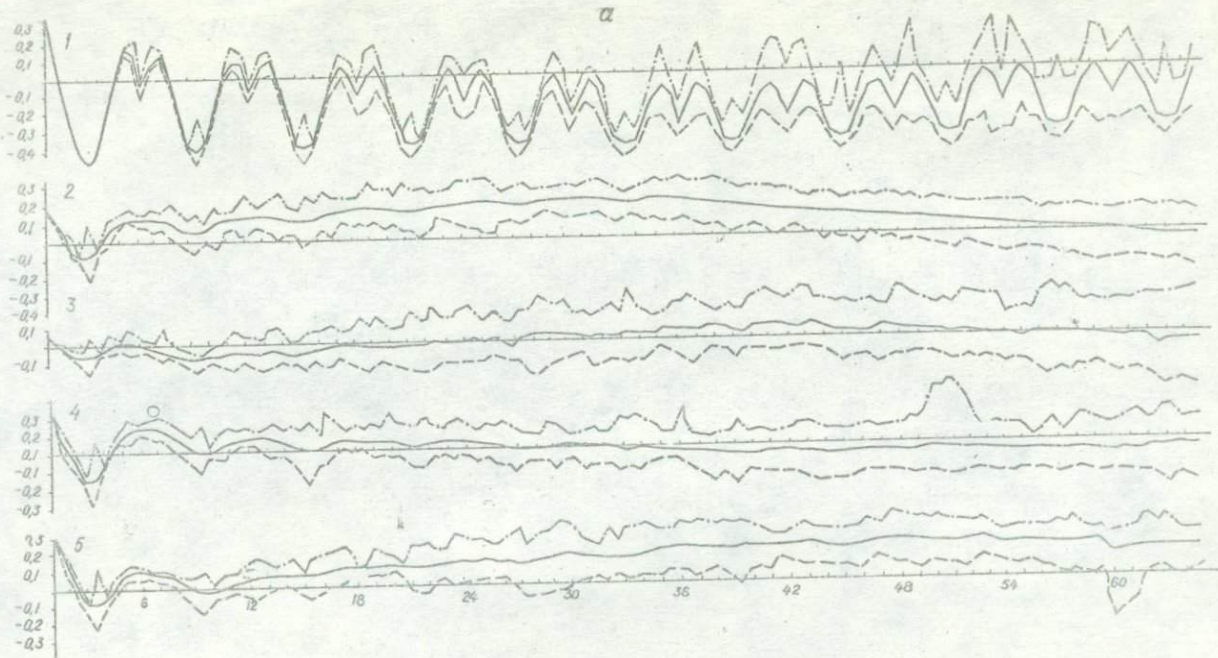
Каратаев Г.И. К теории эвристического прогнозирования геолого-геофизических явлений	3
Дроздов А.В. О построении на ЭВМ модели действий геолога-нефтяника при прогнозе нефтегазоносности в рамках определенной геолого-генетической гипотезы	19
Лобовкин Л.И. О построении формально-математической модели прогноза нефтегазоносности	28
Галаган Е.А., Литвинов А.Я. Автоматизированная система оценки литолого-коллекторских свойств по динамике сейсмических волн "Лира"	52
Жуков П.Д., Литвинов А.Я., Бурак В.М. Программа "Анализ" и опыт ее применения для решения задач распознавания геологических объектов	70
Демидович Л.А. Математическое моделирование закономерностей изменения и формирования коллекторских свойств пород Припятского прогиба ..	80
Сачок Г.И., Бучурин В.И., Фадеева М.В. Прогноз годового хода уровня подземных вод методом множественной линейной регрессии (для условий Белорусского Полесья)	87
Костив И.М., Чаплыгин Э.Н. Применение прогнозной обратной фильтрации (деконволюции) для повышения разрешающей способности и увеличения глубинности сейсмических методов разведки ..	92

Сачок Г.И., Фадеева М.В., Бучурин В.И. Связность гидрогеологических и метеорологических рядов и основные свойства их статистических моделей (для территории Белоруссии) ..	99
Каратаев Г.И. Некоторые количественные оценки метода аналогий в связи с интерпретацией геофизических полей	107
Супрун Л.В. Оптимизация фильтра со взаимодействующими входными сигналами	125
Антонов Ю.В. Интерпретация аномалий силы тяжести с помощью экстраполяции	130
Должанский Б.Г., Макаренко А.Ф., Мызгалова С.А. Решение прямой задачи гравиметрии для трехмерных тел произвольного поперечного сечения с переменной избыточной плотностью	143
Чаплыгин Э.Н., Мозолевский И.Е. Способ расчета кинематических поправок по моделям сред с учетом преломления на границах раздела в методе ОИТ	157
Власов А.А. Опережающие контрольные функции при вычислении числовых рядов	166
Федотова Г.А. Алгоритм и программа определения границ участков профиля с единым законом кинематических поправок	181
Федотова Г.А. Оценка влияния ошибок в модели среды на точность сейсмических построений (на примере Припятской впадины)	186
Галаган Е.А., Федотова Г.А. Влияние тонкослоистости межселевых отложений на характер сейсмической записи	195

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ РЕШЕНИИ
ЗАДАЧ ГЕОЛОГИИ БЕЛОРУССИИ

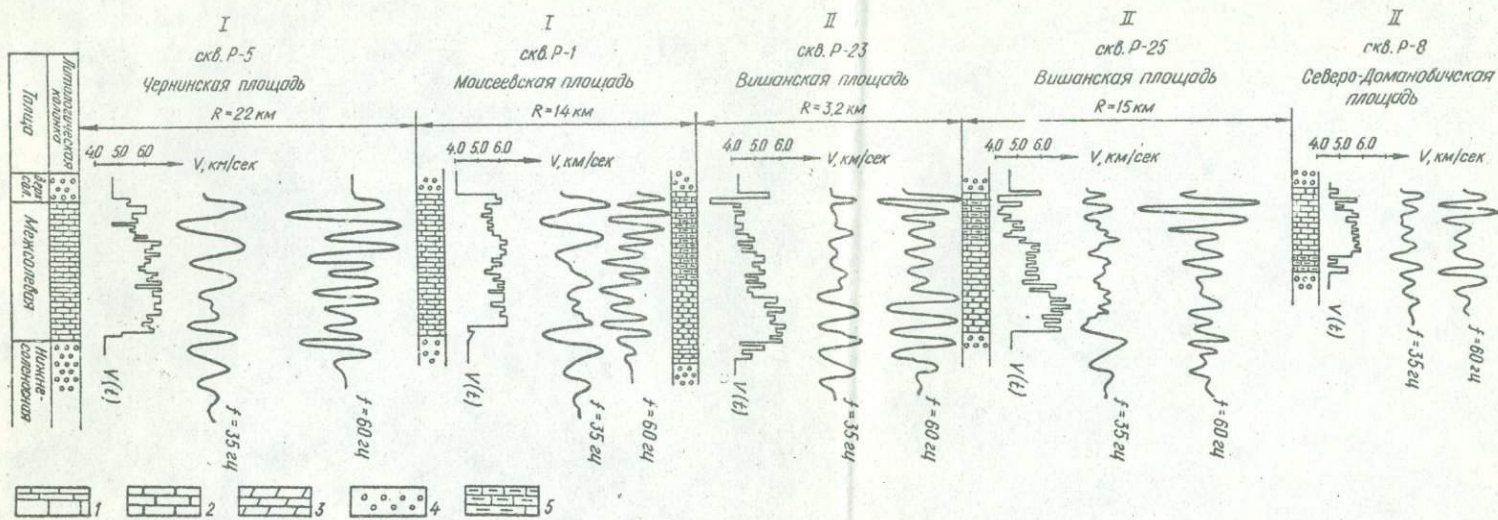
Редактор О.Г. Шапиро
Техн. редактор М.А. Маракулин Корректор Н.В. Симонова

АТ 21855. Подписано к печати ХП. 1977 г. Бумага писчая № 1.
Формат 60x84 1/16. Печ. л. 13,5. Уч.-изд. л. 10,45. Тираж 0
350 экз. Заказ 1. Цена 73 коп. Ротапринт БелНИГРИ.
Минск, ГСП, БелНИГРИ.



Зависимость коэффициента корреляции от интервала осреднения (а - по исходным данным; б - после вычитания годового хода):

1 - температура воздуха (Горки, 1871-1973); 2 - атмосферные осадки (Горки, 1891-1973); 3 - атмосферное давление (Горки, 1881-1973); 4 - уровни реки Днепр (Лоев, 1891-1972); 5 - уровни реки Припять (Мозырь, 1891-1972); значения : I - максимальное; II - среднее; III - минимальное



Теоретические сейсмограммы отраженных волн от межслоевых отложений при $f=35$ и 60 Гц для скоростных моделей

I и II групп:

- $V(t)$ – скоростные модели в масштабе удвоенного времени пробега волны;
- R – расстояние между скважинами;
- I и II – скоростные модели межслоевых отложений соответственно первой и второй групп;
- 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – мергели; 4 – соль; 5 – глинистые известняки

2735

8