

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ Geophysical journal

ЖУРНАЛ

Основан в июле 1979 г.

Выходит 6 раз в год

Том 38

Международный
журнал

An International
Journal

№ 4 • 2016

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| <i>Исаев В. И., Искоркина А. А., Лобова Г. А., Фомин А. Н.</i> Палеоклиматические факторы реконструкции термической истории нефтематеринских Баженовской и Тогурской свит юго-востока Западной Сибири..... | 3 |
| <i>Гончар В. В.</i> Обзор данных о полях напряжений мезозойд Северо-Востока Азии, полученных кинематическим методом | 26 |
| <i>Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В.</i> Проблемы магнитостратиграфии плейстоценовых лессово-почвенных отложений юга Украины | 59 |
| <i>Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н.</i> Скоростная делимость мантии под Украинским щитом..... | 75 |
| <i>Лазаренко М. А., Герасименко О. А.</i> Коррекция скоростного разреза методом имитации отжига..... | 88 |
| <i>Гонгадзе С. А., Челузде Т. Л., Миндели П. Ш., Глонти Н. Я., Кириа Д. К., Яволковская О. В.</i> Основные сечения земной коры и верхней мантии Большого Кавказа по новым технологиям. 2. Сейсмотомография по профилям глубинного сейсмического зондирования | 100 |
| <i>Осьмачко Л. С.</i> Тектонические условия формирования рудовмещающих структур Приазовского мегаблока Украинского щита (на примере Дибровской)..... | 113 |
| <i>Кутный А. М., Павлик В. Г., Бабич Т. Н., Плис В. П.</i> Результаты и анализ земноприливных наблюдений со скважинным наклономером в Полтаве | 124 |
| Научные сообщения | |
| <i>Меньшов А. И.</i> Применение магнитных методов для контроля изменений продуктивных земель..... | 130 |
| <i>Кацалова Л. Н.</i> Модифицированное аддитивно-усредненное расщепление для решения трехмерных уравнений гидродинамики | 138 |
| <i>Андрущенко Ю. А., Осадчий В. И., Ляцук А.И., Грабченко В. В.</i> Сейсмическая добротность земной коры северной части Украинского щита | 146 |
| Потери науки | |
| Памяти Михаила Андреевича Лазаренко (1937—2016)..... | 153 |
| Воспоминания о Михаиле Андреевиче Лазаренко в Индии | 159 |
| Воспоминания о брате..... | 161 |

ЗМІСТ

| | |
|---|-----|
| <i>Ісаєв В. І., Іскоркіна А. А., Лобова Г. А., Фомін О. М.</i> Палеокліматичні чинники реконструкції термічної історії нафтоматеринських Баженовської і Тогурської світ південного сходу Західного Сибіру..... | 3 |
| <i>Гончар В. В.</i> Огляд даних щодо полів напружень мезозойд Північного Сходу Азії, отриманих кинематичним методом | 26 |
| <i>Бахмутов В. Г., Главацький Д. В.</i> Проблеми магнітостратиграфії плейстоценових лесово-грунтових відкладів півдня України | 59 |
| <i>Цвєткова Т. О., Бугаєнко І. В., Заєць Л. М.</i> Швидкісна подільність мантії під Українським щитом | 75 |
| <i>Лазаренко М. А., Герасименко О. О.</i> Корекція швидкісного розрізу методом імітації відпалу | 88 |
| <i>Гонгадзе С. О., Челідзе Т. Л., Мінделі П. Ш., Глонти Н. Я., Кірія Д. К., Яволівська О. В.</i> Основні перерізи земної кори і верхньої мантії Великого Кавказу за новими технологіями. 2. Сейсмотомографія за профілями глибинного сейсмічного зондування | 100 |
| <i>Осьмачко Л. С.</i> Тектонічні умови формування рудовмісних структур Приазовського мегаблока Українського щита (на прикладі Дібровської) | 113 |
| <i>Кутний А. М., Павлик В. Г., Бабич Т. М., Плис В. П.</i> Результати та аналіз земноприпливних спостережень із свердловинним нахиломіром у Полтаві..... | 124 |

Наукові повідомлення

| | |
|---|-----|
| <i>Меньшов О. І.</i> Застосування магнітних методів для контролю змін продуктивних земель..... | 130 |
| <i>Кацалова Л. М.</i> Модифіковане адитивно-усереднене розщеплення для розв'язання тривимірних рівнянь гідродинаміки | 138 |
| <i>Андрущенко Ю. А., Осадчий В. І., Ляшук О. І., Грабченко В. В.</i> Сейсмічна добротність земної кори північної частини Українського щита..... | 146 |

Втрати науки

| | |
|--|-----|
| <i>Пам'яті Михайла Андрійовича Лазаренка (1937—2016)</i> | 153 |
| <i>Спогади про Михайла Андрійовича Лазаренка в Індії</i> | 159 |
| <i>Спогади про брата</i> | 161 |

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| <i>Isaev V. I., Iskorkina A. A., Lobova G. A., Fomin A. N.</i> Paleoclimatic factors of reconstruction of thermal history of parent petroleum bazhenov and togur suites of southeast of West Siberia | 3 |
| <i>Gonchar V. V.</i> Review of the data on strain fields of Mesozooids of Northeast of Asia obtained by kinematic method | 26 |
| <i>Bakhmutov V. G., Glavatskiy D. V.</i> Problems of magnetostratigraphy of Pleistocene loess-soil deposits of the South of Ukraine | 59 |
| <i>Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N.</i> Velocity divisibility of the mantle beneath the Ukrainian Shield | 75 |
| <i>Lazarenko M. A., Gerasimenko O. A.</i> Correction of velocity profile by the method of imitation of annealing..... | 88 |
| <i>Ghonghadze S. A., Chelidze T. L., Mindeli P. Sh., Ghlonti N. I., Kiria J. K., Yavolovskaya O. V.</i> Main Sections of the Earth Crust and Upper Mantle of the Greater Caucasus by New Technologies. 2. Deep Seismic Sounding, Micro Seismic Sounding..... | 100 |
| <i>Os'machko L. S.</i> Tectonic conditions of formation of ore-bearing structures of the Peri-Azovian megablock of the Ukrainian Shield, Dibrovska as an example | 113 |
| <i>Kutnyy A. M., Pavlyk V. G., Babych T. M., Plys V. P.</i> Results and analysis of earth tide observations with the borehole tiltmeter in Poltava..... | 124 |

Scientific communications

| | |
|---|-----|
| <i>Menshov A. I.</i> Magnetic method applying for the control of productive land alteration..... | 130 |
| <i>Katsalova L. N.</i> Modified additive-averaged splitting for solving three-dimensional equations of hydrodynamics | 138 |
| <i>Andrushchenko Yu. A., Osadchyy V. I., Lyashchuk O. I., Hrabchenko V. V.</i> Seismic good quality of the Earth crust of the northern part of the Ukrainian Shield | 146 |

Losses of science

| | |
|--|-----|
| <i>Commemorating Mikhail Andreyevich Lazarenko</i> | 153 |
| <i>Memoirs on Mikhail Andreyevich Lazarenko in India</i> | 159 |
| <i>Memoirs on my brother</i> | 161 |

Палеоклиматические факторы реконструкции термической истории нефтематеринских Баженовской и Тогурской свит юго-востока западной Сибири

© В. И. Исаев¹, А. А. Искоркина¹, Г. А. Лобова¹, А. Н. Фомин², 2016

¹Томский политехнический университет, Томск, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

Поступила 21 июня 2016 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Регіони Західносибірської нафтогазоносної провінції мають унікальні палеокліматичні особливості: 1) мезозойсько-кайнозойський віковий хід температур, індивідуальний для регіональних палеокліматичних зон; 2) різномасштабні процеси формування і деградації неоплейстоценових товщ вічномерзлих порід; 3) зонально і періодично сформовані пізньочетвертинні льодовикові покриви. Мета досліджень — оцінити вплив чинників палеоклімату (віковий хід температур на земній поверхні і неоплейстоценових товщ мерзлоти) на розрахунковий геотермічний режим нафтоматеринських свит, який визначає підрахунок щільності ресурсів вуглеводнів (ВВ) об'ємно-генетичним методом. Об'єкт досліджень — баженовські і тогурські відклади мезозойсько-кайнозойського розрізу, розкритого глибокими свердловинами на південному сході Західного Сибіру (Північнофестивальне і Лугінецьке родовища вуглеводнів Томської обл.).

Дослідження ґрунтуються на застосуванні методу палеотемпературного моделювання — позитивного розв'язання оберненої і прямих задач нестационарної геотермії в умовах седиментації, на багатоваріантності палеотектонічних і палеотемпературних реконструкцій, оцінюванні відповідності результатів реконструкцій критеріям оптимальності розв'язання оберненої задачі геофізики та ступеня узгодженості розрахункових вогнищ генерації нафт із встановленою нафтогазоносністю надр. Установлено необхідність урахування неоплейстоценової мерзлоти потужністю близько 300 м і застосування «місцевого» (регіонального) вікового ходу температур на земній поверхні для адекватного відновлення термічної історії нафтоматеринських відкладів на землях південного сходу Західного Сибіру. У разі неврахування товщ багаторічної мерзлоти розрахункові ресурси ВВ, що визначаються об'ємно-генетичним методом, можуть бути занижені до 25—30 %. У разі неврахування палеокліматичного ходу температур розрахункові ресурси ВВ можуть бути занижені від 50 % до 4 разів.

Ключові слова: палеоклімат, геотермічний режим, баженовські й тогурські відклади, ресурси, Західний Сибір.

Постановка задачі. В Северном полушарии Земли, в Западной Сибири в плейстоцене произошло глобальное событие — резкое похолодание климата. Похолодание на земной поверхности, формирование и деградация мощных толщ многолетнемерзлых пород, ледниковых покровов могли приводить к снижению существенной нестационарности температурного поля во всем осадочном разрезе [Курчиков, 2001]. Даже на глубинах 3,0—3,5 км, включающих потенциально нефтематеринские отложения, геотемпературы могли снизиться по сравнению с предплиоценовыми на 15—20 °С [Конторович и др., 2013].

Количественная оценка перспектив нефтегазоносности (оценка плотности ресурсов

углеводородов и районирование регионов, крупных территорий и зон нефтегазоаккумуляции) выполняется объемно-генетическим методом (бассейновое моделирование), а также его модификациями с комплексированием способов классической геологии [Прищеп, 2011; Сафронов и др., 2011; Конторович и др., 2013]. Количество генерированных углеводородов (УВ) рассчитывается на основе реконструкции геотемпературного режима нефтематеринских отложений.

Накоплен значительный исследовательский материал, показывающий влияние факторов палеоклимата на температурный режим осадочно-вулканогенных и магматических комплексов [Голованова и др., 2014; Демежко,

Горностаева, 2014; Vogt et al., 2014; Большаков, 2015]. В этих работах выполнены, в основном, реконструкции изменения фундаментального геодинамического параметра — теплового потока через земную поверхность в связи с климатическими изменениями в плейстоценоголоцене, а также реконструкции ледниковых циклов, объясняемых орбитальной теорией палеоклимата М. Миланковича. Работы [Исаев и др., 2009; Лобова и др., 2013а] показывают влияние мезозойско-кайнозойского векового хода температур земной поверхности на термическую историю непосредственно нефтематеринских отложений.

Многие ученые, занимающиеся моделированием термической истории осадочных бассейнов Западной Сибири и других нефтегазоносных провинций, учитывают вековой ход температур на поверхности Земли [Лопатин, 2006; Галушкин и др., 2009; Хуторской и др., 2011]. При этом используются системы бассейнового моделирования, например ГАЛО. Применяемый здесь вековой ход температур можно условно назвать «стандартным», так как он не учитывает особенностей региональных палеоклиматических зон [Гольберт, 1987].

В работах [Исаев, Искоркина, 2014; Исаев и др., 2015] показано, что при определении ресурсов УВ объемно-генетическим методом на землях юго-востока Западной Сибири предпочтительно применять «местный» вековой ход температур на земной поверхности, построенный для южной палеоклиматической зоны Западной Сибири. Это позволит более корректно учесть историю главной фазы нефтеобразования (ГФН) и, как следствие, не завышать/занижать (до 30—40 %) расчетные ресурсы. При этом получены результаты, указывающие на необходимость учета данных отражательной способности витринита (ОСВ) для корректного восстановления термической истории нефтематеринских отложений. Неучет данных ОСВ («максимального палеотермометра») может приводить к существенным ошибкам в оценке ресурсов, вплоть до «пропуска» ресурсов.

Системное рассмотрение параметров палеоклимата позволяет выделить три основных фактора, влияющих *прямо (фактически)* или *косвенно (в расчетах, реконструкциях)* температурный режим осадочного чехла, термическую историю нефтематеринских отложений, а, следовательно, и на степень реализации их генерационного потенциала. *Первый фактор* — это вековой ход температур на поверхности Земли, обуславливающий солянный ис-

точник тепла для процессов генерации УВ. *Второй фактор* — это палеотолщи вечномёрзлых пород, перекрывающие материнские отложения и обладающие аномально высокой теплопроводностью. *Третий фактор* — это ледниковые покровы, своеобразные литолого-стратиграфические комплексы, существенно увеличивающие мощность перекрывающих отложений.

Цель настоящей статьи — представить результаты определения влияния *первого и второго факторов палеоклимата (мезозойско-кайнозойского векового хода температур на земной поверхности и неоплейстоценовой толщи мерзлоты на реконструкции геотермического режима)* на оценку степени реализации генерационного потенциала баженовских и тогурских отложений юго-востока Западной Сибири.

Количественное определение влияния палеоклимата на расчетный геотермический режим и оценку степени реализации генерационного потенциала материнских отложений выполняется на основе анализа вариабельности результатов четырех вариантов палеотемпературных реконструкций. *Вариант 1* — учет векового хода температур на поверхности Земли, учет неоплейстоценовой мерзлоты мощностью до 300 м. *Вариант 2* — учет векового хода температур, без учета мерзлоты. *Вариант 3* — без учета векового хода температур, без учета мерзлоты. *Вариант 4* — учет векового хода температур, учет неоплейстоценовой мерзлоты с гипотетической мощностью до 1000 м.

Первым основным критерием адекватности и предпочтительности результатов из четырех вариантов выступает оптимальная согласованность максимума расчетных геотемператур с «наблюденными» температурами «максимального палеотермометра» — с температурами, определенными по ОСВ. В той же степени важна оптимальная согласованность («невязка») расчетных геотемператур и с «наблюденными» пластовыми температурами. Оптимальная «невязка» — это средняя квадратичная разность расчетных и наблюдаемых значений, равная погрешности «наблюдений» [Старостенко, 1978; Isaev, 2013]. Эта погрешность порядка ± 2 °С. В качестве второго основного критерия принята степень согласованности очагов интенсивной генерации УВ, прогнозируемых по геотемпературному критерию, с установленной геологоразведкой нефтегазоносностью недр.

В целом проводимые исследования связаны с решением фундаментальной научной проблемы — с разработкой критериев и эффек-

тивных схем количественной оценки перспектив нефтегазоносности территорий Западной Сибири. Исследования выполнены в рамках методологии осадочно-миграционной теории нефтидогенеза [Вассоевич, 1967; Конторович и др., 1967].

Краткая характеристика объекта исследований. Приводятся результаты моделирования палеогеотемпературных условий материнских отложений, выполненные для осадочных разрезов глубоких скважин Северо-Фестивальная-1 и Лугинецкая-183 (рис. 1, табл. 1). Скважины расположены в пределах Каймысовской нефтегазоносной области, в которой продуктивными комплексами являются меловой, верхнеюрский, среднеюрский, нижнеюрский и палеозойский.

Для средне-, нижнеюрского и палеозойского нефтегазоносных комплексов (НГК) нефтематеринской является *тогурская свита* (J_{1t_1}) с рассеянным органическим веществом (РОВ) гумусового и смешанного типов, с достаточно высоким содержанием $C_{орг}$ (от 1,5 до 5,0 %) и региональной катагенетической преобразованностью на уровне градаций MK_1^2 — MK_2 . Для нижнемелового и верхнеюрского НГК основным источником УВ является РОВ сапропелевого типа *баженовской свиты* (J_{3tt}), региональный генерационный потенциал которой обусловлен высоким содержанием $C_{орг}$ (от 9 до 12 %), катагенезом середины градаций MK_1^1 [Конторович и др., 2009; Фомин, 2011].

На месторождении Северо-Фестивальное залежи УВ связаны в основном со средне-

Т а б л и ц а 1. Характеристика разрезов скважин Северо-Фестивальная-1 и Лугинецкая-183

| Характеристики | Значение | |
|---|--|--|
| | Северо-Фестивальная-1 | Лугинецкая-183 |
| Забой, м | 3270 | 2500 |
| Отложения на забое (свита) | Палеозой (PZ) | Средняя юра (тюменская) |
| Подошва нижнеюрских отложений | 3234 | — |
| Кровля тогурской свиты | 3165 | — |
| Мощность тогурской свиты | 30 | — |
| Кровля баженовской свиты | 2705 | 2313 |
| Мощность баженовской свиты | 23 | 16 |
| Мощность палеогеновых отложений | 534 | 257 |
| Мощность неогеновых отложений | — | — |
| Мощность четвертичных отложений | 35 | 25 |
| Результаты испытаний* (свита; пласт; тип флюида; дебит, м ³ /сут.) | Баженовская+васюганская (Ю ₁); сухо, нефтепроявление в керне. Тюменская; Ю ₁₃₋₁₅ ; нефть; 2,57. Тюменская; Ю ₁₃₋₁₄ ; нефть; 0,28. Урманская; Ю ₁₆ ; нефть; 0,13. Урманская+палеозой; Ю ₁₆ +PZ; нефть, газ; 1,54; 890. Палеозой; PZ; газ; 410. | Васюганская; Ю ₁ ² ; нефть; 11, 5. Васюганская; Ю ₁ ² ; нефть; 13, 0. |
| Измеренные пластовые температуры* (свита; глубина замера; °C) | Тюменская; 3130 м; 118. Тюменская; 3145 м; 123. | Куломзинская; 2200 м; 77. Тюменская; 2350 м; 84. |
| Измеренные температуры по ОСВ** (свита; глубина отбора; (R_{vt}^0); °C) | Урманская; 3232м; (0,83); 124. | Васюганская; 2345 м; (0,63); 98. |

* Данные испытаний глубоких скважин изучены и сведены из первичных «дел скважин» (материалы Томского филиала ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по СФО»); ** ОСВ определены в Лаборатории геохимии нефти и газа Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (Новосибирск).

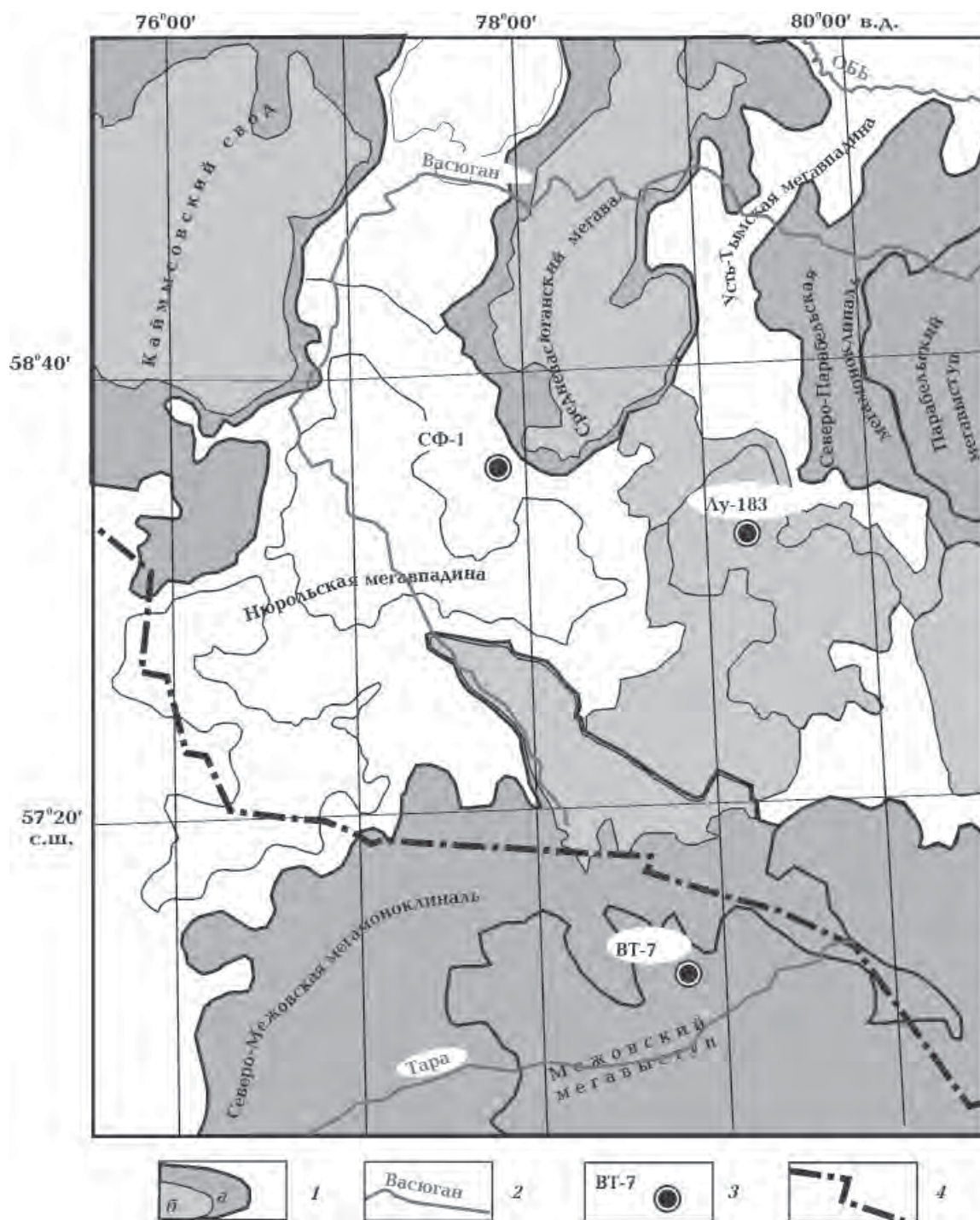


Рис. 1. Обзорная схема территории исследований (на тектонической основе [Конторович и др., 2001]): 1 — структуры (а — I порядка, б — II порядка), 2 — реки; 3 — исследуемые скважины (Лу-183 — Лугинецкая-183, СФ-1 — Северо-Фестивальная-1, ВТ-7 — Верх-Тарская-7), 4 — административная граница между Томской и Новосибирской областями.

нижнеурскими коллекторами (пласты Ю_{13–16}), на Лугинецком — с верхнеурскими коллекторами (горизонт Ю₁).

Возможная мощность толщи мерзлоты в неоплейстоцене принята до 300 м [Шарбатян,

1974; Ефименко и др., 2013] и, гипотетически, до 1000 м [Павлов, Гравис, 2000]. А. А. Шарбатяном образование многолетнемерзлых пород в четвертичное время на расчетный промежуток 245 тыс. лет связано с вековым ходом тем-

ператур на поверхности грунта (табл. 2).

Т а б л и ц а 2. Изменение во времени мощности многолетнемерзлых пород (район Широкого Приобья, 61° с.ш.), по [Шарбатян, 1974]

| Время, тыс. лет назад | Глубина положения нижней кромки мерзлоты, м | Вековой ход температур на земной поверхности, °С |
|-----------------------|---|--|
| 245 | 0 | 0 |
| 235 | 350 | -10,0 |
| 210 | 450 | -5,5 |
| 190 | 550 | -8,5 |
| 165 | 450 | -4,5 |
| 145 | 400 | -3,5 |
| 130 | 350 | -1,0 |
| 110 | 300 | -3,9 |
| 95 | 300 | -0,7 |
| 70 | 250 | -4,0 |
| 50 | 250 | -1,0 |
| 30 | 200 | -4,3 |
| 5 | 0 | +2,5 |

О методике исследований. Восстановление термической истории материнских отложений выполняется на основе палеотектонических и палеотемпературных реконструкций. Применен метод палеотемпературного моделирования, основанный на численном решении уравнения теплопроводности горизонтально-слоистого твердого тела с подвижной верхней границей. В математическую модель непосредственно включены климатический вековой ход температур на земной поверхности как краевое условие и палеотемпературы, определенные по ОСВ как «наблюденные». В модели палеотектонические реконструкции непосредственно сопряжены с палеотемпературными реконструкциями [Isaev et al., 1996; Isaev, Fomin, 2006; Gulenok et al., 2011; Исаев и др., 2016].

Параметризация осадочного разреза, вскрытого скважиной, определяющая параметры седиментационной и теплофизической модели, принимается в соответствии со стратиграфической разбивкой скважины по первичному «Делу скважины» и «Каталогу литолого-стратиграфических разбивок скважин» (табл. 3 и табл. 4). Возраст пород и соответствующие вековые интервалы шкалы геологического времени [Харленд и др., 1985],

увязанные с периодами геохронологической шкалы Стратиграфического кодекса (1992 г.), определяют время и скорости осадконакопления.

Формирование, существование, деградация толщи вечномерзлых пород учитывается как литолого-стратиграфический комплекс (табл. 5 и 6), обладающий аномально высокими значениями теплопроводности l и температуропроводности a .

В варианте 1 (см. табл. 5) принята мощность толщи мерзлоты 300 м. Формализованный учет толщи мерзлоты осуществляется, начиная с 240 тыс. лет назад, «мгновенной» (по меркам геологического времени, за 1,5+3,0 тыс. лет) заменой «нормальных» осадочных отложений толщей мерзлых пород со своими теплофизическими характеристиками — теплопроводность, температуропроводность [Иванов, Гаврильев, 1965]. Затем эта толща мерзлых пород перекрывает осадочный чехол в течение 179 тыс. лет. После этого «мгновенно» (1,5+3,0 тыс. лет) толща вечной мерзлоты заменяется «нормальными» осадочными отложениями. И, далее, существует «нормальный» осадочный чехол до настоящего времени, в последние 52 тыс. лет.

В варианте 4 (см. табл. 6) взята мощность мерзлоты в 1000 м. Формализованный учет толщи мерзлоты осуществляется также, как и для предыдущего варианта, начиная с 240 тыс. лет назад. Замена «нормальных» осадочных отложений толщей мерзлоты осуществлялась по геологическому времени за 5,0+3,0 тыс. лет. После этого толща мерзлых пород перекрывает осадочный чехол в течение 206 тыс. лет, а затем вечная мерзлота заменяется (за 5,0+3,0 тыс. лет) «нормальными» осадочными отложениями. И, далее, существует современный разрез 18 тыс. лет.

Первое краевое условие модели определяется температурой поверхности осадконакопления, т.е. палеоклиматом (соляным источником тепла), и задается в виде кусочно-линейной функции «местного» векового хода температур на поверхности Земли [Исаев, Искоркина, 2014].

Схема расчета палеотемператур материнской свиты состоит из двух этапов. На первом по распределению «наблюденных» температур T_i в скважине рассчитывается тепловой поток q через поверхность основания осадочного чехла, т. е. решается обратная задача геотермии. На втором этапе с известным значением q решаются прямые задачи геотермии — непосредственно рассчитываются

Таблица 3. Параметрическое описание седиментационной истории и теплофизических свойств осадочной толщи, вскрытой скважиной Северо-Фестивальная-1 (без учета неоплейстоценового промерзания осадочного чехла)

| Свита, толща* (стратиграфия) | Мощность, м | Возраст, млн лет назад | Время накопления, млн лет | Плотность, г/см ³ | Теплопроводность, (Вт/м)·°С | Температуро- проводность, м ² /с | Тепловыде- ление, Вт/м ³ |
|---------------------------------|----------------|------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|---|--|
| Четвертичные Q | 35 | 1,64—0 | 1,64 | 2,02 | 1,27 | 6,5e—007 | 1,1e—006 |
| Плиоценовые N_2 | — | 1,64—4,71 | 3,07 | — | — | — | — |
| Миоценовые N_1 | — | 4,71—24,0 | 19,29 | — | — | — | — |
| Некрасовская $nk Pg_3$ | 154 | 24,0—32,3 | 8,3 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Чеганская $hg Pg_{3-2}$ | 70 | 32,3—41,7 | 9,4 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Люлинворская $ll Pg_2$ | 240 | 41,7—54,8 | 13,1 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Талицкая $tl Pg_1$ | 70 | 54,8—61,7 | 6,9 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Ганькинская P_1-K_{2gn} | 170 | 61,7—73,2 | 11,5 | 2,11 | 1,37 | 7e—007 | 1,25e—006 |
| Славгородская $sl K_2$ | 130 | 73,2—86,5 | 13,3 | 2,11 | 1,37 | 7e—007 | 1,25e—006 |
| Ипатовская $ip K_2$ | — | 86,5—89,8 | 3,3 | — | — | — | — |
| Кузнецовская $kz K_2$ | 15 | 89,8—91,6 | 1,8 | 2,18 | 1,43 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Покурская $pk K_{1-2}$ | 800 | 91,6—114,1 | 22,5 | 2,26 | 1,49 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Алымская $a_2 K_1$ | 24 | 114,1—116,3 | 2,2 | 2,39 | 1,6 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Алымская $a_1 K_1$ | 17 | 116,3—120,2 | 3,9 | 2,39 | 1,6 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Киялинская $kls K_1$ | 613 | 120,2—132,4 | 12,2 | 2,39 | 1,6 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Тарская $tr K_1$ | 54 | 132,4—136,1 | 3,7 | 2,44 | 1,62 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Куломзинская $klm K_1$ | 313 | 136,1—145,8 | 9,7 | 2,44 | 1,64 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Баженовская $bg J_3$ | 23 | 145,8—151,2 | 5,4 | 2,42 | 1,62 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Георгиевская $gr J_3$ | 5 | 151,2—156,6 | 5,4 | 2,42 | 1,62 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Васюганская $vs J_3$ | 70 | 156,6—162,9 | 6,3 | 2,42 | 1,6 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Тюменская $tm J_{1-2}$ | 362 | 162,9—200,8 | 37,9 | 2,46 | 1,64 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Тогурская $tg J_1$ | 30 | 200,8—203,9 | 3,1 | 2,46 | 1,64 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Урманская $ur J_1$ | 39 | 203,9—208,0 | 4,1 | 2,46 | 1,64 | 8e—007 | 1,3e—006 |

* Данные литолого-стратиграфических разбивок из каталога (В. И. Волков, 2001; материалы Томского филиала ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по СФО»). Заливкой показаны времена накопления нефтематеринских тогурской и баженовской свит и их параметрическое описание.

температуры U в заданных точках осадочной толщи Z (в материнской свите) в заданные моменты геологического времени t .

Для решения обратной задачи геотермии в качестве «наблюденных» используются измерения пластовых температур, полученные при испытаниях скважин, и палеотемпературы, определенные по ОСВ (см. табл. 1).

Решение прямых задач геотермии выполняется на 56 ключевых моментах геологического времени, соответствующих временам начала/завершения формирования каждой свиты, перекрывающих материнскую, а также точкам «излома» векового хода температур на земной

поверхности и «переломным» моментам формирования и деградации неоплейстоценовой мерзлоты.

Модель процессов нефтегазообразования [Конторович, 1976; Бурштейн и др., 1997] позволяет по геотемпературному критерию выполнить выделение очагов интенсивного образования нефтей из РОВ материнских отложений.

Для сопоставительной оценки результатов вариантов моделирования и степени согласованности расчетных очагов генерации УВ с установленной геологоразведочными работами нефтегазоносностью недр для каждого ва-

Таблица 4. Параметрическое описание седиментационной истории и теплофизических свойств осадочной толщи, вскрытой скважиной Лугинецкая-183 (без учета неоплейстоценового промерзания осадочного чехла)

| Свита, толща* (стратиграфия) | Мощность, м | Возраст, млн лет назад | Время накопления, млн лет | Плотность, г/см ³ | Теплопроводность, (Вт/м)·°С | Температуропроводность, м ² /с | Тепловыделение, Вт/м ³ |
|---|----------------|------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|--|--------------------------------------|
| Четвертичные <i>Q</i> | 25 | 1,64—0 | 1,64 | 2,02 | 1,27 | 6,5e—007 | 1,1e—006 |
| Плиоценовые <i>N₂</i> | — | 1,64—4,71 | 3,07 | — | — | — | — |
| Миоценовые <i>N₁</i> | — | 4,71—24,0 | 19,29 | — | — | — | — |
| Некрасовская <i>nk Pg₃</i> | 84 | 24,0—32,2 | 8,3 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Чеганская + Люлинворская + Талицкая <i>hg ll tl Pg₁₋₃</i> | 173 | 32,2—61,7 | 29,4 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Ганькинская <i>gn Pg_{1-K₂}</i> + +Славгородская + Ипатовская +Кузнецовская <i>sl ip kz K₂</i> | 364 | 61,7—91,6 | 29,9 | 2,15 | 1,4 | 7e—007 | 1,25e—006 |
| Покурская <i>pk K₁₋₂</i> | 803 | 91,6—114,1 | 22,5 | 2,26 | 1,49 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Алымская <i>a_{1,2}K₁₋₂</i> | — | 114,1—120,2 | 6,1 | — | — | — | — |
| Киялинская <i>kls K₁</i> | 550 | 120,2—132,4 | 12,2 | 2,39 | 1,6 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Тарская <i>tr K₁</i> | 74 | 132,4—136,1 | 3,7 | 2,44 | 1,62 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Куломзинская <i>klmK₁</i> | 237 | 136,1—145,8 | 9,7 | 2,44 | 1,64 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Баженовская <i>bg J₃</i> | 16 | 145,8—151,2 | 5,4 | 2,42 | 1,62 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Георгиевская <i>gr J₃</i> | — | 151,2—156,6 | 5,4 | — | — | — | — |
| Васюганская <i>vs J₃₋₂</i> | 55 | 156,6—162,9 | 6,3 | 2,42 | 1,6 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Тюменская <i>tm J₂</i> | 115 | 162,9—172,0 | 9,1 | 2,46 | 1,64 | 8e—007 | 1,3e—006 |

*То же, что и к табл. 3

рианта реконструкций термической истории материнской свиты рассчитывается интегральный показатель *R* [Лобова и др., 2013б; Isaev et al., 2014; Исаев и др., 2016]:

$$R = \sum_{i=1}^n (U_i t_i \cdot 10^{-2}),$$

где U_i — расчетная геотемпература очага генерации нефти, °С; t_i — интервальное время действия очага — нахождения материнских отложений в ГЗН, млн лет; количество временных интервалов n определено числом интервалов геологического времени нахождения материнских отложений в ГЗН.

Расчет показателя *R*, кумулятивно учитывающий динамику геотемператур материнских отложений, позволяет достаточно просто определить пространственную (в геологическом разрезе) и временную (в геологическом времени) локализацию очагов генерации УВ.

Как следует из приведенной формулы, расчетное значение показателя *R* (на участке скважины) напрямую зависит от времени нахождения материнской свиты в ГЗН и геотемператур ГЗН, а следовательно, такой подход можно принять в качестве экспресс-расчета (упрощенного расчета) плотности генерированных ресурсов УВ, не учитывающего качество, количество и состояние органического вещества (ОВ) материнской свиты. Допустимость такого подхода аргументируется тем, что параметры ОВ для вариантов моделирования разреза скважины не меняются и достаточны для интенсивной работы «удельного макрореактора» при энергообеспеченности, подводимой тепловым потоком и приростом геотемпературы [Попов, Исаев, 2011]. В данном случае плотность генерированных ресурсов имеет размерность [°С·млн лет]. Эту единицу оценки мы называем условной. Таким образом, экспресс-расчет плотности

Т а б л и ц а 5. Пример параметрического описания седиментационной истории и теплофизических свойств осадочной толщи, вскрытой скважиной Северо-Фестивальная-1 (мощность неоплейстоценовой мерзлоты 300 м)

| Свита, толща (стратиграфия) | Мощность, м | Возраст, млн лет назад | Время накопления, млн лет | Плотность, г/см ³ | Теплопроводность, (Вт/м)·°С | Температуропроводность, м ² /с | Тепловыделение, Вт/м ³ |
|-----------------------------|-------------|------------------------|---------------------------|------------------------------|-----------------------------|---|-----------------------------------|
| Четвертичные Q | — | 0,052—0,00 | 0,052 | — | — | — | — |
| Четвертичные Q | 300 | 0,055—0,052 | 0,003 | 2,10 | 1,3 | 7e—007 | 1,22e—006 |
| Четвертичные Q | —300 | 0,0565—0,055 | 0,0015 | 2,10 | 2,09 | 1,05e—006 | 1,22e—006 |
| Четвертичные Q | — | 0,2355—0,0565 | 0,179 | — | — | — | — |
| Четвертичные Q | 300 | 0,2385—0,2355 | 0,003 | 2,10 | 2,09 | 1,05e—006 | 1,22e—006 |
| Четвертичные Q | —300 | 0,24—0,2385 | 0,0015 | 2,10 | 1,3 | 7e—007 | 1,22e—006 |
| Четвертичные Q | 35 | 1,64—0,24 | 1,4 | 2,02 | 1,27 | 6,5e—007 | 1,1e—006 |
| Плиоценовые N_2 | — | 1,64—4,71 | 3,07 | — | — | — | — |
| Миоценовые N_1 | — | 4,71—24,0 | 19,29 | — | — | — | — |
| Некрасовская $nk Pg_3$ | 154 | 24,0—32,3 | 8,3 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Чеганская $hg Pg_{3-2}$ | 70 | 32,3—41,7 | 9,4 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Люлинворская $ll Pg_2$ | 240 | 41,7—54,8 | 13,1 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Талицкая $tl Pg_1$ | 70 | 54,8—61,7 | 6,9 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Ганькинская P_1-K_{2gn} | 170 | 61,7—73,2 | 11,5 | 2,11 | 1,37 | 7e—007 | 1,25e—006 |
| Славгородская $sl K_2$ | 130 | 73,2—86,5 | 13,3 | 2,11 | 1,37 | 7e—007 | 1,25e—006 |
| Ипатовская $ip K_2$ | — | 86,5—89,8 | 3,3 | — | — | — | — |
| Кузнецовская $kz K_2$ | 15 | 89,8—91,6 | 1,8 | 2,18 | 1,43 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Покурская $pk K_{1-2}$ | 800 | 91,6—114,1 | 22,5 | 2,26 | 1,49 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Алымская $a_2 K_1$ | 24 | 114,1—116,3 | 2,2 | 2,39 | 1,6 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Алымская $a_1 K_1$ | 17 | 116,3—120,2 | 3,9 | 2,39 | 1,6 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Киялинская $kls K_1$ | 613 | 120,2—132,4 | 12,2 | 2,39 | 1,6 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Тарская $tr K_1$ | 54 | 132,4—136,1 | 3,7 | 2,44 | 1,62 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Куломзинская $klm K_1$ | 313 | 136,1—145,8 | 9,7 | 2,44 | 1,64 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Баженовская $bg J_3$ | 23 | 145,8—151,2 | 5,4 | 2,42 | 1,62 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Георгиевская $gr J_3$ | 5 | 151,2—156,6 | 5,4 | 2,42 | 1,62 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Васюганская $vs J_3$ | 70 | 156,6—162,9 | 6,3 | 2,42 | 1,6 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Тюменская $tm J_{1-2}$ | 362 | 162,9—200,8 | 37,9 | 2,46 | 1,64 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Тогурская $tg J_1$ | 30 | 200,8—203,9 | 3,1 | 2,46 | 1,64 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Урманская $ur J_1$ | 39 | 203,9—208,0 | 4,1 | 2,46 | 1,64 | 8e—007 | 1,3e—006 |

Примечание. Серой заливкой, показаны времена «мгновенного» формирования и «мгновенной» деградации толщи неоплейстоценовой мерзлоты, темно-серой заливкой — время существования толщи мерзлоты.

ресурсов выполняется в условных единицах, что представляется корректным для сопоставления результатов вариантов моделирования.

В работах [Осипова и др., 2015 и др.] в расчет показателя R вкладывается смысл расчета относительной плотности ресурсов генерированных нефтей. Здесь относительная плотность ресурсов понимается так. Если по

результатам варианта моделирования получено значимое значение R , тогда в материнских отложениях имеет/имел место очаг генерации нефтей. Если, например, в варианте 1 моделирования плотность ресурсов R оценена в 110 усл. ед., а в варианте 3 — в 70 усл. ед., то это значит, что в варианте 1 прогнозируемая плотность ресурсов в 1,5 раза больше, чем про-

Т а б л и ц а 6. Пример параметрического описания седиментационной истории и теплофизических свойств осадочной толщи, вскрытой скважиной Северо-Фестивальная-1 (мощность неоплейстоценовой мерзлоты 1000 м)

| Свита, толща (стратиграфия) | Мощность, м | Возраст, млн лет назад | Время накопления, млн лет | Плотность, г/см ³ | Теплопроводность, (Вт/м)·°С | Температуропроводность, м ² /с | Тепловыделение, Вт/м ³ |
|--|-------------|------------------------|---------------------------|------------------------------|-----------------------------|---|-----------------------------------|
| Четвертичные Q | — | 0,011—0,00 | 0,018 | — | — | — | — |
| Четвертичные Q | 1000 | 0,021—0,011 | 0,003 | 2,10 | 1,3 | 7e—007 | 1,22e—006 |
| Четвертичные Q | —1000 | 0,026—0,021 | 0,005 | 2,10 | 2,09 | 1,05e—006 | 1,22e—006 |
| Четвертичные Q | — | 0,232—0,026 | 0,206 | — | — | — | — |
| Четвертичные Q | 1000 | 0,235—0,232 | 0,003 | 2,10 | 2,09 | 1,05e—006 | 1,22e—006 |
| Четвертичные Q | —1000 | 0,24—0,235 | 0,005 | 2,10 | 1,3 | 7e—007 | 1,22e—006 |
| Четвертичные Q | 35 | 1,64—0,24 | 1,4 | 2,02 | 1,27 | 6,5e—007 | 1,1e—006 |
| Плиоценовые N ₂ | — | 1,64—4,71 | 3,07 | — | — | — | — |
| Миоценовые N ₁ | — | 4,71—24,0 | 19,29 | — | — | — | — |
| Некрасовская nk Pg ₃ | 154 | 24,0—32,3 | 8,3 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Чеганская hg Pg ₃₋₂ | 70 | 32,3—41,7 | 9,4 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Люлинворская ll Pg ₂ | 240 | 41,7—54,8 | 13,1 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Талицкая tl Pg ₁ | 70 | 54,8—61,7 | 6,9 | 2,09 | 1,35 | 7e—007 | 1,2e—006 |
| Ганькинская P ₁ -K _{2gn} | 170 | 61,7—73,2 | 11,5 | 2,11 | 1,37 | 7e—007 | 1,25e—006 |
| Славгородская sl K ₂ | 130 | 73,2—86,5 | 13,3 | 2,11 | 1,37 | 7e—007 | 1,25e—006 |
| Ипатовская ip K ₂ | — | 86,5—89,8 | 3,3 | — | — | — | — |
| Кузнецовская kz K ₂ | 15 | 89,8—91,6 | 1,8 | 2,18 | 1,43 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Покурская pk K ₁₋₂ | 800 | 91,6—114,1 | 22,5 | 2,26 | 1,49 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Алымская a ₂ K ₁ | 24 | 114,1—116,3 | 2,2 | 2,39 | 1,6 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Алымская a ₁ K ₁ | 17 | 116,3—120,2 | 3,9 | 2,39 | 1,6 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Киялинская kls K ₁ | 613 | 120,2—132,4 | 12,2 | 2,39 | 1,6 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Тарская tr K ₁ | 54 | 132,4—136,1 | 3,7 | 2,44 | 1,62 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Куломзинская klmK ₁ | 313 | 136,1—145,8 | 9,7 | 2,44 | 1,64 | 8e—007 | 1,25e—006 |
| Баженовская bg J ₃ | 23 | 145,8—151,2 | 5,4 | 2,42 | 1,62 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Георгиевская gr J ₃ | 5 | 151,2—156,6 | 5,4 | 2,42 | 1,62 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Васюганская vs J ₃ | 70 | 156,6—162,9 | 6,3 | 2,42 | 1,6 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Тюменская tm J ₁₋₂ | 362 | 162,9—200,8 | 37,9 | 2,46 | 1,64 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Тогурская tg J ₁ | 30 | 200,8—203,9 | 3,1 | 2,46 | 1,64 | 8e—007 | 1,3e—006 |
| Урманская ur J ₁ | 39 | 203,9—208,0 | 4,1 | 2,46 | 1,64 | 8e—007 | 1,3e—006 |

Примечание: То же, что к табл. 5.

гнозируемая плотность ресурсов в варианте 3 (отношение 3:2).

Влияние палеоклимата на расчетный геотермический режим и оценку степени реализации генерационного потенциала тогурских отложений Северо-Фестивального месторождения. Анализ расчетных значений плотности теплового потока q из основания осадочного разреза (табл. 7) показывает следующее. В ва-

риантах 1, 3 и 4 тепловой поток увеличивается на 1,1—1,6—4,7 мВт/м² (на 2—3—9 %) по отношению к расчетному значению теплового потока варианта 2 — 55,7 мВт/м².

Анализ термической истории тогурской свиты (см. табл. 7) в разрезе скважины Северо-Фестивальная-1 свидетельствует о том, что в варианте 3 (без учета палеоклимата, т. е. без учета векового хода температур и неоплейсто-

Таблица 7. Расчетные геотемпературы тогурской свиты в разрезе скважины Северо-Фестивальная-1

| Время, млн лет назад | Вековой ход температур на поверхности Земли, °С | Глубина положения тогурской свиты, м | Геотемпературы свиты, °С | | | |
|---|---|--------------------------------------|--------------------------|-----------|-----------|-----------|
| | | | Вариант 1 | Вариант 2 | Вариант 3 | Вариант 4 |
| 0 | 0 | 3183 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,001 | +1 | 3182 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,003 | +2 | 3182 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,005 | +3 | 3182 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,018 | +1 | 3182 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,03 | -2 | 3182 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,05 | -1 | 3181 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,052 | -1 | 3181 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,055 | -1 | 3181 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,0565 | -2 | 3181 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,07 | -4 | 3181 | 119 | 119 | 125 | 115 |
| 0,09 | -1 | 3180 | 119 | 119 | 125 | 115 |
| 0,11 | -4 | 3180 | 119 | 119 | 125 | 115 |
| 0,13 | -1 | 3179 | 119 | 119 | 125 | 115 |
| 0,15 | -4 | 3179 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,19 | -9 | 3178 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,21 | -6 | 3177 | 119 | 121 | 125 | 115 |
| 0,222 | -7 | 3177 | 119 | 120 | 125 | 115 |
| 0,225 | -8 | 3177 | 119 | 121 | 125 | 115 |
| 0,235 | -10 | 3177 | 119 | 121 | 125 | 115 |
| 0,2355 | -9 | 3177 | 119 | 121 | 125 | 115 |
| 0,2385 | -2 | 3177 | 119 | 121 | 125 | 115 |
| 0,24 | 0 | 3177 | 119 | 122 | 125 | 115 |
| 1,4 | +1 | 3158 | 124 | 122 | 124 | 131 |
| 1,64 | +1 | 3158 | 124 | 122 | 124 | 131 |
| 3,1 | +2 | 3147 | 126 | 124 | 124 | 133 |
| 3,2 | +2 | 3147 | 126 | 124 | 124 | 133 |
| 3,8 | +12 | 3147 | 126 | 124 | 124 | 133 |
| 4,7 | +3 | 3147 | 130 | 128 | 124 | 138 |
| 5,2 | -3 | 3146 | 126 | 124 | 124 | 133 |
| 5,7 | +7 | 3146 | 126 | 124 | 124 | 134 |
| 6,3 | +10 | 3146 | 132 | 129 | 124 | 139 |
| 7 | +4 | 3146 | 127 | 124 | 124 | 134 |
| 20 | +15 | 3146 | 138 | 135 | 124 | 145 |
| 24 | +16 | 3141 | 138 | 136 | 124 | 146 |
| 31,5 | +17 | 3011 | 133 | 131 | 117 | 140 |
| 32,3 | +16 | 2993 | 132 | 130 | 117 | 139 |
| 34 | +15 | 2977 | 130 | 128 | 116 | 137 |
| 37,6 | +14 | 2955 | 128 | 126 | 115 | 135 |
| 41,7 | +12 | 2925 | 125 | 123 | 114 | 131 |
| 42 | +11 | 2913 | 123 | 121 | 113 | 130 |
| 46 | +8 | 2838 | 117 | 115 | 110 | 124 |
| 54,8 | +19 | 2687 | 120 | 118 | 103 | 126 |
| 58 | +24 | 2647 | 124 | 122 | 101 | 130 |
| 61,7 | +22 | 2616 | 121 | 119 | 100 | 127 |
| 73 | +15 | 2441 | 107 | 105 | 92 | 113 |
| 73,2 | +16 | 2441 | 107 | 105 | 92 | 113 |
| 86,5 | +22 | 2314 | 107 | 105 | 87 | 113 |
| 89,8 | +22 | 2311 | 107 | 105 | 86 | 113 |
| 90 | +23 | 2307 | 107 | 105 | 86 | 113 |
| 91,6 | +22 | 2299 | 107 | 105 | 86 | 112 |
| 114,1 | +21 | 1491 | 74 | 73 | 54 | 77 |
| 118 | +19 | 1463 | 71 | 70 | 53 | 74 |
| 120,2 | +19 | 1453 | 71 | 70 | 52 | 73 |
| 132,4 | +19 | 850 | 49 | 48 | 30 | 50 |
| 136,1 | +19 | 783 | 46 | 46 | 28 | 48 |
| 145,8 | +19 | 493 | 36 | 36 | 17 | 37 |
| Расчетный тепловой поток из основания, мВт/м ² | | | 56,8 | 55,7 | 57,3 | 60,4 |

Примечание. Вариант 1 — учет векового хода температур, учет вечной мерзлоты 300 м. Вариант 2 — учет векового хода температур, без учета вечной мерзлоты. Вариант 3 — без учета векового хода температур, без учета вечной мерзлоты. Вариант 4 — учет векового хода температур, учет вечной мерзлоты 1000 м. Заливкой показаны температуры главной зоны нефтеобразования (ГЗН), темной заливкой — абсолютный палеотемпературный максимум ГЗН, темно-серой заливкой — относительные палеотемпературные максимумы ГЗН.

ценовой мерзлоты) материнская свита «пережила» самую короткую и самую «холодную» главную фазу нефтеобразования (ГФН).

В вариантах 1, 2 и 4 (с учетом палеоклимата) тогурская свита имеет «богатые», но разные термические истории ГФН. Главные фазы нефтеобразования этих вариантов имеют разные значения абсолютных максимумов палеотемператур, а также содержат относительные максимумы геотемператур в геологическом прошлом.

В вариантах 1 и 4 присутствие толщи вечномерзлых пород, обладающих высокими значениями теплопроводности l и температуропроводности a , приводит к увеличению расчетных значений плотности теплового потока q , что, в свою очередь, увеличивает расчетные геотемпературы материнских отложений. В случае неучета векового хода температур на дневной поверхности (вариант 3) расчетный тепловой поток q также увеличивается.

Сопоставление расчетных и «наблюденных» геотемператур в скважине приведено в табл. 8. Так как «наблюденные» (измеренные)

температуры (включая определенные по ОСВ) имеют погрешность порядка ± 2 °С, то варианты 3 и 4 решений нельзя признать приемлемыми. В этих вариантах «невязки» превышают оптимальную более чем в 2 раза, а разница с ОСВ достигает 7—13 °С.

В случае учета палеоклимата (варианты 1 и 2) как «невязки» для пластовых температур, так и сходимость с «максимальным палеотермометром» близки к оптимальным и примерно равноценны. Таким образом, сопоставление измеренных и расчетных геотемператур позволяет заключить, что по критерию «невязки» результаты вариантов 1 и 2 приемлемы и равноценны. Учет векового хода температур и неоплейстоценовой мерзлоты мощностью до 300 м позволяет достаточно корректно восстановить термическую историю тогурских отложений.

Расчет интегрального показателя R (табл. 9) — экспресс-расчет плотности генерированных ресурсов тогурских нефтей — дает максимальное значение для приемлемого варианта 1 (111 усл. ед.). В этом варианте, помимо учета

Таблица 8. Сопоставление измеренных и расчетных геотемператур в скважине Северо-Фестивальная-1

| Глубина, м | Измеренные («наблюденные») температуры, °С | Способ измерения | Вариант 1, °С | | Вариант 2, °С | | Вариант 3, °С | | Вариант 4, °С | |
|---|--|------------------|-----------------------|---------|-----------------------|---------|-----------------------|---------|-----------------------|---------|
| | | | Расчетные температуры | Разница | Расчетные температуры | Разница | Расчетные температуры | Разница | Расчетные температуры | Разница |
| 3130 | 118 | пластовый | 117 | -1 | 119 | +1 | 124 | +6 | 114 | -4 |
| 3145 | 123 | пластовый | 118 | -5 | 119 | -4 | 124 | +1 | 114 | -8 |
| 3232 | 124 | по ОСВ | 130 | +6 | 128 | +4 | 117 | -7 | 137 | +13 |
| Среднеквадратическое отклонение («невязка»), °С | | | ±4 | | ±3 | | ±5 | | ±9 | |

Таблица 9. Расчет интегрального показателя R , дающего экспресс-оценку плотности ресурсов генерированных тогурских нефтей, для вариантов учета палеоклимата (скважина Северо-Фестивальная-1)

| Вариант палеотемпературного моделирования | Экспресс-расчет ресурсов R , усл. ед. | Количество расчетных временных интервалов n | Период работы палеоочага генерации нефти, млн лет назад | Время работы палеоочага, млн лет | Максимальные геотемпературы палеоочага, °С |
|---|---|---|---|----------------------------------|--|
| Вариант 1 | 111 | 51 | 91,6-0 | 91,6 | 138 |
| Вариант 2 | 109 | 51 | 91,6-0 | 91,6 | 136 |
| Вариант 3 | 71 | 45 | 61,7-0 | 61,7 | 125 |
| Вариант 4 | 117 | 51 | 91,6-0 | 91,6 | 146 |

Примечание. Заливкой обозначены варианты, приемлемые и равноценные по оптимальной согласованности расчетных геотемператур как с измеренными пластовыми температурами, так и с геотемпературами, определенными по ОСВ.

Таблица 10. Расчетные геотемпературы баженовской свиты в разрезе скважины Северо-Фестивальная-1

| Время, млн лет назад | Вековой ход температур на поверхности Земли, °С | Глубина положения баженовской свиты, м | Геотемпературы свиты, °С | | | |
|---|---|--|--------------------------|-----------|-----------|-----------|
| | | | Вариант 1 | Вариант 2 | Вариант 3 | Вариант 4 |
| 0 | 0 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,001 | +1 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,003 | +2 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,005 | +3 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,018 | +1 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,03 | -2 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,05 | -1 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,052 | -1 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,055 | -1 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,0565 | -2 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,07 | -4 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,09 | -1 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,11 | -4 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,13 | -1 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,15 | -4 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,19 | -9 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,21 | -6 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,222 | -7 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,225 | -8 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,235 | -10 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,2355 | -9 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,2385 | -2 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 0,24 | 0 | 2720 | 103 | 105 | 109 | 98 |
| 1,4 | +1 | 2695 | 107 | 106 | 108 | 114 |
| 1,64 | +1 | 2695 | 107 | 106 | 108 | 114 |
| 3,1 | +2 | 2683 | 110 | 108 | 108 | 116 |
| 3,2 | +2 | 2683 | 110 | 108 | 108 | 116 |
| 3,8 | +12 | 2683 | 110 | 108 | 108 | 116 |
| 4,7 | +3 | 2683 | 114 | 112 | 108 | 120 |
| 5,2 | -3 | 2682 | 110 | 108 | 108 | 116 |
| 5,7 | +7 | 2682 | 110 | 108 | 108 | 116 |
| 6,3 | +10 | 2682 | 115 | 113 | 108 | 121 |
| 7 | +4 | 2682 | 111 | 109 | 108 | 117 |
| 20 | +15 | 2682 | 122 | 120 | 108 | 128 |
| 24 | +16 | 2677 | 122 | 120 | 107 | 128 |
| 31,5 | +17 | 2547 | 117 | 115 | 101 | 123 |
| 32,3 | +16 | 2529 | 115 | 114 | 101 | 121 |
| 34 | +15 | 2513 | 113 | 112 | 100 | 119 |
| 37,6 | +14 | 2491 | 112 | 110 | 99 | 118 |
| 41,7 | +12 | 2461 | 109 | 107 | 98 | 114 |
| 42 | +11 | 2438 | 106 | 105 | 96 | 112 |
| 46 | +8 | 2374 | 101 | 99 | 93 | 106 |
| 54,8 | +19 | 2228 | 104 | 102 | 87 | 109 |
| 58 | +24 | 2183 | 108 | 106 | 85 | 113 |
| 61,7 | +22 | 2152 | 105 | 103 | 84 | 110 |
| 73 | +15 | 1977 | 91 | 89 | 76 | 95 |
| 73,2 | +16 | 1977 | 91 | 89 | 76 | 95 |
| 86,5 | +22 | 1850 | 91 | 90 | 70 | 95 |
| 89,8 | +22 | 1847 | 91 | 90 | 70 | 95 |
| 90 | +23 | 1843 | 91 | 90 | 70 | 96 |
| 91,6 | +22 | 1835 | 91 | 90 | 69 | 95 |
| 114,1 | +21 | 1030 | 58 | 57 | 37 | 60 |
| 118 | +19 | 999 | 55 | 53 | 36 | 56 |
| 120,2 | +19 | 988 | 54 | 53 | 35 | 56 |
| 132,4 | +19 | 386 | 32 | 32 | 13 | 33 |
| 136,1 | +19 | 319 | 30 | 30 | 11 | 30 |
| 145,8 | +19 | 29 | 20 | 20 | 1 | 20 |
| Расчетный тепловой поток из основания, мВт/м ² | | | 56,8 | 55,7 | 57,3 | 60,4 |

Примечание. Те же, что к табл. 7

векового хода температур на дневной поверхности, учтено присутствие неоплейстоценовой мерзлоты мощностью 300 м. Указанное максимальное значение примерно то же, что и в *варианте 2* (109 усл. ед.), в котором учтен только один фактор палеоклимата — вековой ход температур, и почти на 60 % больше, чем в *варианте 3* (71 усл. ед.), в котором не учтен ни один фактор палеоклимата. Максимальное значение плотности генерированных ресурсов обусловлено более «богатой» термической историей баженовской свиты в *варианте 1* (см. табл. 7).

Таким образом, именно *вариант 1*, достаточно корректный по сходимости измеренных и расчетных геотемператур и наиболее полно (в контексте проведенных исследований) учитывающий основные факторы палеоклимата, представляет наиболее «богатую» термическую историю материнских отложений, а следовательно, обеспечивает наибольшую расчетную плотность ресурсов генерированных нефтей.

Наличие в результатах *варианта 1* палеоочагов интенсивной генерации тогурской нефти (см. табл. 7) хорошо объясняет вскрытую скважиной Северо-Фестивальная-1 залежь нефти в нижнеюрских отложениях (см. табл. 1). Причем, именно в *варианте 1* в наиболее длительный период 34—6 млн лет назад (см. табл. 7) наступают катагенетические условия глубокой зоны газообразования (геотемпературы достигают 138°C), что хорошо согласуется с газоносностью нижнеюрского и палеозойского НГК (см. табл. 1).

Влияние палеоклимата на расчетный геотермический режим и оценку степени реализации генерационного потенциала баженовских отложений Северо-Фестивального

месторождения. Анализ термической истории баженовской свиты (табл. 10) в разрезе скважины свидетельствует о том, что в *варианте 3* (без учета палеоклимата) материнская свита «пережила» на половину короткую, по сравнению с *вариантами 1, 2, 4*, и наиболее «холодную» ГФН.

В *вариантах 1, 2 и 4* (с учетом палеоклимата) баженовская свита имеет разные термические истории ГФН. Главные фазы нефтеобразования этих вариантов имеют одинаковые по времени проявления, но заметно разные значения абсолютных максимумов палеотемператур, а также содержат относительные максимумы геотемператур в геологическом прошлом.

Расчет интегрального показателя R для баженовских нефтей (табл. 11) дает несколько большее значение для *варианта 1* (97 усл. ед.). Указанное значение (97 усл. ед.) на 70 % больше, чем в *варианте 3* (58 усл. ед.), в котором палеоклимат не учтен. Максимальное значение плотности генерированных ресурсов обеспечивается более «богатой» термической историей баженовской свиты в *варианте 1* (см. табл. 10).

Таким образом, именно *вариант 1*, учитывающий основные факторы палеоклимата, представляет наиболее «богатую» термическую историю материнских отложений, а следовательно, обеспечивает наибольшую расчетную плотность ресурсов генерированных нефтей. Наличие в результатах *варианта 1* палеоочагов интенсивной генерации баженовской нефти (см. табл. 7) объясняет нефтепроявления в керне верхнеюрских отложений скважины Лугинецкая-183, хотя коллектор (Ю_1) здесь не встречен (см. табл. 1).

Влияние палеоклимата на расчетный геотермический режим и оценку степени реализации генерационного потенциала баженов-

Т а б л и ц а 11. Расчет интегрального показателя R , дающего экспресс-оценку плотности ресурсов генерированных баженовских нефтей, для вариантов учета палеоклимата (скважина Северо-Фестивальная-1)

| Вариант палеотемпературного моделирования | Экспресс-оценка ресурсов R , усл. ед. | Количество расчетных временных интервалов n | Период работы палеоочага генерации нефти, млн лет назад | Время работы палеоочага, млн лет | Максимальные геотемпературы палеоочага, °C |
|---|---|---|---|----------------------------------|--|
| Вариант 1 | 97 | 51 | 91,6–0 | 91,6 | 122 |
| Вариант 2 | 95 | 51 | 91,6–0 | 91,6 | 120 |
| Вариант 3 | 58 | 45 | 58,0–0 | 58,0 | 109 |
| Вариант 4 | 102 | 51 | 91,6–0 | 91,6 | 128 |

Примечание. То же, что к табл. 9.

Т а б л и ц а 12. Расчетные геотемпературы баженовской свиты в разрезе скважины Лугинская-183

| Время, млн лет назад | Вековой ход температур на поверхности Земли, °С | Глубина положения баженовской свиты, м | Геотемпературы свиты, °С | | | |
|---|--|---|--------------------------|-----------|-----------|-----------|
| | | | Вариант 1 | Вариант 2 | Вариант 3 | Вариант 4 |
| 0 | 0 | 2321 | 80 | 81 | 87 | 75 |
| 0,001 | +1 | 2321 | 80 | 81 | 87 | 75 |
| 0,003 | +2 | 2321 | 80 | 81 | 87 | 75 |
| 0,005 | +3 | 2321 | 80 | 81 | 87 | 75 |
| 0,018 | +1 | 2320 | 80 | 81 | 88 | 77 |
| 0,03 | -2 | 2321 | 79 | 81 | 88 | 78 |
| 0,05 | -1 | 2320 | 79 | 81 | 88 | 78 |
| 0,052 | -1 | 2320 | 79 | 81 | 88 | 78 |
| 0,055 | -1 | 2321 | 79 | 81 | 88 | 78 |
| 0,0565 | -2 | 2320 | 79 | 81 | 88 | 78 |
| 0,07 | -4 | 2319 | 79 | 80 | 88 | 78 |
| 0,09 | -1 | 2319 | 79 | 80 | 87 | 78 |
| 0,11 | -4 | 2319 | 79 | 80 | 87 | 78 |
| 0,13 | -1 | 2319 | 79 | 80 | 87 | 78 |
| 0,15 | -4 | 2318 | 80 | 80 | 87 | 78 |
| 0,19 | -9 | 2318 | 83 | 81 | 87 | 79 |
| 0,21 | -6 | 2317 | 84 | 82 | 87 | 82 |
| 0,222 | -7 | 2317 | 85 | 82 | 87 | 82 |
| 0,225 | -8 | 2317 | 86 | 82 | 87 | 86 |
| 0,235 | -10 | 2317 | 86 | 82 | 87 | 91 |
| 0,2355 | -9 | 2317 | 86 | 82 | 87 | 94 |
| 0,2385 | -2 | 2317 | 86 | 83 | 87 | 94 |
| 0,24 | 0 | 2317 | 86 | 83 | 87 | 95 |
| 1,4 | +1 | 2299 | 86 | 83 | 86 | 94 |
| 1,64 | +1 | 2296 | 86 | 83 | 86 | 95 |
| 3,1 | +2 | 2295 | 88 | 85 | 86 | 96 |
| 3,2 | +2 | 2295 | 89 | 89 | 86 | 97 |
| 3,8 | +12 | 2295 | 95 | 93 | 86 | 104 |
| 4,7 | +3 | 2295 | 88 | 85 | 86 | 96 |
| 5,2 | -3 | 2294 | 89 | 86 | 86 | 97 |
| 5,7 | +7 | 2294 | 92 | 89 | 86 | 101 |
| 6,3 | +10 | 2294 | 94 | 90 | 86 | 102 |
| 7 | +4 | 2294 | 89 | 86 | 86 | 97 |
| 20 | +15 | 2294 | 100 | 97 | 86 | 108 |
| 24 | +16 | 2294 | 101 | 98 | 86 | 110 |
| 31,5 | +17 | 2218 | 98 | 95 | 83 | 107 |
| 32,3 | +16 | 2210 | 97 | 94 | 82 | 105 |
| 34 | +15 | 2200 | 96 | 93 | 82 | 103 |
| 37,6 | +14 | 2178 | 94 | 91 | 80 | 101 |
| 41,7 | +12 | 2154 | 90 | 87 | 80 | 98 |
| 42 | +11 | 2158 | 89 | 87 | 80 | 97 |
| 46 | +8 | 2129 | 86 | 83 | 79 | 93 |
| 54,8 | +19 | 2077 | 95 | 92 | 77 | 102 |
| 58 | +24 | 2058 | 99 | 96 | 76 | 106 |
| 61,7 | +22 | 2037 | 95 | 92 | 74 | 102 |
| 73 | +15 | 1899 | 83 | 81 | 69 | 90 |
| 73,2 | +16 | 1897 | 83 | 81 | 68 | 90 |
| 86,5 | +22 | 1735 | 83 | 81 | 62 | 90 |
| 89,8 | +22 | 1694 | 82 | 80 | 61 | 88 |
| 90 | +23 | 1692 | 82 | 81 | 61 | 88 |
| 91,6 | +22 | 1673 | 79 | 77 | 58 | 85 |
| 114,1 | +21 | 870 | 50 | 49 | 29 | 53 |
| 118 | +19 | 869 | 48 | 47 | 29 | 51 |
| 120,2 | +19 | 869 | 47 | 47 | 29 | 51 |
| 132,4 | +19 | 319 | 29 | 29 | 11 | 30 |
| 136,1 | +19 | 245 | 14 | 27 | 8 | 18 |
| Расчетный тепловой поток из основания, мВт/м ² | | | 53,6 | 52,2 | 54,8 | 59,3 |

Примечание. То же, что к табл. 7

ских отложений Лугинецкого месторождения. Ранее [Исаев, 2015] на примере скважины Лугинецкая-183 были проведены исследования по оценке влияния позднечетвертичной вечной мерзлоты на геотермический режим и реализацию нефтегенерационного потенциала баженовской свиты Лугинецкого нефтяного месторождения. Оно, в отличие от нефтегазоконденсатного Северо-Фестивального месторождения депрессионной зоны Нюрольской мегавпадины, расположено на обрамляющем депрессию Лавровском мезовыступе (см. рис. 1). К мезовыступу тогурская материнская свита выклинивается [Конторович, 2002]. Ниже приводятся результаты исследований на Лугинецком месторождении.

Анализ расчетных значений плотности теплового потока q из основания осадочного разреза (табл. 12) показывает следующее. В вариантах 1, 3 и 4 тепловой поток увеличивается на 1,4–2,6–7,1 мВт/м² (на 3–5–14 %) по отношению к расчетному значению теплового потока варианта 2—52,2 мВт/м².

Анализ термической истории баженовской свиты (см. табл. 12) в разрезе скважины свидетельствует о том, что в варианте 3 (без учета палеоклимата) материнская свита «пережила» самую короткую и самую «холодную» главную фазу нефтеобразования.

В вариантах 1, 2 и 4 (с учетом палеоклимата) баженовская свита имеет «богатые», но разные термические истории ГФН. Главные фазы нефтеобразования этих вариантов имеют разные значения абсолютных максимумов палеотемператур, а также содержат относительные максимумы геотемператур в геологическом прошлом.

В вариантах 1 и 4 присутствие толщи вечномерзлых пород приводит к увеличению расчетных значений плотности теплового потока q , что, в свою очередь, увеличивает расчетные

геотемпературы материнских отложений. В случае не учета векового хода температур на дневной поверхности (вариант 3) расчетный тепловой поток q также увеличивается.

Сопоставление расчетных и измеренных геотемператур в скважине приведено в табл. 13. Варианты 3 и 4 решений нельзя признать приемлемыми. В этих вариантах «невязки» превышают оптимальную более чем в 4 раза, а разница с ОСВ достигает 11–12 °С.

В случае учета палеоклимата (варианты 1 и 2) как «невязки» для пластовых температур, так и сходимость с «максимальным палеотермометром» оптимальны и равноценны. Таким образом, сопоставление измеренных и расчетных геотемператур позволяет заключить, что по критерию «невязки» результаты вариантов 1 и 2 приемлемы и равноценны. Учет векового хода температур и неоплейстоценовой мерзлоты мощностью до 300 м позволяет корректно восстановить термическую историю баженовских отложений.

Расчет интегрального показателя R баженовских нефтей (табл. 14) принимает максимальное значение для приемлемого варианта 1 (68 усл. ед.). В этом варианте, помимо учета векового хода температур на дневной поверхности, учтено присутствие неоплейстоценовой мерзлоты мощностью 300 м. Указанное максимальное значение почти на 25 % больше, чем в варианте 2 (55 усл. ед.), в котором учтен только один фактор палеоклимата — вековой ход температур. И более чем в 2 раза превышает расчет R варианта 3 (27 усл. ед.), в котором не учитывается ни один фактор палеоклимата. Максимальное значение расчетной плотности генерированных ресурсов следует из более «богатой» термической истории баженовской свиты в варианте 1 (см. табл. 11).

Таким образом, именно вариант 1, вполне корректный по сходимости измеренных и рас-

Т а б л и ц а 13. Сопоставление измеренных и расчетных геотемператур в скв. Лугинецкая-183

| Глубина, м | Измеренные («наблюденные») температуры, °С | Способ измерения | Вариант 1, °С | | Вариант 2, °С | | Вариант 3, °С | | Вариант 4, °С | |
|---|--|------------------|-----------------------|---------|-----------------------|---------|-----------------------|---------|-----------------------|---------|
| | | | Расчетные температуры | Разница | Расчетные температуры | Разница | Расчетные температуры | Разница | Расчетные температуры | Разница |
| 2200 | 77 | пластовый | 76 | -1 | 78 | +1 | 83 | +6 | 70 | -7 |
| 2350 | 84 | пластовый | 81 | -3 | 82 | -2 | 89 | +5 | 76 | -8 |
| 2345 | 98 | по ОСВ | 101 | +3 | 99 | +1 | 87 | -11 | 110 | +12 |
| Среднеквадратическое отклонение («невязка»), °С | | | ±2 | | ±1 | | ±8 | | ±9 | |

четных геотемператур и наиболее полно (в контексте проведенных исследований) учитывающий основные факторы палеоклимата, представляет наиболее «богатую» термическую историю материнских отложений, а следовательно, обеспечивает наибольшую расчетную плотность ресурсов генерированных нефтей. Наличие в результатах *варианта 1* палеоочагов интенсивной генерации баженовской нефти (см. табл. 12) хорошо объясняет вскрытую скважиной Лугинецкая-183 промышленную залежь в верхнеюрских отложениях (см. табл. 1).

Сопоставление и обсуждение результатов исследований. В *вариантах 1 и 4* как на Лугинецком месторождении, так и на Северо-Фестивальном получено увеличение расчетной плотности теплового потока q по отношению к расчетному значению теплового потока *варианта 2*. В *варианте 2* фактор палеоклимата — неоплейстоценовая мерзлота — не учтен. Увеличение q обусловлено рассеиванием тепла через дневную поверхность за счет высокой теплопроводности λ и температуропроводности a мерзлой толщи, присутствующей в модели палеотектонических и палеотемпературных реконструкций.

И в случаях неучета векового хода температур на дневной поверхности (*вариант 3*) расчетный тепловой поток q также увеличен. Это объясняется фактическим отсутствием солярного источника тепла в модели палеотемпературных реконструкций. Как в *вариантах 1 и 4*, так и в случае *варианта 3* минимизация функционала при решении обратной задачи геотермии — минимизация «невязки» расчетных U и наблюдаемых T геотемператур — «потребовала» большего значения плотности

теплового потока из основания q . Но в *варианте 3* это не приводит к повышению расчетных геотемператур материнских отложений. Просто происходит компенсация энергетического дефицита, созданного отсутствием солярного источника тепла.

В *вариантах 1—4* материнская свита имеет разные термические истории ГФН. Такая динамика термической истории ГФН может иметь существенное значение с точки зрения сингенетичности созревания РОВ материнских отложений, генерации УВ и формирования структурных планов площадей нефтесбора, локальных ловушек.

Таким образом, учет палеоклимата (*варианты 1, 2 и 4*) обуславливает увеличение расчетного палеотемпературного максимума в истории материнских отложений на 13—11—22 °С. Конечно, последнее значение (22 °С), соответствующее вечной мерзлоте мощностью 1000 м, маловероятно для юго-востока Западной Сибири. Тем не менее полученные результаты вполне согласуются с априорным предположением о существенном влиянии резкого похолодания климата в конце плиоцена на геотермический режим осадочного чехла Западной Сибири.

Ранее [Искоркина и др., 2015] были проведены аналогичные исследования по оценке влияния позднечетвертичной вечной мерзлоты на геотермический режим и реализацию нефтегенерационного потенциала баженовской свиты Верх-Тарского нефтяного месторождения (Новосибирская область) на примере разреза скважины Верх-Тарская 7 (см. рис. 1).

На Верх-Тарском месторождении в *вариантах 1, 3 и 4* тепловой поток увеличивается на 1,5—2,6—6,5 мВт/м² (на 3—5—13 %) по от-

Т а б л и ц а 14. Расчет интегрального показателя R , дающего экспресс-оценку плотности ресурсов генерированных баженовских нефтей, для вариантов учета палеоклимата (скважина Лугинецкая-183)

| Вариант палеотемпературного моделирования | Экспресс-расчет ресурсов R , усл. ед. | Количество расчетных временных интервалов n | Период работы палеоочага генерации нефти, млн лет назад | Время работы палеоочага, млн лет | Максимальные геотемпературы палеоочага, °С |
|---|---|---|---|----------------------------------|--|
| Вариант 1 | 68 | 24 | 61,7–0,222 | 61,5 | 101 |
| Вариант 2 | 55 | 19 | 61,7–54,8; 42–3,1 | 45,8 | 98 |
| Вариант 3 | 27 | 29 | 24–0 | 24,0 | 87 |
| Вариант 4 | 109 | 23 | 91,6–0,21 | 91,4 | 110 |

Примечание. То же, что к табл. 9

ношению к расчетному значению теплового потока *варианта 2*—49,3 мВт/м². *Варианты 3 и 4* признаны неприемлемыми, так как в этих вариантах «невязки» расчетных и измеренных геотемператур превышают оптимальную в 4 раза, а разница с ОСВ достигает 12 °С. Расчет кумулятивного показателя *R* дал максимальное значение для приемлемого *варианта 1* (84 усл. ед.). В этом варианте, помимо учета векового хода температур на дневной поверхности, учтено присутствие неоплейстоценовой мерзлоты мощностью 300 м. Указанное максимальное значение более чем на 30 % больше, чем в *варианте 2* (64 усл. ед.), в котором учтен только один фактор палеоклимата — вековой ход температур. И более чем в 4 раза превышает значение *R* *варианта 3* (21 усл. ед.), в котором не учитывается ни один фактор палеоклимата. В целом учет палеоклимата (*варианты 1, 2 и 4*) обуславливал увеличение расчетного палеотемпературного максимума в истории материнских баженских отложений на 12—15—24 °С.

Как следует из сказанного, неучет/не полный учет факторов палеоклимата (*варианты 2 и 3*) не позволяет построить достаточно строгую физико-математическую модель геотермического режима нефтематеринской свиты, вскрытой глубокими скважинами в юго-восточной части Западной Сибири.

Вариант 1 как на Лугинецком и Северо-Фестивальном месторождениях Томской области, так и на Верх-Тарском месторождении Новосибирской области наиболее полно учитывает два основных фактора палеоклимата (вековой ход на земной поверхности и неоплейстоценовую мерзлоту). Именно *вариант 1* и представляет наиболее «богатую» термическую историю материнских отложений, что и обеспечивает наибольшую расчетную плотность ресурсов генерированных нефтей на землях юго-востока Западной Сибири.

Замечание 1. Влияние мезозойско-кайнозойского хода температур на земной поверхности, обусловленного соляным источником тепла, на геотермический режим материнских отложений является очевидным, фактическим, действующим с момента осадконакопления материнской свиты (см. табл. 7, 10 и 12).

Замечание 2. Может казаться парадоксальным влияние неоплейстоценовой мерзлоты на геотермический режим материнских отложений — наличие существенной разницы расчетных геотемператур ГФН материнской свиты в *вариантах 1, 2 и 4* (см. табл. 7, 10 и 12):

ведь абсолютный палеотемпературный максимум ГФН приходится на рубеж олигоцена и миоцена (24 млн лет назад), а вечномерзлые породы формировались только в неоплейстоцене (0,24 млн лет назад)! Объяснение этому кажущемуся парадоксу следующее.

Палеотемпературы (реконструкции термической истории) материнской свиты *рассчитываются* по значению плотности теплового потока из основания осадочного разреза *q*. Значение *q*, в свою очередь, *рассчитано* решением классической обратной задачи геофизики в рамках параметрической модели седиментационной истории и истории теплофизических свойств осадочной толщи. Примеры параметрической модели — это табл. 3, 4 (*варианты 2 и 3* без учета вечной мерзлоты) и табл. 5, 6 (*варианты 1 и 4* с учетом неоплейстоценовой мерзлоты). Если признан факт существования неоплейстоценовой мерзлоты, то для реконструкций (*расчетов*) термической истории материнских отложений неизбежно применима параметрическая модель седиментационной истории и истории теплофизических свойств осадочной толщи, включающая вечную мерзлоту (см. табл. 5 или 6). Если мы не признаем факт существования неоплейстоценовой мерзлоты, то для *расчетов* применяем параметрическую модель седиментационной истории и истории теплофизических свойств осадочной толщи без вечной мерзлоты (см. табл. 5 или 6). И, как следствие, в зависимости от признания/непризнания факта существования неоплейстоценовой мерзлоты получаем разные *расчетные* геотемпературы ГФН материнской свиты. Таким образом, влияние неоплейстоценовой мерзлоты на геотермический режим материнских отложений является *косвенным, расчетным*, но неизбежным при расчете ресурсов объемно-генетическим методом.

Замечание 3. Обратим внимание на то, что оценка плотности ресурсов углеводородов, выполняемая по методике бассейнового моделирования [Tissot, 2003], является *расчетной*, основанной на реконструкциях (*расчетах*) геотемпературного режима нефтематеринских отложений. Поэтому в системах бассейнового моделирования, например Temis, представляется актуальным осуществлять учет регионального («местного») мезозойско-кайнозойского хода температур на земной поверхности и влияния неоплейстоценовой мерзлоты на геотермический режим материнских отложений. В этом собственно и *состоит* основной результат наших исследований в контексте совер-

шенствования критериев и схем количественной оценки перспектив нефтегазоносности территорий Западной Сибири.

Разумеется, примененный экспресс-расчет плотности генерированных ресурсов нефти (через интегральный показатель R , усл. ед.) не является конкурирующим для расчетов прироста генерационных потерь РОВ ($\text{кг}/\text{м}^3$) или объемной плотности генерации УВ ($\text{кг}/\text{м}^2$) [Tissot, 2003; Попов, Исаев, 2011; Фомин, 2011], выполняемых с использованием параметров нефтематеринской толщи (мощность, пористость и др.) и параметров «макрореактора» (S^1 — реализованный потенциал УВ, S^2 — нереализованный потенциал УВ, исходная масса РОВ, остаточная масса РОВ и др.). Экспресс-расчет R — это рабочий инструмент для оценок вариантов моделирования геотермического режима нефтематеринских отложений в разрезе скважины (сопоставление по относительному значению параметра) или для анализа результатов однотипного моделирования семейства скважин (районирование территории по параметру в относительном выражении).

Выводы. 1. Рассмотрение проблемы совершенствования оценки ресурсов УВ юрско-меловых НГК Западной Сибири объемно-генетическим методом, основанном на палеореконструкциях геотермического режима материнских отложений, показывает актуальность количественной оценки роли мезозойско-кайнозойского климата, в частности, в позднечетвертичное время.

2. Выделены три основных палеоклиматических фактора, вероятно существенно влияющих на реконструируемый геотермический режим осадочного разреза, включая нефтематеринские отложения: *1-й фактор* — вековой ход температур на поверхности Земли; *2-й фактор* — формирование и деградация неоплейстоценовой толщи вечномерзлых пород; *3-й фактор* — позднечетвертичные ледниковые покровы.

3. Сформулирована задача исследований роли *1-го и 2-го факторов* палеоклимата в реконструкциях геотермического режима нефтематеринских отложений и в расчете степени реализации их генерационного потенциала.

4. Определена методика исследований, которая основывается: 1) на палеотемпературном моделировании, наиболее полно учитывающем параметры седиментационной истории и

истории теплофизических свойств осадочной толщи, измеренные пластовые температуры и палеотемпературы, определенные по данным ОСВ; 2) на многовариантности палеотектонических и палеотемпературных реконструкций и на анализе вариабельности результатов; 3) на оценке соответствия результатов общепринятым критериям оптимальности решения обратной задачи геофизики; 4) на оценке степени согласованности расчетных очагов генерации нефтей с установленной геологоразведкой нефтегазоносностью недр.

5. На представительных примерах мезозойско-кайнозойского разреза юго-востока Западной Сибири (широты Томской и Новосибирской областей) установлено, что неучет векового хода температур на поверхности Земли и толщи неоплейстоценовой мерзлоты не позволяет адекватно восстановить термическую историю материнских отложений.

6. При определении ресурсов УВ объемно-генетическим методом на землях юго-востока Западной Сибири предпочтительно применять «местный» вековой ход температур и толщ мерзлоты мощностью порядка 300 м. В случае неучета толщ вечной мерзлоты расчетные ресурсы УВ могут быть занижены (по экспресс-расчету до 25—30 %), а в случае неучета также и палеоклиматического хода температур расчетные ресурсы УВ могут быть занижены еще значительней (по экспресс-расчету — от 50 % до 4 раз).

Представляется, что результаты проведенных исследований позволяют сформулировать задачи последующих научных изысканий на стыке нефтегазовой геологии и геофизики и палеоклиматологии. Одна из таких первоочередных задач — количественно оценить влияние *3-го фактора палеоклимата — позднечетвертичных ледниковых покровов* на расчетный геотермический режим и степень реализации генерационного потенциала материнских отложений Западной Сибири. Определение роли ледниковых покровов приобретает особую актуальность для количественной оценки перспектив нефтегазоносности арктических территорий Западной Сибири [Искоркина и др., 2015].

Статья подготовлена при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00080 мол_а.

Список литературы

- Большаков В. А. О соотношении количества ледниковых циклов хрона Брюнес, выделяемых в глубоководных и континентальных разрезах. *Физика Земли*. 2015. № 5. С. 20—41.
- Бурштейн Л. М., Жигкова А. В., Конторович А. Э., Меленевский В. Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты). *Геология и геофизика*. 1997. Т. 38. № 6. С. 1070—1078.
- Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние). *Известия АН СССР. Сер. геол.* 1967. № 11. С. 135—156.
- Галушкин Ю. И., Ситар К. А., Куницина А. В. Катагенез органического вещества и реализация нефтегенерационного потенциала в истории погружения глубинных формаций бассейна северо-восточного шельфа Сахалина. *Геология нефти и газа*. 2009. № 2. С. 61—66.
- Голованова И. В., Сальманова Р. Ю., Тагирова Ч. Д. Методика расчета глубинных температур с учетом исправленных на влияние палеоклимата значений теплового потока. *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55. № 9. С. 1426—1435.
- Гольберт А. В. Основы региональной палеоклиматологии. Москва: Недра, 1987. 222 с.
- Демежко Д. Ю., Горностаева А. А. Реконструкции долговременных изменений теплового потока через земную поверхность по данным геотермии глубоких скважин. *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55. № 12. С. 1841—1846.
- Ефименко С. В., Багина М. В., Ефименко В. Н. К обоснованию территориального распространения границы I-II дорожно-климатических зон в Западно-Сибирском регионе. *Вестник ТГАСУ*. 2013. № 4. С. 295—303.
- Иванов Н. С., Гаврильев Р. И. Теплофизические свойства мерзлых горных пород. Москва: Наука, 1965. 74 с.
- Исаев В. И. Оценка влияния толщ вечной мерзлоты позднечетвертичного климатического похолодания на геотермический режим нефтематеринских отложений Западной Сибири. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2015. Т. 10. № 2. http://www.ngtr.ru/rub/12/21_2015.pdf.
- Исаев В. И., Искоркина А. А. Мезозойско-кайнозойский ход температур на поверхности Земли и геотермический режим юрских нефтематеринских отложений (южная палеоклиматическая зона Западной Сибири). *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 64—80.
- Исаев В. И., Лобова Г. А., Мазуров А. К., Фомин А. Н., Старостенко В. И. Районирование баженовской свиты и клиноформ неокома по плотности ресурсов сланцевой и первично-аккумулятивной нефти (на примере Нюрольской мегавпадины). *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 3. С. 29—51.
- Исаев В. И., Лобова Г. А., Рояк М. Э., Фомин А. Н. Нефтегазоносность центральной части Югорского свода. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 2. С. 15—46.
- Исаев В. И., Лобова Г. А., Фомин А. Н. Влияние палеоклимата на геотермический режим баженовских отложений юго-востока Западной Сибири. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*. 2015. № 3. С. 4—11.
- Искоркина А. А., Исагалеева А. К., Исаева О. С., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Позднечетвертичная вечная мерзлота как фактор геотермического режима и реализации нефтегенерационного потенциала баженовской свиты (Томская и Новосибирская области). *Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов*. 2015. Т. 326. № 10. С. 6—23.
- Конторович А. Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. Москва: Недра, 1976. 248 с.
- Конторович В. А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 253 с.
- Конторович В. А., Беляев С. Ю., Конторович А. Э., Красавчиков В. О., Конторович А. А., Супруненко О. И. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое. *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 11-12. С. 1832—1845.
- Конторович А. Э., Бурштейн Л. М., Малышев Н. А., Сафронов П. И., Гуськов С. А., Ершов С. В., Казаненков В. А., Ким Н. С., Конторович В. А., Костырева Е. А., Меленевский В. Н., Лившиц В. Р., Поляков А. А., Скворцов М. Б. Историко-геологическое моделирование процессов нефтидогенеза в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Карского моря (бассейновое моделирование). *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 8. С. 1179—1226.
- Конторович А. Э., Парпарова Г. М., Трушков П. А. Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазоносности (на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности). *Геология и геофизика*. 1967. № 2. С. 16—29.
- Конторович А. Э., Фомин А. Н., Красавчиков В. О.,

- Истомин А. В. Катагенез органического вещества в кровле и подошве юрского комплекса Западно-Сибирского мегабассейна. *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 11. С. 1191—1200.
- Курчиков А. Р. Геотермический режим углеводородных скоплений Западной Сибири. *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 11-12. С. 1846—1853.
- Лобова Г. А., Осипова Е. Н., Криницина К. А., Останкова Ю. Г. Влияние палеоклимата на геотермический режим и нефтегенерационный потенциал баженовской свиты (на широтах Томской области). *Известия ТПУ*. 2013а. Т. 322. № 1. С. 45—50.
- Лобова Г. А., Попов С. А., Фомин А. Н. Локализация прогнозных ресурсов нефти юрско-меловых НГК Усть-Тымской мегавпадины. *Нефтяное хозяйство*. 2013б. № 2. С. 36—40.
- Лопатин Н. В. Концепция нефтегазовых генерационно-аккумуляционных систем как интегрирующее начало в обосновании поисково-разведочных работ. *Геоинформатика*. 2006. № 3. С. 101—120.
- Осипова Е. Н., Лобова Г. А., Исаев В. И., Старостенко В. И. Нефтегазоносность нижнемеловых резервуаров Нюрольской мегавпадины. *Известия ТПУ*. 2015. Т. 326. № 1. С. 14—33.
- Павлов А. В., Гравис Г. Ф. Вечная мерзлота и современный климат. *Природа*. 2000. № 4. С. 10—18.
- Попов С. А., Исаев В. И. Моделирование нефтидогенеза Южного Ямала. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 2. С. 80—104.
- Прищеза О. М. Комплексный способ количественной оценки ресурсов нефти и газа в зонах нефтегазонакопления. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2011. Т. 6. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/6/44_2011.pdf.
- Сафронов П. И., Ершов С. В., Ким Н. С., Фомин А. Н. Моделирование процессов генерации, миграции и аккумуляции углеводородов в юрских и меловых комплексах Енисей-Хатангского бассейна. *Геология нефти и газа*. 2011. № 5. С. 48—55.
- Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 228 с.
- Фомин А. Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. 331 с.
- Харленг У. Б., Кокс А. В., Левеллин П. Г., Пиктон К. А. Г., Смит А. Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. Москва: Мир, 1985. 140 с.
- Хуторской М. Д., Поггорный Л. В., Супруненко О. И., Ким Б. И., Черных А. А. Термотомографическая модель и прогноз нефтегазоносности осадочного чехла шельфа Моря Лаптевых. *Докл. АН*. 2011. Т. 440. № 5. С. 663—668.
- Шарбатян А. А. Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии. Москва: Наука, 1974. 123 с.
- Gulenok R. Yu., Isaev V. I., Kosygin V. Yu., Lobova G. A., Starostenko V. I., 2011. Estimation of the Oil-and-Gas Potential of Sedimentary Depression in the Far East and West Siberia Based on Gravimetry and Geothermy Data. *Russian J. of Pacific Geology* 5(4), 273—287.
- Isaev V. I., 2013. Interpretation of High-Accuracy Gravity Exploration Data by Mathematic Programming. *Russian J. of Pacific Geology* 7(2), 92—106.
- Isaev V. I., Fomin A. N., 2006. Loki of generation of bazhenov- and togur-type oils in the southern Nyurol'ka megadepression. *Russian Geology and Geophysics* 47(6), 734—745.
- Isaev V. I., Lobova G. A., Osipova E. N., 2014. The oil and gas contents of the Lower Jurassic and Achimovka reservoirs of the Nyurol'ka megadepression. *Russian Geology and Geophysics* 55, 1418—1428.
- Isaev V. I., Volkova N. A., Nim T. V., 1996. Solution of direct invers sedimentation heat-flow problems. *Geology of the Pacific Ocean* 12(3), 523—536.
- Tissot B., 2003. Preliminary Data on the Mechanisms and Kinetics of the Formation of Petroleum in Sediments. Computer Simulation of a Reaction Flowsheet. *Oil & Gas Science and Technology* 58(2), 183—202.
- Vogt C., Mottaghy D., Rath V., Marquart G., Dijkshoorn L., Wolf A., Clauser C., 2014. Vertical variation in heat flow on the Kola Peninsula: palaeoclimate or fluid flow? *Geophys. J. Int.* 199, 829—843.

Paleoclimatic factors of reconstruction of thermal history of parent petroleum bazhenov and togur suites of southeast of West Siberia

© V. I. Isaev, A. A. Iskorkina, G. A. Lobova, A. N. Fomin, 2016

The Regions of the West Siberian oil and gas province have unique paleoclimatic features: 1) Mesozoic-Cenozoic secular course of temperature, individual for regional paleoclimatic zones; 2) different scale processes of formation and degradation of Neopleistocene permafrost sections; 3) zonal and periodically forming late Quaternary ice sheets. The purpose of research is to assess the influence of factors of paleoclimate (secular temperature course on the earth's surface and Neopleistocene permafrost strata) on the calculated geothermal regime of parent oil-source suites that determines the calculation of the density of hydrocarbon resources by three-dimensional-genetic method. The objects of research are the Bazhenov and TOGUR deposits of Mesozoic and Cenozoic section, stripped by deep wells in the south-east of West Siberia (North Festival and Luginetskoye hydrocarbon deposits of Tomsk region).

Research is based on the method of paleotemperature simulation - solving the inverse and direct problems of unsteady geothermy under conditions of sedimentation on multivariance of paleotectonic and paleotemperature reconstructions, on conformity assessment of results reconstructions to the criteria of optimal solution of the inverse problem of geophysics and the degree of harmonization of rated centers of generation of oils with established oil and gas presence in the interior.

The necessity to take into account Neopleistocene permafrost of about 300 meters thick and of the use of 'local' (regional) secular progress of temperatures on the earth's surface for adequate recovery of thermal history of parent oil source deposits on the lands of southeast of West Siberia has been established. In case of permafrost strata are neglected estimated hydrocarbon resources HR, determined by the volume-genetic method, can be underestimated up to 25-30%. In the case of neglecting paleoclimatic temperatures running calculated HR can be underestimated from 50% to 4 times lower.

Key words: paleoclimate, geothermal regime, the Bazhenov and Togur deposits, resources, West Siberia.

References

- Bolshakov V. A.*, 2015. Ratio of glacial cycles Brunhes Chron allocated in deepwater and continental sections. *Fizika Zemli* (5), 20—41 (in Russian).
- Burshteyn L. M., Zhidkova L. V., Kontorovich A. E., Melenevskiy V. N.*, 1997. Model katagenesis organic matter (for example, the Bazhenov Formation). *Geologiya i geofizika* 38(6), 1070—1078 (in Russian).
- Vassoyevich N. B.*, 1967. Sedimentary-migration theory of oil origin (historical review and current state). *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geologicheskaya* (11), 135—156 (in Russian).
- Galushkin Yu. I., Sitar K. A., Kunitsina A. V.*, 2009. Maturation of organic matter and implementation neftenerationnogo building in the history of deep formations of the northeastern shelf of Sakhalin Basin. *Geologiya nefi i gaza* (2), 61—66 (in Russian).
- Golovanova I. V., Salmanova R. Yu., Tagirova Ch. D.*, 2014. Method of calculation of deep temperatures, taking into account the impact of the corrected values of the heat flow paleoclimate. *Geologiya i geofizika* 55(9), 1426—1435 (in Russian).
- Golbert A. V.*, 1987. Fundamentals regional paleoclimatology. Moscow: Nedra, 222 p. (in Russian).
- Demezhko D. Yu., Gornostayeva A. A.*, 2014. Reconstruction of long-term changes in heat flow through the surface of the earth according to the geothermic deep wells. *Geologiya i geofizika* 55(12), 1841—1846 (in Russian).
- Efimenko S. V., Badina M. V., Efimenko V. N.*, 2013. On the justification of the territorial boundaries of the spread I-II road and climatic zones in the West Siberian region. *Vestnik TGASU* (4), 295—303 (in Russian).
- Ivanov, N. S., Gavriliev R. I.*, 1965. Thermophysical properties of frozen rocks. Moscow: Nauka, 74 p. (in Russian).
- Isaev V. I.*, 2015. Assessment of thick permafrost Quaternary climatic cooling oil source to the geothermal regime of the Western Siberian deposits. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika* 10(2). http://www.ngtp.ru/rub/12/21_2015.pdf.
- Isaev V. I., Iskorkina A. A.*, 2014. Mesozoic-Cenozoic

- course of temperatures on the Earth's surface and geothermal regime of the Jurassic oil source deposits (southern paleoclimatic zone of West Siberia). *Geofizicheskiy zhurnal* 36(5), 64—80 (in Russian).
- Isaev V. I., Lobova G. A., Mazurov A. K., Fomin A. N., Starostenko V. I., 2016. Zoning of the Bazhenov suite and clinofolds Neocomian according to the density resources of shale and primarily-accumulated oil (Nurol megadepression as an example). *Geofizicheskiy zhurnal* 38(3), 29—51 (in Russian).
- Isaev V. I., Lobova G. A., Royak M. E., Fomin A. N., 2009. Presence of oil-and-gas in the central part of the Yugorian dome. *Geofizicheskiy zhurnal* 31(2), 15—46 (in Russian).
- Isaev V. I., Lobova G. A., Fomin A. N., 2015. Influence of paleoclimate in the geothermal regime Bazhenovo deposits of Western Siberia southeast. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy* (3), 4—11 (in Russian).
- Iskorkina A. A., Isagaliyeva A. K., Isaeva O. S., Kosygin V. Yu., Isaev V. I., 2015. Late Pleistocene permafrost as a factor of geothermal regime and the implementation of the Bazhenov Formation neftegeneratsionnogo building (Tomsk and Novosibirsk regions). *Izvestiya TPU. Inzhiniring georesurov* 326(10), 6—23 (in Russian).
- Kontorovich A. E., 1976. Geochemical methods of quantitative forecasting oil and gas potential. Moscow: Nedra, 248 p. (in Russian).
- Kontorovich V. A., 2002. Tectonics and petroleum potential of the Mesozoic-Cenozoic deposits of the south-eastern regions of Western Siberia. Novosibirsk: Publ. SB RAS, 253 p. (in Russian).
- Kontorovich V. A., Belyayev S. Yu., Kontorovich A. E., Krasavchikov V. O., Kontorovich A. A., Suprunenko O. I., 2001. Tectonic structure and history of the West Siberian geosyncline in the Mesozoic and Cenozoic. *Geologiya i geofizika* 42(11-12), 1832—1845 (in Russian).
- Kontorovich A. E., Burshteyn L. M., Malyshev N. A., Safronov P. I., Gus'kov S. A., Yerшов S. V., Kazanekov V. A., Kim N. S., Kontorovich V. A., Kostyeva E. A., Melenevskiy V. N., Livshits V. R., Polyakov A. A., Skvortsov M. B., 2013. Historical and geological modeling naftidogenesis processes in the Mesozoic-Cenozoic sedimentary basin of the Kara sea (basin modeling). *Geologiya i geofizika* 54(8), 1179—1226 (in Russian).
- Kontorovich A. E., Parparova G. M., Trushkov P. A., 1967. Metamorphism of organic matter and some oil and gas potential issues (for example, Mesozoic West Siberian Plain). *Geologiya i geofizika* (2), 16—29 (in Russian).
- Kontorovich A. E., Fomin A. N., Krasavchikov V. O., Istomin A. V., 2009. Maturation of organic matter in the top and base of the Jurassic in the West Siberian megabasin. *Geologiya i geofizika* 50(11), 1191—1200 (in Russian).
- Kurchikov A. R., 2001. Geothermal regime of hydrocarbon accumulations in Western Siberia. *Geologiya i geofizika* 42(11-12), 1846—1853 (in Russian).
- Lobova G. A., Osipova E. N., Krinitsina K. A., Ostankova Yu. G., 2013a. Influence of paleoclimate in the geothermal regime and potential neftegeneratsionny Bazhenov formation (in the Tomsk region latitudes). *Izvestiya TPU* 322(1), 45—50 (in Russian).
- Lobova G. A., Popov S. A., Fomin A. N., 2013b. Localization of forecast resources of oil Jurassic-Cretaceous NGK Ust-Tym megadepression. *Neftyanoye khozyaystvo* (2), 36—40 (in Russian).
- Lopatin N. V., 2006. Concept of oil generation-accumulative systems as the integrating principle in a substantiation of exploration. *Geoinformatika* (3), 101—120 (in Russian).
- Osipova E. N., Lobova G. A., Isaev V. I., Starostenko V. I., 2015. Lower Oil and gas reservoirs Nurol megatrough. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta* 326(1), 14—33 (in Russian).
- Pavlov A. V., Gravis G. F., 2000. Permafrost and modern climate. *Priroda* (4), 10—18 (in Russian).
- Popov S. A., Isaev V. I., 2011. Modeling naftidogenesis Southern Yamal. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(2), 80—104 (in Russian).
- Prishchepa O. M., 2011. Complex method of quantitative evaluation of oil and gas resources in the areas of oil and gas. *Neftgazovaya geologiya. Teoriya i praktika* 6(4). http://www.ngtp.ru/rub/6/44_2011.pdf (in Russian).
- Safronov P. I., Ershov S. V., Kim N. S., Fomin A. N., 2011. Modeling of processes of generation, migration and accumulation of hydrocarbons in the Jurassic and Cretaceous complexes of the Yenisei-Khatanga Basin. *Geologiya nefi i gaza* (5), 48—55 (in Russian).
- Starostenko V. I., 1978. Stable numerical methods in problems of gravimetry. Kiev: Naukova Dumka, 228 p. (in Russian).
- Fomin A. N., 2011. Catagenesis organic matter and oil and gas Mesozoic and Paleozoic deposits of the West Siberian megabasin. Novosibirsk: Publ. IPGG SB RAS, 331 p. (in Russian).
- Harland W. B., Cox A. V., Llewellyn P. G., Picton C. A. G., Smith A. G., Walters R. W., 1985. A geological time scale. Moscow: Mir, 1985. 140 p. (in Russian).

- Khutorskoy M. D., Podgornyy L. V., Suprunenko O. I., Kim B. I., Chernykh A. A.*, 2011. Termotomograficheskaya model and forecast oil and gas potential of sedimentary cover Sea shelf of the Laptev. *Doklady AN* 440(5), 663—668 (in Russian).
- Sharbatyan A. A.*, 1974. Extreme geothermy and evaluation of permafrost. Moscow: Nauka, 123 p. (in Russian).
- Gulenok R. Yu., Isaev V. I., Kosygin V. Yu., Lobova G. A., Starostenko V. I.*, 2011. Estimation of the Oil-and-Gas Potential of Sedimentary Depression in the Far East and West Siberia Based on Gravimetry and Geothermy Data. *Russian J. of Pacific Geology* 5(4), 273—287.
- Isaev V. I.*, 2013. Interpretation of High-Accuracy Gravity Exploration Data by Mathematic Programming. *Russian J. of Pacific Geology* 7(2), 92—106.
- Isaev V. I., Fomin A. N.*, 2006. Loki of generation of bazhenov- and togur-type oils in the southern Nyurol'ka megadepression. *Russian Geology and Geophysics* 47(6), 734—745.
- Isaev V. I., Lobova G. A., Osipova E. N.*, 2014. The oil and gas contents of the Lower Jurassic and Achimovka reservoirs of the Nyurol'ka megadepression. *Russian Geology and Geophysics* 55, 1418—1428.
- Isaev V. I., Volkova N. A., Nim T. V.*, 1996. Solution of direct invers sedimentation heat-flow problems. *Geology of the Pacific Ocean* 12(3), 523—536.
- Tissot B.*, 2003. Preliminary Data on the Mechanisms and Kinetics of the Formation of Petroleum in Sediments. Computer Simulation of a Reaction Flowsheet. *Oil & Gas Science and Technology* 58(2), 183—202.
- Vogt C., Mottaghy D., Rath V., Marquart G., Dijkshoorn L., Wolf A., Clauser C.*, 2014. Vertical variation in heat flow on the Kola Peninsula: palaeoclimate or fluid flow? *Geophys. J. Int.* 199, 829—843.

Обзор данных о полях напряжений мезозойд Северо-Востока Азии, полученных кинематическим методом

© *В. В. Гончар, 2016*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 20 апреля 2016 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Виконано реконструкцію, узагальнено і проаналізовано дані, що характеризують поля напружень різних областей мезозойд Північного Сходу Азії (Верхояно-Колімської складчастої області). На основі площового кинематичного знімання досліджено поля напружень Північного Хараулаха і хребта Арга-Тас; для внутрішніх областей (Середнє Верхояння і пояс Черського) залучено опубліковані прямі і непрямі дані щодо кинематики розломів. Виділено поля напружень, відповідальні за формування основної складчастої структури, а також до- і післяскладчасті поля. За орієнтуванням осей головних напружень описано багатоетапні, просторово неоднорідні умови деформування мезозойд в обставинах стиснення, пластичного і крихкого розтягування, меншою мірою зсуву. Встановлено доскладчасте розтягнення у верхоянській серії Північного Хараулаха; а також поширені умови післяскладчастого крихкого розтягування в різних доменах поясу Черського. Реконструйовані деформаційні обставинки Північного Хараулаха і хребта Арга-Тас збігаються з визначеним за сейсмологічними даними сучасним полем напружень.

Ключові слова: Верхояно-Колімська система мезозойд, поля напружень, кинематичний метод реконструкції, механізми формування структур.

Введение. Территория мезозойд северо-восточной Азии (Верхояно-Колымская складчатая система) привлекает внимание исследователей как образец достаточно ясной палеогеодинамической позиции, отраженной в последовательной эволюции континентальной окраины из пассивной в активную с коллизией в финале [Парфенов и др., 1993; Оксман, 2000; Чехов, 2000]. В этом контексте она может служить полигоном для разносторонней отработки моделей данного типа. Более дискуссионным является постколлизионный неотектонический этап, для которого обсуждаются возможности продолжения в складчатую область рифтогенных структур арктического океанического бассейна, функционирование диффузной границы Северо-Американской и Евразийской литосферных плит или вероятность автономного внутриплитного рифтогенеза [Грачев, 1973; Артемов, Иванов, 1988; Парфенов и др., 2001; Гончар, 2006 и др.]. На этом фоне существенным пробелом в исследованиях представляется, мягко говоря, недостаточная изученность действовавших полей напряжений, которыми, собственно, обосно-

вываются механизмы деформирования и, в значительной степени, геодинамические обстановки. Первая попытка планомерной реконструкции полей напряжений была предпринята Г. С. Гусевым [Гусев, 1979]. Ограничения методики сопряженных сколов не позволили эффективно использовать ее результаты в палеогеодинамических построениях. С целью получения новых выводов о тектоногенезе на Северо-Востоке Азии были обработаны и (пере)интерпретированы имеющиеся у автора и найденные в открытой печати данные кинематической реконструкции.

Авторский материал касается двух районов (рис. 1): севера Хараулахского хребта (район Тикси) и хр. Арга-Тас, характеризующих противоположные краевые зоны Верхояно-Колымской складчатой области. Из работы [Задорожный, 2002] взяты векторы смещений, замеренные в пределах месторождений Мангазейское и Прогноз внутри Верхоянской провинции. Оставшаяся обширная область мезозойд предстает в плане реконструкций большим белым пятном. В попытке сократить объем неопределенности были использованы

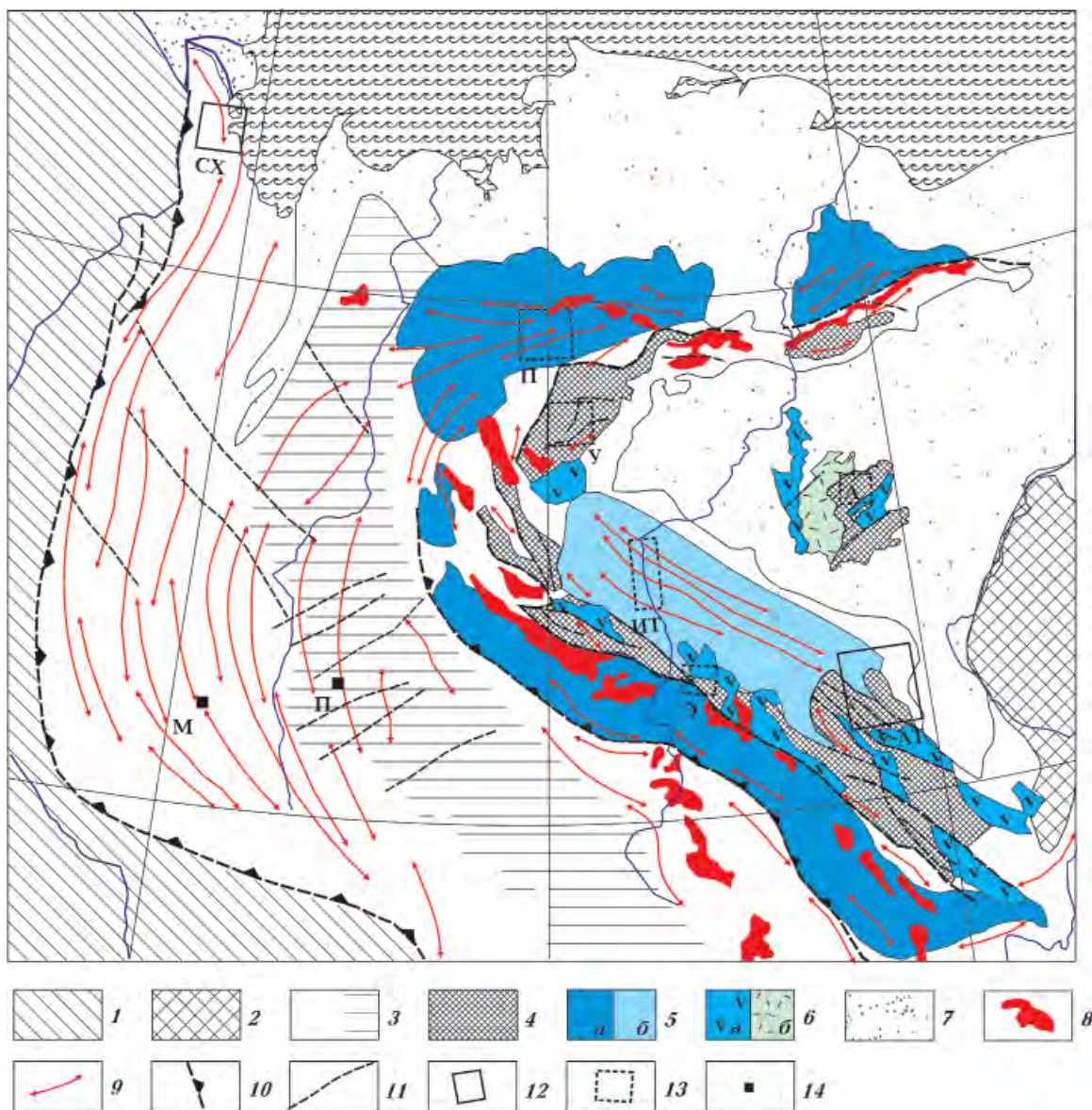


Рис. 1. Схема тектоники мезозойского северо-востока Азии [Парфенов и др., 1993; Оксман, 2000; Чехов, 2000]: 1 — Сибирская платформа; 2 — Омолонский докембрийский массив; 3—6 — Верхояно-Колымская складчатая область (3 — районы, занятые деформированным осадочным чехлом пассивной окраины Сибирского континента (верхоянская серия (C₁—J₃), заштрихована т.н. «зона пологих дислокаций» [Мезозойская..., 1983]); 4 — палеозойские блоки коллизионного пояса Черского; 5 — осадочные породы среднепозднеюрского преддугового (а) и позднеюрского задугового (б) прогибов; 6 — вулканогенные образования (а — позднеюрские островодужные, б — меловые син- и посторогенные [Ставский, 1981]); 7 — позднекайнозойский осадочный чехол; 8 — раннемеловые синколлизионные гранитоиды; 9 — оси складок [Гусев, 1979]; 10 — основные тектонические швы; 11 — прочие разломы; 12 — районы полевых исследований автора (CX — Северный Хараулах, AT — Арга-Тас); 13—14 — районы исследований, по которым проводилась переинтерпретация данных Г. С. Гусева [Гусев, 1979] (П — Полоусный, У — Уяндина, ИТ — Илин-Тас, Э — Эрикит) и Д. Н. Задорожного [Задорожный, 2002] (М — Мангазья, П — Прогноз).

косвенные данные, содержащиеся в работе [Гусев, 1979]. С их помощью приближенно описаны этапы деформаций в пределах пояса Черского и соседнего Алазейского поднятия, чем значительно расширена география исследований.

Поля напряжений, полученные в результате полевых исследований кинематики разломов. Применяемая техника количественной реконструкции наложенных полей напряжений развита в рамках кинематического метода О. И. Гуценко, как наиболее эффективного

при региональных исследованиях [Гущенко, 1979; Сим, 1991; Гинтов, 2005]. Основу анализа в ней составляет вероятностная стереограмма (ВС), отражающая историю деформирования посредством рассчитываемых максимумов вероятности осей главных нормальных напряжений [Гончар, 2013а]. Совместное рассмотрение на ВС получаемых максимумов осей и характеристик наклона слоев, а также предположение о горизонтальном положении одной или двух главных осей, позволяют выстроить относительную временную последовательность полей напряжений и складчатости. Совпадение наклонных осей (максимумов вероятности) с плоскостью напластования — аргумент в пользу того, что соответствующая деформация происходила при горизонтальном положении слоев в доскладчатом состоянии; возвращение смещений в исходное состояние и расчет обратно повернутой ВС дает ориентировку осей доскладчатого поля напряжений. Этот принцип разделения до- и послескладчатых этапов деформаций базируется на предположении о сохранении доскладчатого парагенезиса разрывов в объеме наклонно залегающих пород, в тектонофизических исследованиях он используется как в отношении парагенезисов сколовых трещин [Гинтов, 2005], так и кинематических данных [Saintot et al., 1999; Navabrou et al., 2007]. В этой связи необходимо отличать вторичные наклонные положения осей от первоначально наклонных, достоверным признаком которых является сочетание с горизонтальным залеганием слоев.

Северный Хараулах. Результаты реконструкции и некоторые выводы по Северному Хараулаху уже публиковались [Гончар, 1998, 2004]. Здесь в полном виде приведены первичные данные кинематического анализа, а также выполнено разделение полей напряжений относительно соскладчатого вращения, что существенно дополняет представления об истории деформирования.

В широтном пересечении домен Северного Хараулаха имеет ярко выраженное асимметричное строение (рис. 2, а); его восточная часть (тиксинская зона) сложена каменноугольными дистальными турбидитами, интенсивно кливажированными, метаморфизованными в зеленосланцевой фации; на западе, в основном по Севастьяновскому покровно-надвиговому шву, каменноугольные отложения граничат с пермско-нижнетриасовой мелководно-обломочной толщей, слои которой смяты в относительно крупные линейные

складки и лишены метаморфогенных преобразований [Гусев, 1979; Парфенов, 1988]. Принципиальные различия в строении двух зон видны на разрезах (рис. 2, б—д), из которых следует, в частности, для тиксинской зоны сингенетичность кливажа и складчатости, варьирующей от слабой, пологоволнистой (рис. 2, б) до опрокинутой изоклиальной (рис. 2, в). На западе в пермских отложениях развиты крутые слабоасимметричные складки, как открытые — концентрического типа (рис. 2, г), так и сжатые изоклиальные, ассоциирующие с зонами субвертикального течения алевролитов и будинажа песчаников (2, д). Л. М. Парфенов, приводя данные о различии в простирании складок в восточной и западной частях Хараулахского хребта [Парфенов, 1988], делает вывод о двух этапах складчатости: раннем, с которым связано кливажное течение в тиксинской зоне, и более позднем, в ходе которого сформировался субмеридиональный фронтальный складчатонадвиговой пояс. Приводимые результаты реконструкции в общем подтверждают неоднократность и вариации направлений горизонтального сжатия, ими же подчеркивается различие в механизмах деформирования двух областей [Гончар, 1998].

ВС, совмещенные с кинематическими векторами, на основе которых проводился расчет, приведены в Приложении (рис. П1—П3). На них также вынесены полюса кливажа, полюса и дуги больших кругов слоистости. Все построения в стереографической проекции выполнялись на верхнюю полусферу. Реконструированы поля напряжений только первого рангового уровня (наиболее статистически представительные), выделение подчиненных полей, основанных на противоречащих первому ранговому полю, векторах смещений, не производилось. Эти исследования, важные с точки зрения анализа наложенных деформаций, могут быть выполнены в будущем.

На рис. 3, а вынесены данные о полях напряжений в горизонтально залегающих слоях как исходных, так и обратно повернутых. Последние указывают на доскладчатое растяжение на западе в пермских и на востоке в каменноугольных отложениях, направления которого варьируют от субширотного до северо-восточного. В одной точке в центре, вблизи Севастьяновского надвига, есть признак субмеридионального сжатия, на берегу моря выявлено также субмеридиональное растяжение. Вопрос с выбором соскладчатых напряжений в реалиях Северного Хараулаха не решается однознач-

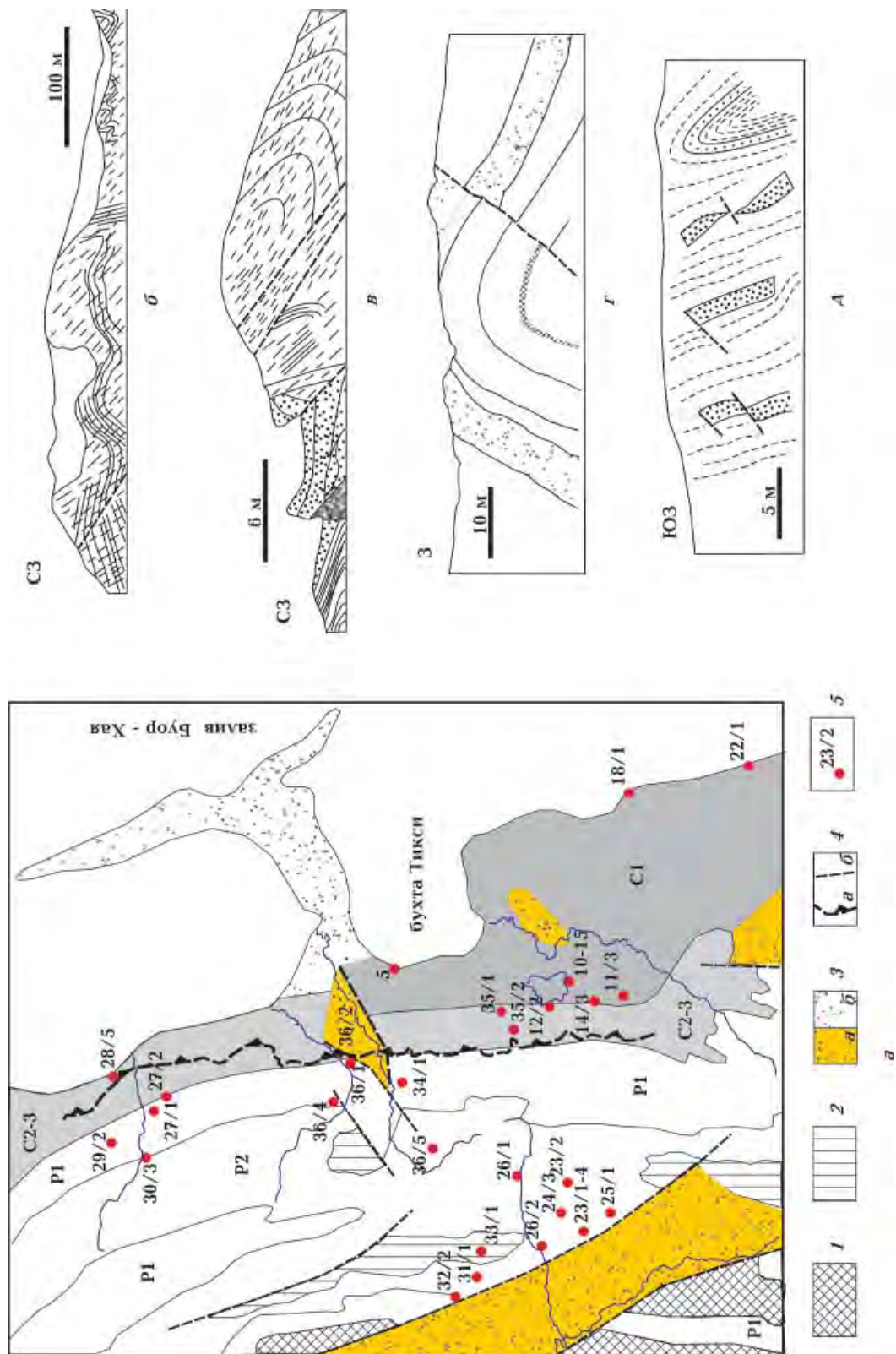


Рис. 2. Схема геологического строения Северного Хараулаха [Геологическая..., 1975] (а); 1 — породы основания верхоянского комплекса; 2 — нижнетриасовые отложения; 3 — чехол палеогеновых (а) и четвертичных (б) впадин; 4 — Севастьяновский шов [Парфенов, 1988] (а), прочие разломы (б); 5 — точка наблюдения и ее номер; б—д — структурные разрезы, демонстрирующие стиль деформаций тиксинской зоны (а и б, по [Парфенов, 1988; Рокориев et al., 1999]) и западной складчатой зоны (γ и δ, данные автора); короткие штрихи на разрезах — кливаж.

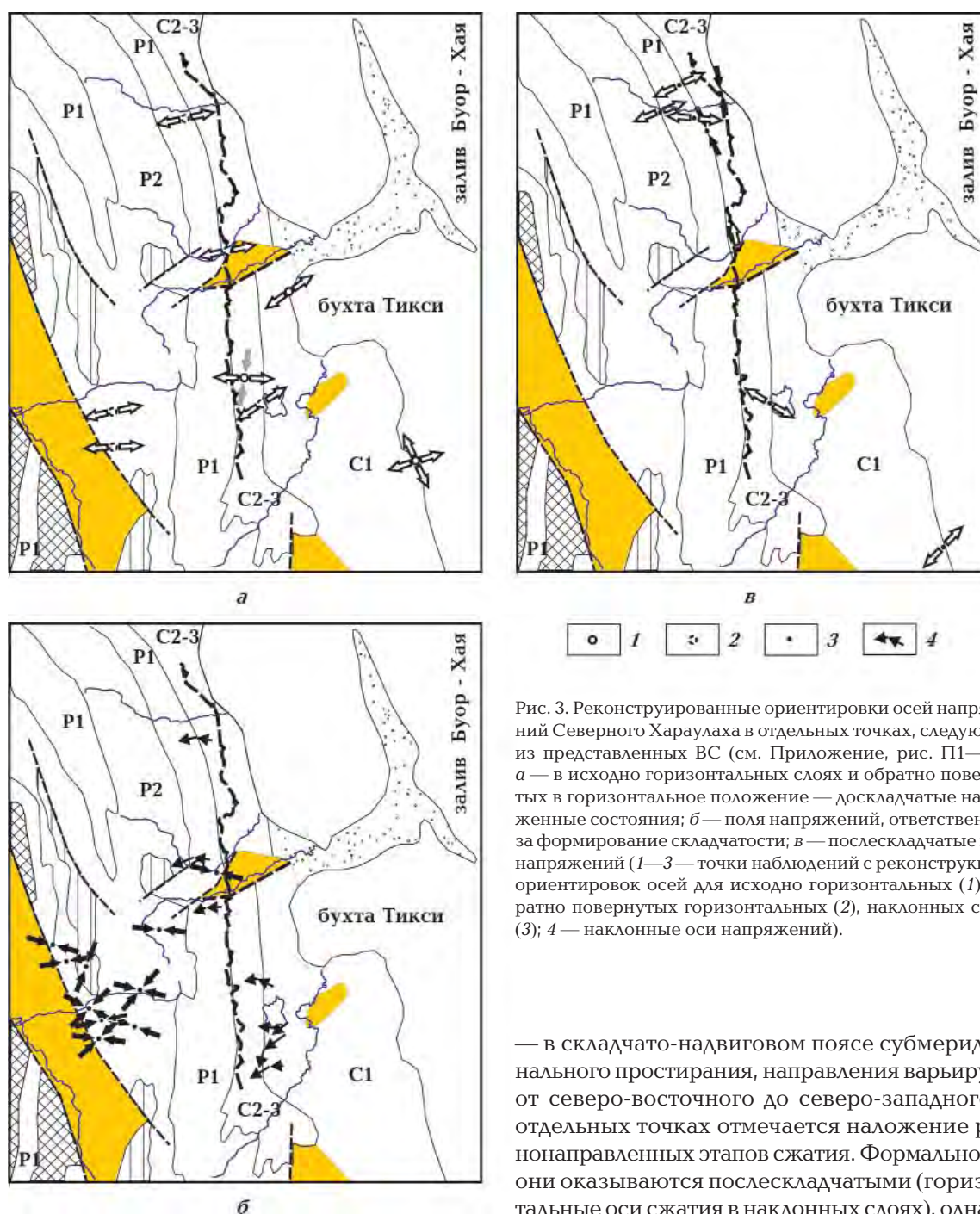


Рис. 3. Реконструированные ориентировки осей напряжений Северного Хараулаха в отдельных точках, следующие из представленных ВС (см. Приложение, рис. П1—П3): а — в исходно горизонтальных слоях и обратно повернутых в горизонтальное положение — доскладчатые напряженные состояния; б — поля напряжений, ответственные за формирование складчатости; в — послескладчатые поля напряжений (1—3 — точки наблюдений с реконструкцией ориентировок осей для исходно горизонтальных (1), обратно повернутых горизонтальных (2), наклонных слоев (3); 4 — наклонные оси напряжений).

но. Определенно соскладчатым на востоке и в центре является поле напряжений наклонного сжатия, максимум оси которого совпадает с полюсами кливажа на сфере (см. Приложение, рис. П1—П2). На карте эти наклонные оси сжатия и растяжения фиксируются вдоль Севастьяновского шва, как к востоку, так и к западу от него (рис. 3, б). Обстановки горизонтального сжатия доминируют в западной части хребта

— в складчато-надвиговом поясе субмеридионального простирания, направления варьируют от северо-восточного до северо-западного, в отдельных точках отмечается наложение разнонаправленных этапов сжатия. Формально все они оказываются послескладчатыми (горизонтальные оси сжатия в наклонных слоях), однако, фактически, они же могут быть ответственными за формирование складчатой структуры. Более однозначно в центральной и восточной части хребта фиксируются условия послескладчатого горизонтального растяжения при существенном разбросе направлений (рис. 3, в); в северной части присутствуют также обстановки меридионального сжатия, дискордантные по отношению к простираниям структур.

Кратко суммируя выводы о полях напряжений Хараулахского хребта, подчеркнем,

что обстановки деформирования оказываются четко дифференцированы относительно структурной зональности Хараулахского хребта. На западе доминирует горизонтальное сжатие, по-видимому, ответственное за формирование складчато-надвигового пояса; в восточной, тиксинской зоне, где складчатость спорадическая, часто слабая или отсутствует вовсе, поле напряжений проявлено либо наклонным сжатием, либо горизонтальным растяжением (за редкими исключениями). Эта закономерность уже отмечалась и привлекалась в качестве аргумента при принятии глубинно-гравитационной (адвекционной) модели развития пологодислоцированных структур Верхоянья [Гончар, 1998, 2004].

Хребет Арга-Тас и Зырянская впадина.

Данная область принадлежит юго-восточному окончанию внутренней зоны коллизионного пояса Черского [Оксман, 2000] (см. рис. 1), деформационная история которой началась задолго до коллизионных событий в позднеюрскую — раннемеловую эпоху. Основу строения определяет сложный комплекс палеозойских — раннемезозойских образований, сформировавшихся в условиях терригенно-карбонатного шельфа Верхоянской пассивной окраины, рифтовых и островодужных сегментов с вулканогенно-осадочным выполнением, а также зон океанического спрединга и подводных гор (рис. 4, а) [Ставский, 1988; Парфенов и др., 1993; Оксман, 2000; Чехов, 2000]. Это обстоятельство дало основание предположить аккреционный генезис палеозойско-раннемезозойского комплекса [Ставский, 1988], ранее рассматривавшегося в качестве складчатого основания гипотетического Колымского срединного массива [Тектоника..., 1981]. Особенности строения — линейность, чешуйчатые моноклинали при отсутствии полноценной складчатости (такой, как в Верхоянской области) — соответствуют представлению о формировании палеозойско-раннемезозойского комплекса в условиях аккреции, с тем лишь уточнением, что, по-видимому, имело место наложение позднего горизонтального сжатия, приведшего чешуи аккреционного клина преимущественно в субвертикальное положение (рис. 4, б). В строении Арга-Тасского блока также участвуют позднеюрские вулканиты — производные Уяндино-Ясачненской вулканической дуги; редким распространением пользуются небольшие поздне-раннемезозойские гранитоидные интрузивы. С палеозойско-раннемезозойским комплексом

по простиранию сочленяются позднеюрские складчатые терригенные толщи Илин-Тасского антиклинория, ранее выполнявшие одноименный наложенный прогиб. Раннемеловые терригенные угленосные отложения Зырянского прогиба слагают погружающееся северо-восточное крыло антиклинория. Они деформированы в стиле типичного для краевых прогибов парагенезиса асимметричной складчатости и листрических взбросо-надвигов, распространяющихся центробежно в сторону оси прогиба [Гайдук и др., 1990] (рис. 4, в). Принципиальным в контексте интерпретации данных о полях напряжений и палеогеодинамических реконструкций является вывод о весьма молодом (позднемиоценовом) возрасте складчатости в Илин-Тасском антиклинории и прилегающих прогибах [Гайдук и др., 1990].

Представленные здесь материалы ранее не публиковались. Точки наблюдений распределены по пяти участкам, расположенным в междуречье рек Зырянка и Рассоха (рис. 4, а). Исходные ВС приведены в Приложении, рис. П4—П6. Реконструированные напряжения первого рангового уровня (наиболее статистически представительные) разделялись на до- и послескладчатые (см. рис. 4, а и б). В нижнем течении Зырянки охарактеризована деформация нижнемеловых отложений Зырянского прогиба (участок Угольный, точки Уг1, Уг4-5, Уг7). Породы залегают в виде пологой моноклинали с падением на юго-запад, для них реконструируются обстановки северо-восточного горизонтального сжатия. В случае точки Уг7 фиксируется наклонные положения осей, совпадающих с напластованием (рис. П4). Это — ортогональная система, поэтому для нее была рассчитана обратно повернутая ВС, возвращающая слои в горизонтальное положение (рис. П6). Это дало то же восточно-северо-восточное направление доскладчатого горизонтального сжатия, соответствующее направлениям в соседних точках (рис. 5, а и б). Других выраженных направлений действия осей и обстановок деформирования обнаружено не было, что подчеркивается сравнительной простотой полученных ВС. Можно сделать вывод, что развитие структур в этой части Зырянского прогиба протекало перманентно в условиях взбросового режима, характеризуемого северо-восточным сжатием, в ходе которого слои испытывали первичную складчатость.

Следующий участок (верховье руч. Гонюха, точки Гн3-4, Гн6-9, Гн7) расположен на сочленении антиклинория Илин-Тас с Зырянским

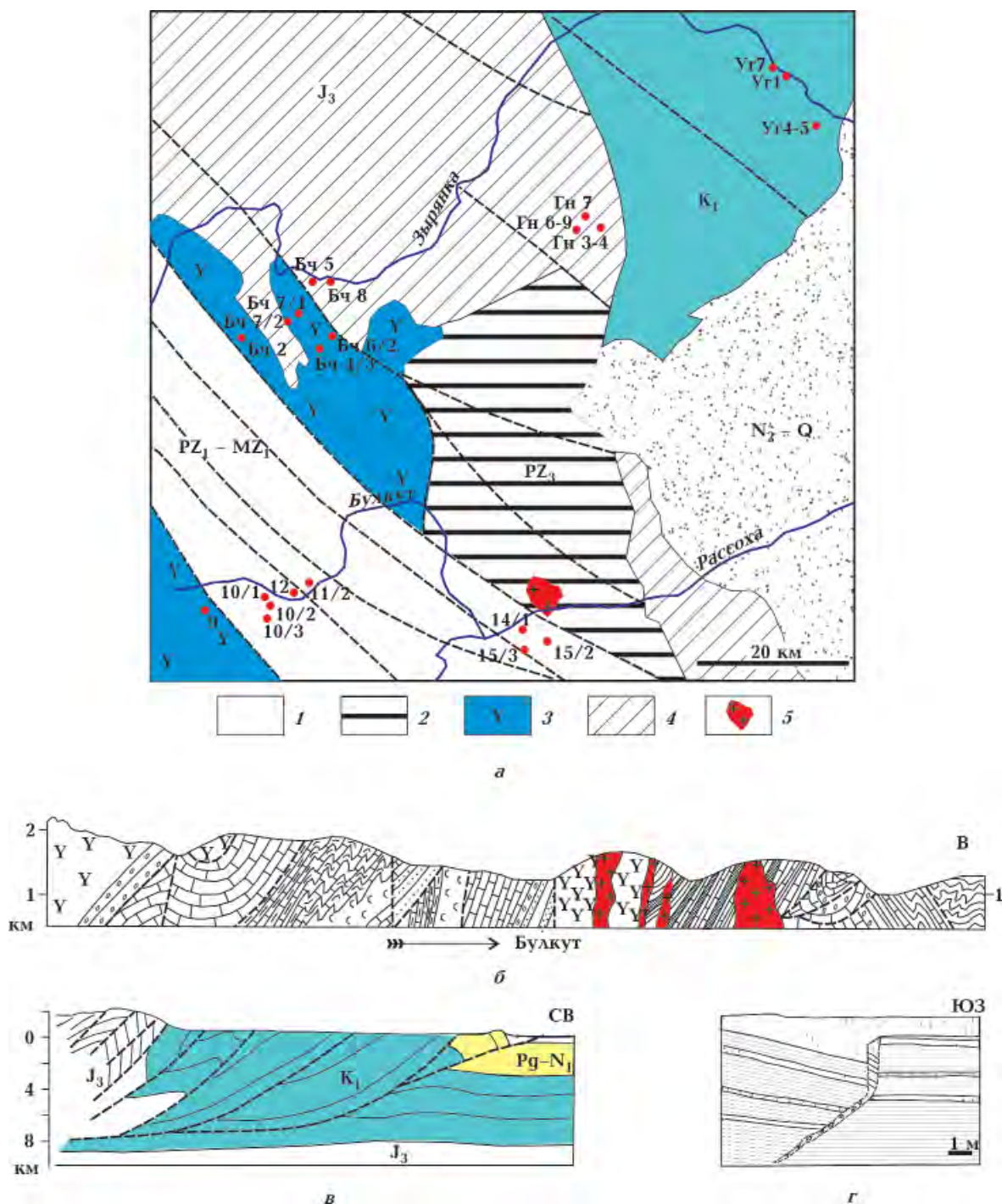


Рис. 4. Схема геологического строения области сочленения хр. Ильян-Тас и Арга-Тас [Геологическая..., 1975; Ставский, 1988] (а) 1 — палеозойско-раннемезозойский аккреционный комплекс пассивной окраины и энсиалической островной дуги; 2 — позднепалеозойский океанический субдукционный комплекс; 3 — позднеюрская Уяндино-Ясачненская вулканическая дуга; 4 — терригенные образования позднеюрского Ильян-Тасского задугового прогиба; 5 — гранитоиды раннего мела; б-г — геологические разрезы (б — аккреционный комплекс вдоль русла р. Булкут [Гусев, 1979], в — пере-сечение северо-восточного крыла Ильян-Тасского антиклинория и Зырянской впадины [Гайдук и др., 1990], г — образец сбросовой тектоники уч. Бочера (данные автора)).

прогибом. Породы, представленные кливажированными аргиллитами и алевролитами, залегают моноклинально с пологим падением к северо-востоку. Здесь определены доскладчатые взбросовые обстановки с северо-северо-восточным и восточно-северо-восточным направлениями сжатия, а также сдвиговое поле. Наклонный кливаж (см. Приложение, рис. П4), совпадая на стереограмме с максимумами оси сжатия, входит в ортогональную систему с напластованием. Это позволяет трактовать его как сингенетичный полю напряжений доскладчатого горизонтального сжатия, а его наклонное залегание — приобретенным вследствие складчатого вращения толщи. Послескладчатым здесь также определяется северо-восточное сжатие.

Как видим, условия деформирования в предгорном прогибе и на сочленении его с антиклинорием в целом близки и включают: 1) исходное горизонтальное сжатие исходно горизонтальных слоев, 2) последующее складчатое вращение, 3) продолжение действия того же горизонтального сжатия на складчатые слои. В качестве отличия и усложнения бортовой зоны отметим появление доскладчатой сдвиговой обстановки.

Участок Бочера (точки Бч2 — Бч8), расположенный вблизи правого борта долины Зырянки в ее среднем течении (руч. Бочера и Агынджа), охватывает позднеюрские терригенные породы Илин-Тасского прогиба и находящиеся на его продолжении вулканиты Уяндино-Ясачненской дуги (рис. 4, а). Вполне ожидаемо для центральной части антиклинория здесь фиксируется северо-восточное сжатие, перпендикулярное основным простираниям складчатых структур. Однако довольно неожиданно в объеме вулканитов выявлены поля сбросового и сдвигового типов, которые сочетаются с пологим залеганием пород (см. рис. 4, г). Направления действия растяжения — северо-восточное и субмеридиональное, в случае сдвигового поля — северо-западное. По-видимому, здесь мы имеем дело с реликтами обстановок растяжения и сдвига, предварявших складчатое деформирование. В пользу этого говорит случай т. Бч6/2, где зафиксирована ортогональная система напряжений (см. Приложение). Поворот векторов смещений в положение горизонтальной слоистости и повторный расчет ВС дает доскладчатое северо-западное растяжение (см. рис. 5, а).

Крайний к юго-западу участок расположен в верховьях руч. Булкут (точки 9—12),

где наблюдениями охвачены бортовая зона Гармычанского грабена, заполненного позднеюрскими вулканитами, и палеозойско-раннемезозойский аккреционный блок (рис. 4, а и б). Позднеюрские вулканиты (т. 9), интенсивно деформированные и кливажированные, испытали уже типичное северо-восточное сжатие (рис. 5, б). Такое же сжатие проявлено в пределах палеозойско-раннемезозойского блока (точки 10/2, 12, 11/2). В нем также проявлены более сложные узоры изолиний вероятности осей сжатия и растяжения на ВС (например, т. 10/1), не дающие одного доминирующего напряженного состояния, что можно отнести на счет манифестации сложной тектонической истории палеозойской толщи. В качестве противоречащего основному полю в т. 10/3 фиксируется северо-восточное растяжение, которое позиционируется как послескладчатое. Северо-западное направление оси растяжения, реконструируемое для т. 10/2, оказывается параллельным простиранию пород и оси складчатости. В таком положении оно не индикативно относительно складчатого вращения слоев и может отражать как доскладчатое, так и послескладчатое сдвиговое деформирование.

Завершают характеристику хр. Арга-Тас данные, полученные в среднем течении р. Рассохи, ниже устья руч. Булкут (точки 14/1, 15/2, 15/3), где были обследованы породы палеозойско-триасового островодужного комплекса, находящиеся вблизи сутурного шва, ограничивающего с юго-запада палеозойский офиолитовый комплекс [Ставский, 1988]. Фиксируется хорошо выраженное сдвиговое деформирование (т. 15/2), а также сочетание сжатия и растяжения (14/1) с типичным северо-восточным направлением первого и северо-западным — второго. В т. 15/3 получена ВС хаотизированного типа, что может отражать как сложную историю деформирования, так и проявление специфических вращательных взаимодействий (см. комментарий в работе [Гончар, 1998]).

Суммируя результаты по Арга-Тасскому блоку и Зырянской впадине, следует отметить подавляющее влияние северо-восточного сжатия и взбросовый тип поля в различных по возрасту и формационной принадлежности породах, ответственного за формирование основной складчатости. Это генеральное направление, перпендикулярное структурам хребта, также соответствует современному напряженному состоянию земной коры в пределах

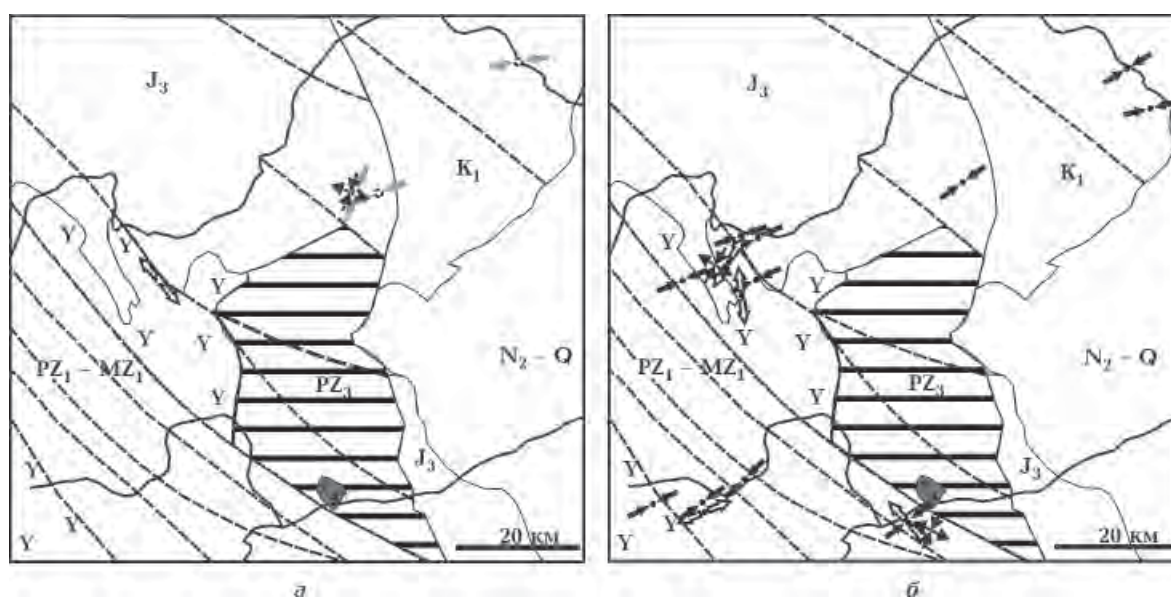


Рис. 5. Реконструированные ориентировки осей напряжений хр. Арга-Тас и Зырянской впадины, следующие из представленных ВС (см. Приложение, рис. П4—П6): *а* — доскладчатые напряженные состояния в обратно повернутых в горизонтальное положение слоях; *б* — условно послескладчатые (горизонтальные оси в наклонных слоях) поля напряжений.

сейсмического пояса Черского [Гончар, 1991] (см. ниже, рис. 11).

«Точечное зондирование» полей напряжений Среднего Верхоянья (по опубликованным данным). Доступными в открытой печати оказались кинематические данные лишь по двум небольшим участкам в пределах Среднего Верхоянья, относящимся к месторождениям серебряных руд Мангазейское и Прогноз (см. рис. 1). Векторы смещений взяты из опубликованных Д. Н. Задорожным кинематических стереограмм [Задорожный, 2002], его определения полей напряжений и рассчитанные здесь ВС соответствуют друг другу, новыми являются выводы относительно доскладчатых полей напряжений.

Месторождение Мангазейское приурочено к восточному склону Западно-Верхоянского хребта и располагается в пределах асимметричной антиклинальной складки, сложенной терригенными породами среднего карбона — ранней перми верхоянского комплекса (рис. 6, *а*) [Задорожный, 2002; Третьяков и др., 2008]. Ядро складки, как следует из разреза, осложнено интрузией позднемезозойских гранитов, роль которой в деформационном процессе пока остается нераскрытой. Из 10 точек наблюдений, представленных в работе [Задорожный, 2002], для обработки выбраны те, которые локализованы в пределах моноклинали крутого восточного крыла складки, так что для них применимо обратное вращение. На построенных

ВС (см. рис. 6, *а*) фиксируется как вероятное соскладчатое поле, ответственное за формирование складчатости (т. 9 с горизонтальным сжатием северо-восточного направления), так и наклонные положения осей, совпадающих с элементами залегания слоев (точки 7 и 10). В качестве вероятных доскладчатых полей в точках 7 и 10 определяются взбросовые с запад-северо-западным и северо-западным направлениями сжатия. Для т. 8 определяется восточно-северо-восточное растяжение, претендующее на роль послескладчатого этапа деформаций. Однако после вращения ситуация преобразуется к субгоризонтальному восточно-северо-восточному сжатию и взбросовому типу деформирования. Такая конфигурация может отображать фактическое соскладчатое поле напряжений, так как получаемое направление сжатия лучше соответствует наблюдаемому региональному северо-северо-восточному простиранию складчатых структур. Поэтому, действительно ли напряженному состоянию т. 8 соответствует послескладчатое растяжение — вопрос открытый.

Месторождение Прогноз расположено в пределах региональной зоны пологих дислокаций Верхоянья [Мезозойская..., 1983] (см. рис. 1). Тем не менее его структура определяется локальной зоной линейной складчатости, зажатой между блоками с пологим залеганием пород (рис. 6, *б*). Кинематическая картина, судя по общей ВС, достаточно однородна и дает

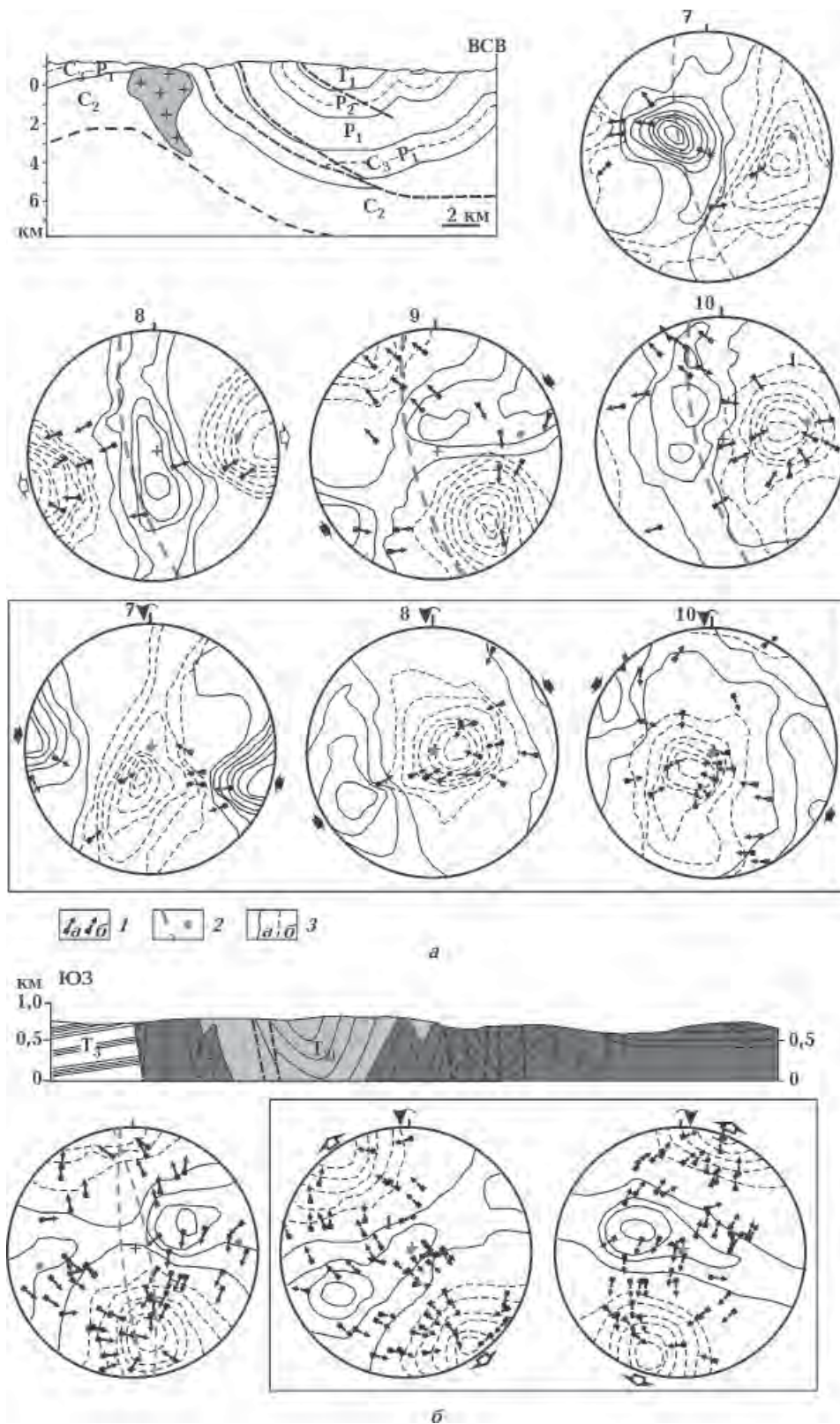
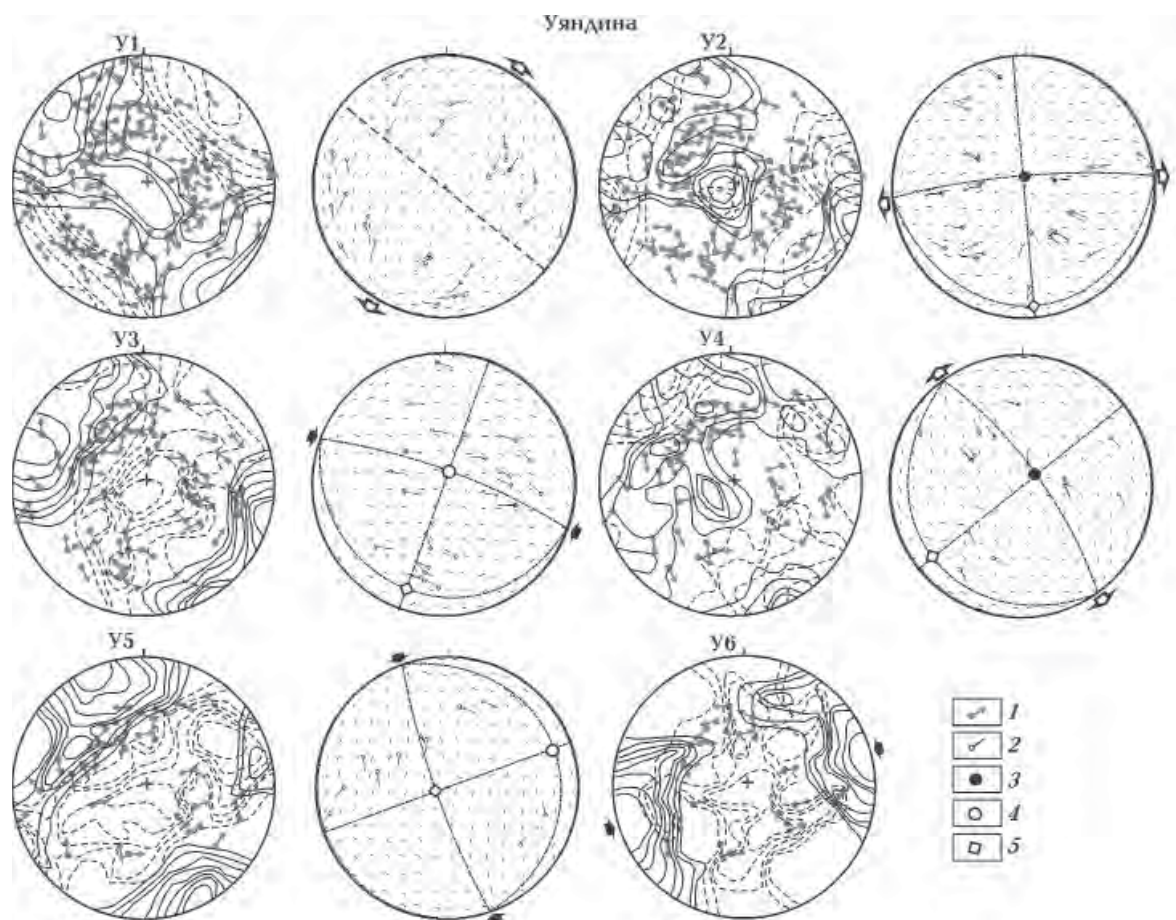


Рис. 6. Разрезы и рассчитанные ВС для Мангазейского (а) и Прогнозного (б) рудных узлов Верхоянской провинции (кинематика смещений по данным [Задорожный, 2002], разрезы по [Третьяков и др., 2008; Задорожный, Тихонова, 2011]); в прямоугольных рамках обратно повернутые ВС: 1 — векторы смещений в конечном (а) и обратно повернутом (б) положении; 2 — плоскость и полюс слоистости; 3 — изолинии вероятности оси сжатия (а) и растяжения (б).

поле напряжений с осью сжатия, наклоненной к северо-востоку под углом $45-55^\circ$, и осью растяжения, полого наклоненной к югу. На стереограмме показаны средние залегания слоев на крыльях складок с субмеридиональным простиранием и крутыми падениями к западу и востоку. В первом варианте вращения повернутым было крыло с западным направлением падения. Как видно, система преобразуется в поле горизонтального растяжения в северо-западном направлении, близкое к одноосному типу. Если смещения возвращать в исходное горизонтальное положение слоев совместно с противоположным крылом восточного падения, то получается близкое состояние одноосного растяжения в северо-северо-восточном направлении (вторая повернутая ВС). Полученные два варианта, в отсутствие уточняющих данных, характеризуют возможные направления растяжения доскладчатого сбросового поля, действовавшего в зоне пологих дислокаций до появления там линейной складчатости.

Кинематическая реконструкция полей напряжений пояса Черского по опубликованным косвенным данным. Представленными

выше чрезвычайно разреженными наблюдениями пришлось бы закончить обзор полей напряжений северо-востока Азии, если бы не дополнительные возможности, заключенные в исследованиях Г. С. Гусева. В монографии [Гусев, 1979] дана сводка реконструированных осей главных нормальных напряжений, полученных методом М. В. Гзовского (сопряженных трещин), с тем лишь дополнением, что в качестве сопряженных фиксировались тектонические трещины с зеркалами скольжений, вдоль которых на обнажении определялись направления смещений. Определения квадрантов сжатия и растяжения производились не по наименьшему углу расхождения, а по направлениям наблюдаемых смещений. Установленные таким способом ориентировки осей можно рассматривать в качестве аналогов механизмов очагов землетрясений, дающих квадранты сжатия и растяжения и разделяющие их нодальные поверхности, к которым также применим метод кинематического анализа [Гущенко, 1979]. Основные районы, по которым в работе [Гусев, 1979] даны статистически представительные характеристики, охватывают преи-



мущественно восток Верхояно-Колымской области, а также некоторые районы на западе Верхоянья. Ниже представлена обработка этих материалов по Полоусненскому синклинию, Уяндинскому блоку, Илин-Тасскому антиклинорию и Эриkitскому блоку в пределах пояса Черского, а также Алазейскому поднятию, расположенному в его тылу (см. рис. 1).

Методически построения выглядели так: по приведенным ориентировкам «осей главных напряжений» восстанавливались пары сопряженных виртуальных кинематических векторов. Все полученные векторы объединялись для одного района и для них рассчитывались ВС. В соответствии со стандартной методикой [Гинтов, 2005] для каждой ВС подбирались модельные поля и из общей совокупности векторов смещений удалялись те, которые наилучшим образом (в пределах допустимой ошибки в

25°) ему отвечали. Действие полученных полей условно распространяется на всю территорию исследованных районов, границы которых, впрочем, также точно не определены. Иерархия определяемых напряжений устанавливалась по степени их представленности в разломных смещениях, что, естественно, не отражает их соотношений во времени. Поэтапно шаги реконструкции показаны для Уяндинского и Алазейского блоков (рис. 7, а и б).

Уяндинский блок уникален тем, что значительную площадь его составляют выходы относимого к офиолитам базит-гипербазитового комплекса и зонально метаморфизованных терригенно-карбонатных пород палеозоя [Третьяков, 1996; Оксман, 2000]. Базит-гипербазитовый комплекс залегает в виде достаточно мощного покрова (рис. 8, а). Доминирующим, исходя из первоначально рас-

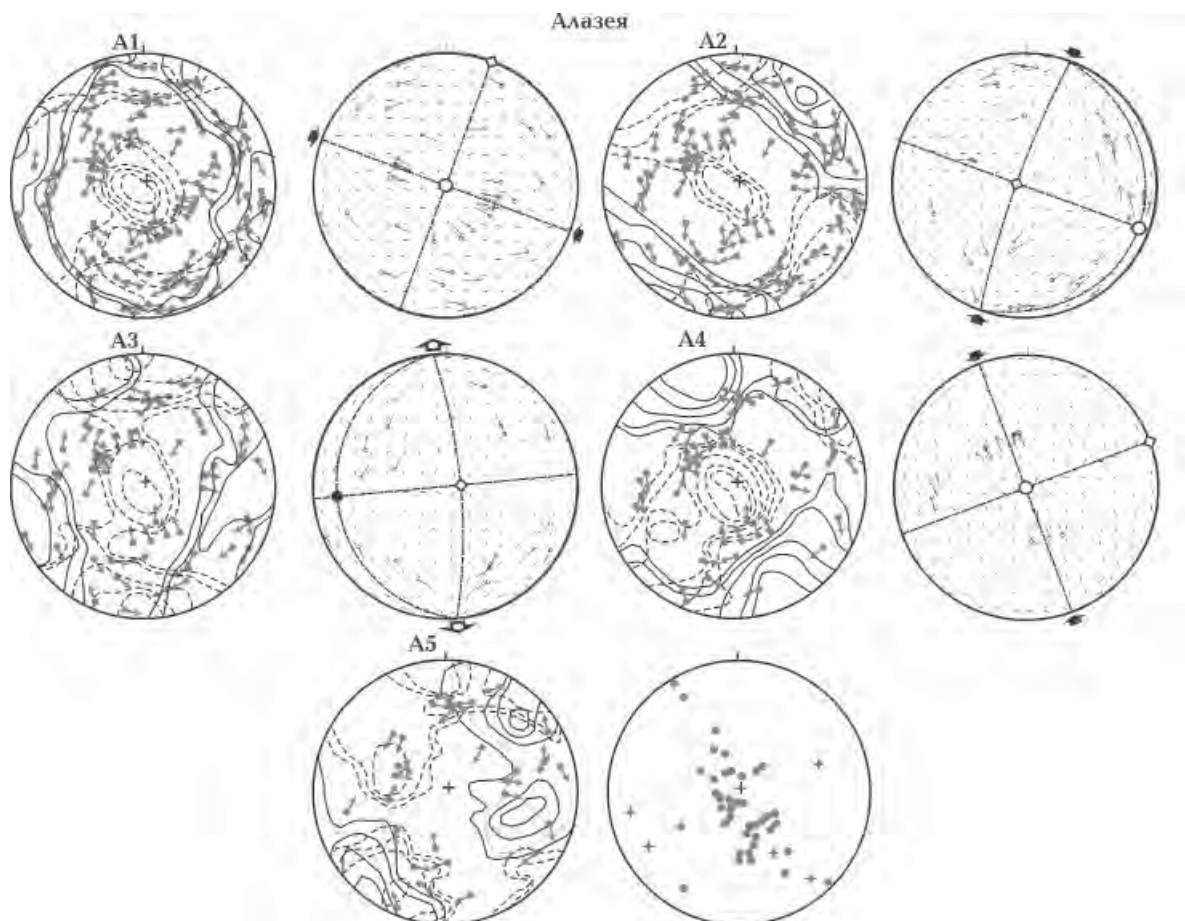


Рис. 7. Вероятностные и модельные стереограммы напряженных состояний, отражающие различные по статистической выраженности этапы деформаций Уяндинского блока и Кыллахского выступа Алазейского поднятия (на основе переинтерпретации данных [Гусев, 1979]); последняя стереограмма на рис. 7, б показывает распределение полюсов напластования (кружки) и сланцеватости (звездочки) в пределах Кыллахского выступа (по данным [Гусев, 1979; Тектоника..., 1981]): 1—2 — виртуальные вектора смещений на ВС (1) и модельных стереограммах (2); 3—5 — выходы на сферу осей сжатия (3), растяжения (4) и промежуточной (5).

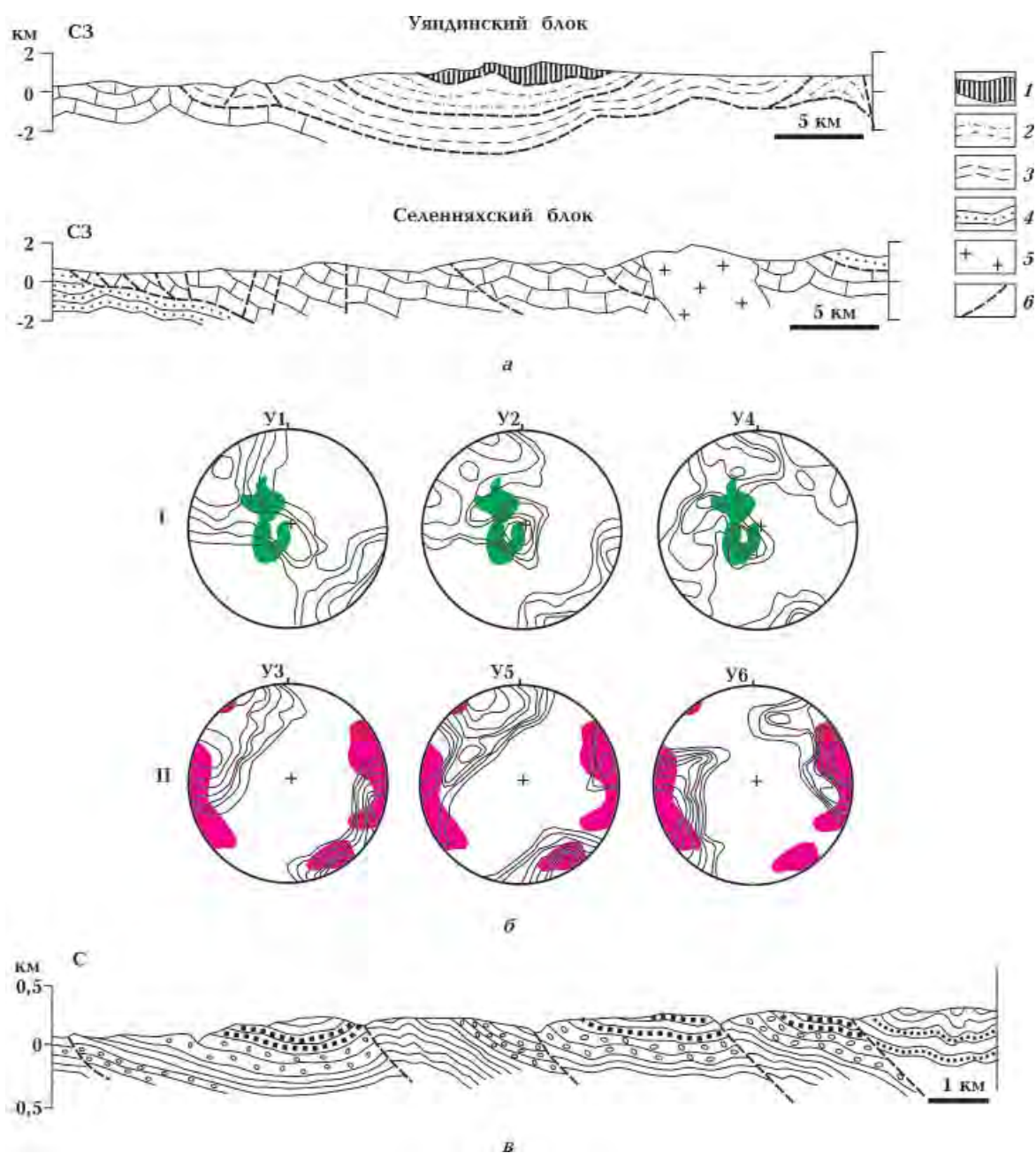


Рис. 8. Разрезы, показывающие принципиальные черты строения Уздинского блока, соседнего с ним с запада Селенянского блока [Третьяков, 1996] (а); 1 — габбро-амфиболиты и метагипербазиты, 2 — кристаллические сланцы, 3 — ниже-среднепалеозойские породы в зеленосланцевой фации, 4 — юрские терригенные комплексы, 5 — раннемеловые граниты, 6 — разломы; сопоставление изолиний вероятности оси сжатия этапов деформаций Уздинского блока с максимумами плотности (затемнено) полюсов сланцеватости (I) этого же блока [Третьяков, 1996] и кливажа соседнего Селенянского блока (II) [Оксман, 2000] (б) и разрез Алазейского поднятия [Ставский, 1981] (в).

считанной ВС (У1), оказывается поле горизонтального растяжения в северо-восточном направлении, характеризующееся одноосным типом напряженного состояния. Рассчитанная после удаления соответствующей ему совокупности смещений стереограмма У2 также приводит к определению сбросового режима де-

формирования с субширотным направлением растяжения (ось сжатия вертикальна). Только после третьего цикла выделено поле взбросового типа с северо-западным горизонтальным сжатием, вид напряженного состояния которого близок к одноосному. С помощью ВС У4 устанавливаются условия северо-восточного

горизонтального растяжения. Следующим за ним по значимости оказывается режим горизонтального сжатия в северо-северо-восточном направлении. Замыкает серию стереограмма У6, на которой широкий максимум оси сжатия занимает горизонтальное положение и ориентирован в северо-восточных румбах. Для оси растяжения определяются наклонные до вертикальных положения, что указывает на «остаточный» взбросовый режим северо-восточного сжатия. На этом расшифровка была остановлена.

Как видно, в пределах Уяндинского блока в процессе его тектонической эволюции преобладали условия растяжения. В соответствии с этим заключением находятся опубликованные структурные данные [Третьяков, 1996; Оксман, 2000], согласно которым в парагенезис блока входят все основные элементы тектоники пластического растяжения: пологая сланцеватость (также метаморфическая полосчатость и кливаж), асимметричные и лежачие складки, полойные пластичные срывы (зоны течения), связанные с ними покровы [Continental..., 1987; Mallavielle, 1993]. Авторы не выделяют сбросы, однако их присутствие документируется «развернутыми» здесь данными Г. С. Гусева. Какое из выделенных полей сбросового типа соотносится со структурами пластического растяжения, можно выяснить, сравнивая полученные максимумы осей со структурными диаграммами. В работе [Третьяков, 1996] приведены стереограммы полюсов сланцеватости полиметаморфитов Уяндинского блока; их максимумы сопоставлялись с изолиниями вероятности осей сжатия для разных этапов (рис. 8, б, I). Наилучшее совпадение получается с этапом растяжения У4, ось растяжения у которого ориентирована в северо-западном направлении (см. рис. 7, а). Основываясь на этом результате, данный этап деформации можно отнести ко времени формирования зонального метаморфического комплекса и покрова офиолитов.

Согласно построениям В.С.Оксмана [Оксман, 2000], этапы формирования структур пластического растяжения можно соотносить как с доколлизийным «расслоением» коры в гипотетическом океаническом бассейне, так и с начальной стадией конвергенции в пределах внутренних структур пояса Черского (ранняя — средняя юра), когда произошла обдукция офиолитов. Некоторыми исследователями офиолитовая природа базит-гипербазитового комплекса Уяндинского блока оспаривается

и выдвигается гипотеза рифтогенного происхождения [Трунилина и др., 2009]. Полученные характеристики полей напряжений лучше соответствуют, как кажется, рифтогенной гипотезе, однако также не противоречат механизму деформирования в режиме вертикальной аккреции, когда реализуются условия растяжения [Гончар, 2008]. Два других этапа растяжения — в северо-восточном и субширотном направлениях следует связывать, по-видимому, с гораздо более поздними событиями, скорее всего — меловым и весьма вероятным позднекайнозойским (вплоть до современного) рифтогенезом [Патык-Кара, Гришин, 1972; Артемов, Иванов, 1988; Парфенов и др., 2001]. Действие двух взбросовых полей с северо-западным и северо-северо-западным направлениями сжатия очевидно следует соотносить с развитием основной мезозойской складчатости и взбросо-надвиговых перемещений на рубеже поздней юры и раннего мела, в ходе которой были сжаты и тектонически совмещены палеозойские блоки Уяндино-Ясачненской дуги и осадочные толщи преддугового Полоусненского прогиба [Парфенов и др., 1993; Оксман, 2000]. Это подтверждается сопоставлением изолиний вероятности осей сжатия с максимумами полюсов кливажа в складчатом обрамлении Уяндинского и соседнего с ним Селенняхского блока (рис. 8, Б, II).

Основание **Алазейского поднятия** сложено частично метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами среднего палеозоя — юры и помещается в состав комплексного Алазейско-Олойского островодужного террейна [Оксман, 2000; Соколов, 2010]. На деформированное основание несогласно наложены поля позднеюрских и меловых вулканитов, имеющих син- и посторогенное (рифтогенное) происхождение [Ставский, 1981; Чехов, 2000]. В структурном отношении островодужный комплекс отличается довольно слабо выраженной неполной складчатостью, пологими углами падения слоев (рис. 8, в), при этом в нем интенсивно развиты разломы и тектоническое брекчирование пород [Чехов, 2000]. Характер реконструированных полей напряжений в целом противоположен тому, который получен для Уяндинского блока — здесь резко преобладают обстановки взбросового и взбросо-сдвигового деформирования (см. рис. 7, б). На первом месте по выраженности находится взбросовое поле западно-северо-западного сжатия, за ним следует взбросо-сдвиговая обстановка (А2), характеризующаяся северо-северо-восточным

сжатием. Стереограмма АЗ дает растяжение в субмеридиональном (северо-северо-западном) направлении в условиях сбросо-сдвигового режима, весьма близкого к сдвиговому. Далее определяется северо-северо-западное направление сжимающих напряжений и чисто взбросовый режим. Финальная ВС А5 также дает преимущественно взбросовый тренд — пологие максимумы оси сжатия.

Таким образом, хотя в структуре деформированного основания преобладают пологие залегания пород, данные реконструкции указывают на то, что отложения островодужного комплекса деформировались в условиях неоднократного горизонтального сжатия, по-видимому, в обстановке аккреционного клина. На основании распределения полюсов слоистости Алазейского поднятия (см. рис. 7, б, последняя стереограмма) определяется соответствующее северо-северо-западное направление сжатия этапа А4, ему же отвечают находящиеся в тренде полюса сланцеватости. Здесь, как и в случае Уяндинского блока, соскладчатое поле оказывается далеко не на первом месте по степени выраженности в кинематике разломных смещений. Доминирующие взбросо-сдвиговые поля А1 и А2, по-видимому, следует трактовать как послескладчатые, которые, впрочем, могли частично усложнить складчатую структуру. Единственное поле незначительного растяжения А3 (сбросо-сдвиговое) следует предварительно отнести на счет посторогенного (рифтогенного?) события в позднем мезозое, сопровождавшегося бимодальным вулканизмом [Ставский, 1981].

Результаты реконструкции по остальным площадям исследований Г. С. Гусева представлены в виде итоговых стереограмм, ранжированных по статистической представительности (рис. 9). В центральной части **хр. Полоусный** одноименного синклинория, сложенного преимущественно раннесреднеюрским терригенными толщами (бывший преддуговой прогиб), доминирует взбросо-сдвиговое поле с северо-северо-западным направлением сжатия, перпендикулярным простиранию основных складчатых структур (см. рис. 1). Соответственно, этот этап следует рассматривать как соскладчатый (J3—K1). Следующие за ним одноосное северо-восточное сжатие и сбросо-сдвиговое северо-северо-восточное растяжение, очевидно послескладчатые. Взбросовое поле может корреспондироваться с аналогичной слабо-выраженной обстановкой У6 Уяндинского блока (см. рис. 7, а). В пределах **хр. Илин-Тас**

(одноименного антиклинория, сложенного позднеюрскими вулканогенно-терригенными отложениями) доминирующим также оказывается взбросовое поле с северо-восточной ориентировкой оси сжатия, ортогональной простиранию складчатости. Следующим является северо-северо-восточное сжатие, соответствующее доминирующим полям деформаций в соседних к северо-западу Уяндинском и Полоусненском районах. Замыкает группу этапов **хр. Илин-Тас** также сбросовая обстановка деформирования с северо-восточной ориентировкой растяжения. В пределах небольшого участка **Эрикит**, расположенного на стыке структур Уяндино-Ясачненской дуги с Иньяли-Дебинским синклинорием (преддуговым прогибом), наиболее выраженным оказывается сдвиговое деформирование с северо-восточной ориентировкой оси сжатия. Следующей по представительности является обстановка субмеридионального (с небольшим отклонением к западу) сжатия и пологоориентированным субширотным растяжением (взбросо-сдвиговый тип, близкий к сдвиговому). Оба поля соответствуют положению рассматриваемого участка в зоне регионального Дарпирского шва со взбросо-сдвиговой кинематикой [Гусев, 1979]. Как и в трех предыдущих, в «арьергарде» действовавших полей напряжений участка Эрикит находится горизонтальное растяжение в субмеридиональном (отклонение к востоку) и северо-восточном направлениях.

Таким образом, эксперимент с привлечением в качестве кинематических индикаторов косвенных данных работы [Гусев, 1979], по-видимому, себя оправдал. Восстановленные с его помощью характеристики полей напряжений коллизионного пояса Черского не входят в противоречие с основными деформационными структурами: как правило, устанавливается этап, соответствующий доминирующему в пределах рассматриваемого района складчатонадвиговому (или складчато-покровному) парагенезису. Следовательно, доверия заслуживают и другие реконструированные обстановки деформирования, относящиеся к послескладчатой эволюции. Косвенным критерием их действительности может быть площадная корреляция направлений и видов напряженного состояния. При этом, необходимо отдавать отчет, что это — приближенная (квази) кинематическая реконструкция, основанная на площадном осреднении данных, поэтому она уступает по точности и достоверности полному кинематическому анализу.

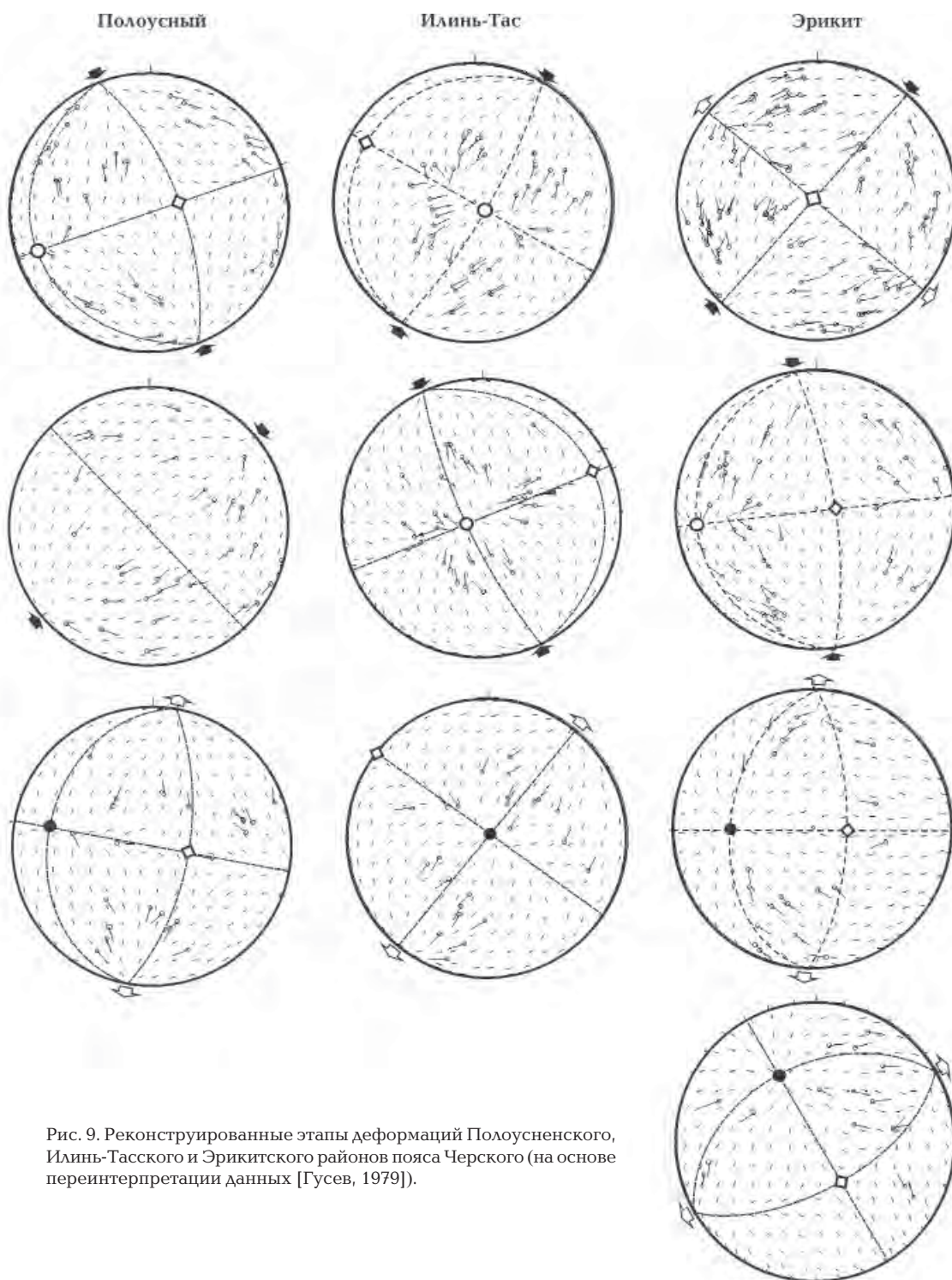


Рис. 9. Реконструированные этапы деформаций Полоусненского, Илнй-Тасского и Эриkitского районов пояса Черского (на основе переинтерпретации данных [Гусев, 1979]).

Обсуждение: поля напряжений, механизмы формирования структур и геодинамика. К настоящему времени усилиями многих геологов выработано достаточно твердое убеждение в коллизионной природе складчатых структур Верхояно-Колымской области, прорывающих их поясах гранитов и связанных с ними ме-

сторождений металлов [Парфенов и др., 1993; Оксман, 2000; Фридовский, 2002; Митрофанов, 2005]. С утверждением коллизионного генезиса сочетается примат «парадигмы» складчато-надвигового деформирования в условиях сжатия [Оксман, 2000; Фридовский, 2002 и др.]. Сомневаться в монополии складчато-надвигового

парагенезиса заставляет сама парадоксальная природа синколлизионного деформирования, допускающая растяжение орогена [Continental..., 1987; Mallavielle, 1993; Паталаха, Гончар, 1999]. Не меньше оснований предполагать растяжение складчатой области дает модель аккреции, учитывающая реологию поднадвига аккреционного клина [Гончар, 2008].

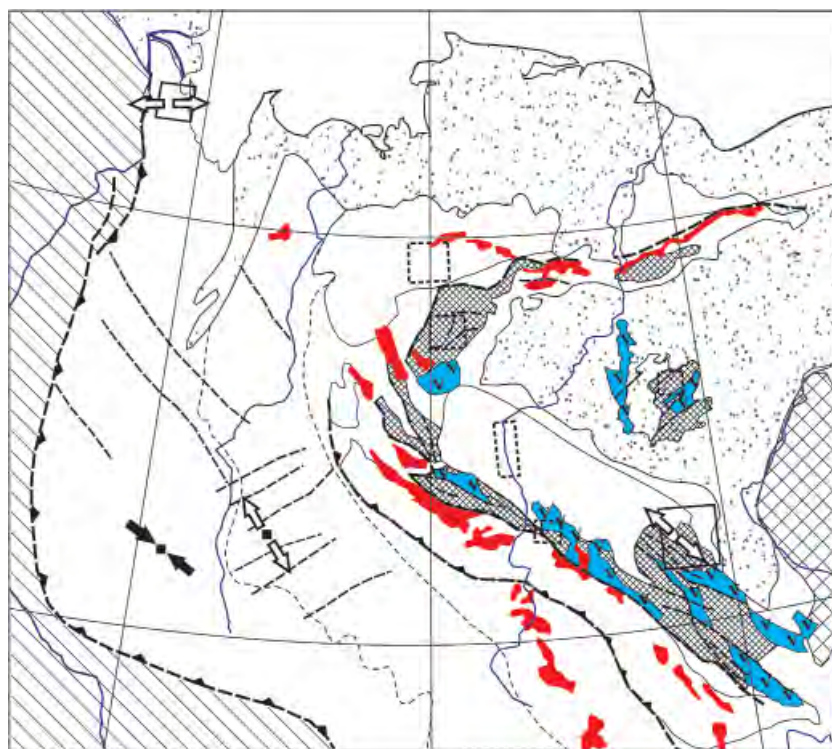
С помощью реконструируемых полей напряжений устанавливаются и уточняются механизмы формирования структур, вместе с этим может быть получена существенная «подсказка» в определении геодинамической обстановки. Большинство приводимых уточнений касаются как раз проявлений в складчатых толщах условий растяжения — пластического и хрупкого. Причина этого связана с методологическими недостатками использовавшегося предшественниками структурного анализа, который «не видит» тектонику растяжения.

Реконструкция выявила этапность тектонического процесса: для различных участков определяются наложения полей, отличающихся как по ориентировкам осей, так и по типу деформационной обстановки. В первую очередь возникает проблема их возрастной привязки. Там, где это позволяла структурная обстановка — моноклиналиное залегание пород и ортогональность системы осей напряжений с напластованием, фиксировались вероятные доскладчатые поля. В отсутствие таких данных прежде всего выделялись соскладчатые поля, корреспондирующие с наблюдаемой в пределах изученных участков основной складчатой структурой. Как при детальной кинематической реконструкции «от точки к точке», так и в случае обобщенного по площади анализа, такие обстановки хорошо видны и уверенно прослеживаются в разновозрастных образованиях. К послескладчатым наиболее уверенно можно относить поля напряжений сбросового и сдвигового типа, реконструируемые в складчатых толщах, а также обстановки горизонтального сжатия, направленного дискордантно по отношению к простиранию основной складчатости. На основании указанных простых принципов составлены схемы доскладчатых и послескладчатых полей напряжений в мезозоидах Северо-Востока Азии (рис. 10, а и б).

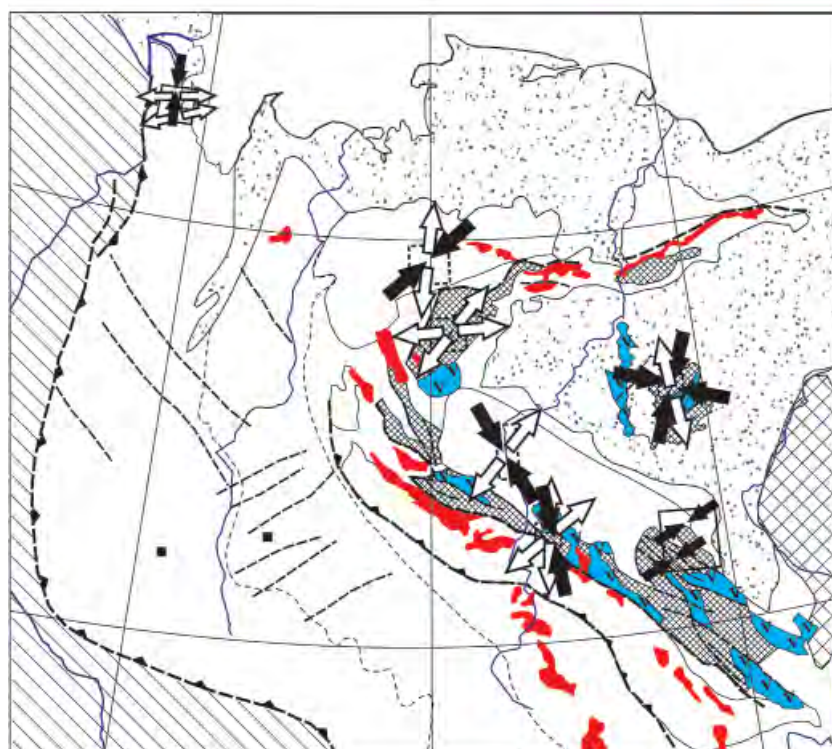
Доскладчатые поля. Растяжение в пределах Северного Хараулаха указывает на вероятный доскладчатый рифтогенез. Независимым доказательством раннего (на рубеже перми и триаса) рифтинга является свидетельство пострифтового погружения северо-восточной окраины

Сибирской платформы в раннем триасе [Гончар, 2013б]. Доскладчатое северо-западное сжатие фиксируется в пределах восточного склона Западно-Верхоянского антиклинория (месторождение Мангазея). Единичные свидетельства в пользу вероятного доскладчатого растяжения имеются к востоку — в Яно-Индибирской полосе пологих дислокаций (месторождение Прогноз) и в позднеюрском вулканогенно-осадочном комплексе хр. Аргатас. Это не обязательно должен быть рифтогенез - в случае зон пологих дислокаций Верхоянья растяжение может отражать динамику реализации гравитационной неустойчивости, или, другими словами, входит в парагенезис нескрытых комплексов метаморфического ядра [Гончар, 2004].

Поля напряжений, ответственные за формирование складчатости. В пределах Уяндинского блока, где развиты пологодислоцированные метаморфические толщи с офиолитами, проявлены неоднократные складкообразовательные деформации [Оксман, 2000]. Анализ соотношений полюсов сланцеватости и кливажа на сфере с изолиниями вероятности осей сжатия позволил идентифицировать несколько полей, ответственных за формирование складчатых структур (см. рис. 8). В качестве наиболее ранней и основной для Уяндинского блока определяется деформационная обстановка субвертикального сжатия и субгоризонтального растяжения в северо-западном направлении, с которой соотносятся полюса пологой сланцеватости и метаморфической полосчатости (этап У4 на рис. 8, б, I). Положения полюсов кливажа соседнего Селенняхского блока, имеющего крутые наклоны, на стереограммах соотносятся с выделяемыми для Уяндинского блока северо-западным и субширотным сжатием (этапы У3, У5, У6, рис. 8, б, II). Все они могут быть признаны как соскладчатые в региональном плане, но для Уяндинского блока это, скорее, послескладчатые поля. Растяжение, реконструированное в полиметаморфитах и базит-гипербазитах Уяндинского блока, сочетается с развитым в нем почти полным парагенезисом тектоники растяжения [Continental..., 1987; Mallavielle, 1993]: пологой сланцеватостью (также метаморфической полосчатостью и кливажем), асимметричными и лежащими складками, послойными зонами течения [Третьяков, 1996; Оксман, 2000]. Оставаясь на позиции традиционного противопоставления дивергентного и конвергентного тектогенеза, полученное поле следует трактовать как ука-



a



б

Рис. 10. До- и послескладчатые (а и б) поля напряжений мезозойд северо-востока Азии. Условные обозначения см. на рис. 1.

знание на рифтогенное происхождение пологих структур Уяндинского блока. При таком выборе проблематичным становится объяснение аллохтонности базит-гипербазитового комплекса, залегающего на метавулканогенно-осадочных породах, притом что условия метаморфизма для них одинаковы [Оксман, 2000]. Противоречие устраняется в рамках модели аккреции [Гончар, 2008], устанавливающей, что напряженное состояние аккреционного орогена зависит от реологического выбора в поднадвиге на границе фундамент/чехол. В случае, когда предел сдвиговой прочности на границе не достигнут, процесс развивается по покровно-субдукционному сценарию, предусматривающему стабильную или периодическую субдукцию чехла и *растяжение* орогена.

В зоне линейной складчатости Северного Хараулаха выявляется пересечение северо-западного, субширотного и северо-восточного направлений горизонтального сжатия (см. рис. 3, в). Здесь надо отметить, что область северного продолжения Хараулахского хребта стоит особняком в структуре мезозойд Северо-Востока Азии, будучи наиболее удаленной от «центра» тектонических событий — коллизионного пояса Черского (см. рис. 1). Характеризующие его складки, уходя на север, изменяют простирание с северо-восточного на субмеридиональное и далее на северо-западное, описывая таким образом дугу вдоль выступа окраины Сибирской платформы. Учитывая это, наложение разнонаправленных сжимающих усилий может отражать последовательную динамику формирования этой дуги. Тогда строго складчатые могут быть признаны направления, отвечающие ориентировке складчатых структур в разных доменах: северо-западное сжатие будет соответствовать складчатости в южной части Сев. Хараулаха, субширотное — в центральной, северо-восточное — в северной. Очевидно, коллизия в поясе Черского не могла влиять непосредственно на деформационные события в пределах Северного Хараулаха: уже в нижнем течении Яны, в пределах хр. Кулар, отсутствуют явные признаки наложенного северо-западного коллизионного сжатия, там проявлены в классической форме структуры комплекса метаморфического ядра (пластического растяжения, сопряженного со сжатием по периферии) и синкинематичный магматический диапиризм (см. [Парфенов и др., 1989]). Аналогично вопрос происхождения поля сжатия на западе Северного Хараулаха не следует решать отдельно от складчато-покровных дви-

жений в соседней с востока тиксинской зоне, где складчатые выступают обстановки наклонного сжатия. Связь поля напряжений Северного Хараулаха с особенностями его асимметричного тектонического строения (см. рис. 2, 3) дает основание говорить об адвективном механизме формирования структур типа комплекса метаморфического ядра [Гончар, 1998; 2004].

В целом, исследованию синкинематического внедрения интрузий, их влияния на процесс формирования структурной и метаморфической зональности в мезозойдах Северо-Востока Азии уделяется явно недостаточно внимания. В работе [Кошкарев, Кузнецов, 1993] был выполнен краткий анализ прямых и косвенных признаков купольного тектогенеза в Верхояно-Чукотской области, выводом из него явилось отнесение подавляющей части территории к производным магматической адвекции. По-сути, это антитезис в отношении панколлизионной идеи. Данная оценка может оказаться преувеличенной, но качественно масштаб задачи обозначен совершенно верно: невозможно рассматривать механизмы формирования деформационных структур в отрыве от столь мощно проявленного гранитоидного магматизма.

Для хр. Арга-Тас и соседней Зырянской впадины устанавливаются однотипные доминирующие деформационные обстановки в виде северо-восточного горизонтального сжатия (см. рис. 5, б). С учетом северо-западного простирания складчато-надвиговых структур эти обстановки должны быть определены как ответственные за формирование складчатости, хотя по формальному признаку — горизонтальные оси напряжений при наклонном залегании слоев — могут классифицироваться и как послескладчатые. Строго складчатый характер поля северо-восточного сжатия выявляется в структурах Зырянского прогиба и прибортовой части антиклинория Илин-Тас, где посредством процедуры обратного вращения восстанавливается то же (формально доскладчатое) северо-восточное сжатие (см. рис. 5, а). Палеозойский комплекс, имеющий длительную и потенциально сложную тектоническую историю [Ставский, 1988], в этом отношении остается существенно недоисследованным (как, впрочем, и в плане структуры [Оксман, 2000]), для него определение северо-восточного сжатия как послескладчатого может иметь и неформальное значение.

При сравнении складчатых полей напря-

жений Северного Хараулаха, с одной стороны, хр. Арга-Тас и Зырянской впадины, с другой, можно отчетливо видеть противоположный характер их проявления: неоднородный — в первом случае и однородный — во втором. Понятно, что причина различий связана с действием разных механизмов складкообразовательных движений (адвективного – в первом случае, и конвергентного – во втором).

Послескладчатые поля. К послескладчатому на севере Хараулахского хребта относится субширотное растяжение, а также северо-северо-восточное сжатие, локализованное в крайней северной части (см. рис. 3, в). В поясе Черского проявлены как взбросовые, так и сбросовые послескладчатые поля, но последние, по-видимому, преобладают (см. рис. 10, б). На пространствах внутренних частей пояса от Уяндины до Эрикитского блока направления как осей растяжения, так и сжатия в общем согласованы: растяжение — от субширотного до северо-восточного, сжатие — от субмеридионального до северо-северо-восточного. В пределах Полоусного растяжение изменяется на субмеридиональное, сжатие становится северо-восточным. Нельзя не отметить в этом определенное следование простирацию основных структур, формирующих «колымскую петлю»: наложенное сжатие грубо им следует, растяжение располагается близко к ортогональному. В пределах Алазейского поднятия, напротив, доминирует сжатие (в северо-северо-восточном и западно-северо-западном направлениях), субмеридиональное растяжение проявляется в обстановке сбросо-сдвигового деформирования, близкого к сдвиговому (см. рис. 9). Говорит ли это о том, что растяжение коры затухает к востоку от пояса Черского — покажут дальнейшие исследования.

Связь с современным напряженным состоянием. Уже достаточно давно был выполнен анализ современного поля напряжений Северо-Востока Азии по сейсмологическим данным [Гончар, 1991], который показал проявление взбросо-сдвигового (близкого к сдвиговому) режима деформирования в пределах основной части пояса Черского с северо-восточной ориентацией оси сжатия, и субширотного растяжения — в области Северного Хараулаха, дельты Лены и прилегающей акватории моря Лаптевых. Повторная компьютерная обработка решений механизмов очагов уточняет реконструкцию и дает ВС, весьма схожие с теми, которые получены в пределах хребтов Северный Хараулах и Арга-Тас (рис. 11). Отсюда следует допущение о

том, что сейсмотектоническое деформирование развивается унаследованно по отношению к неотектоническому процессу. Геологическими исследованиями в пределах Илинь-Тасского антиклинория и Зырянской впадины [Гайдук и др., 1990] доказывается весьма молодой, а именно постмиоценовый, возраст складчатости в этой части мезозойд, что опровергает более традиционную точку зрения о завершающем поздемезозойском складчатом деформировании. Нами основное поле северо-восточного — юго-западного сжатия в пределах хр. Арга-Тас и Зырянской впадины определяется и как посткладчатое и как ответственное за складчатую деформацию (см. выше). Совместно с сейсмологическими данными это также говорит в пользу сохранения этой деформационной обстановки с позднего миоцена.

Менее уверенно, из-за недостатка решений механизмов очагов, реконструируется близкое к субширотному современное растяжение в промежуточной области хр. Полоусного [Гончар, 1991]. По данным квазикинематической реконструкции в центральной части Полоусного действовало субмеридиональное (чуть к востоку) направление растяжения — косое по отношению к северо-западному простирацию развитых там грабенообразных впадин [Патык-Кара, Гришин, 1972; Артемов, Иванов, 1988]. Реконструируемые южнее в пределах пояса Черского преобладающие северо-восточные направления растяжения лучше подходят под тренд неотектонических впадин. Недостаток решений механизмов очагов землетрясений оставляет открытым вопрос о соответствии современного и реконструируемых посткладчатых полей напряжений в этой части территории.

Говоря о роли позднего растяжения в тектонике мезозойд северо-востока Азии, в первую очередь следует остановиться на противоречиях так называемого «Момского рифта». Геоморфологически данная мегаструктура видится вполне обоснованной. Также обоснованным кажется прослеживание рифтовых структур от спредингового хр. Гаккеля через шельф моря Лаптевых в Северное Верхоянье и далее в пределы пояса Черского (см. рис. 11) [Патык-Кара, Гришин, 1972; Грачев, 1973; Наймарк, 1980; Артемов, Иванов, 1988]. Реконструкция полей напряжений подтверждает активно действующее растяжение в области сочленения структур Северного Верхоянья и рифтовых впадин моря Лаптевых, но для южной части пояса впадин дает на уровне коры обстановку взбросо-сдвигового деформирования. Обще-

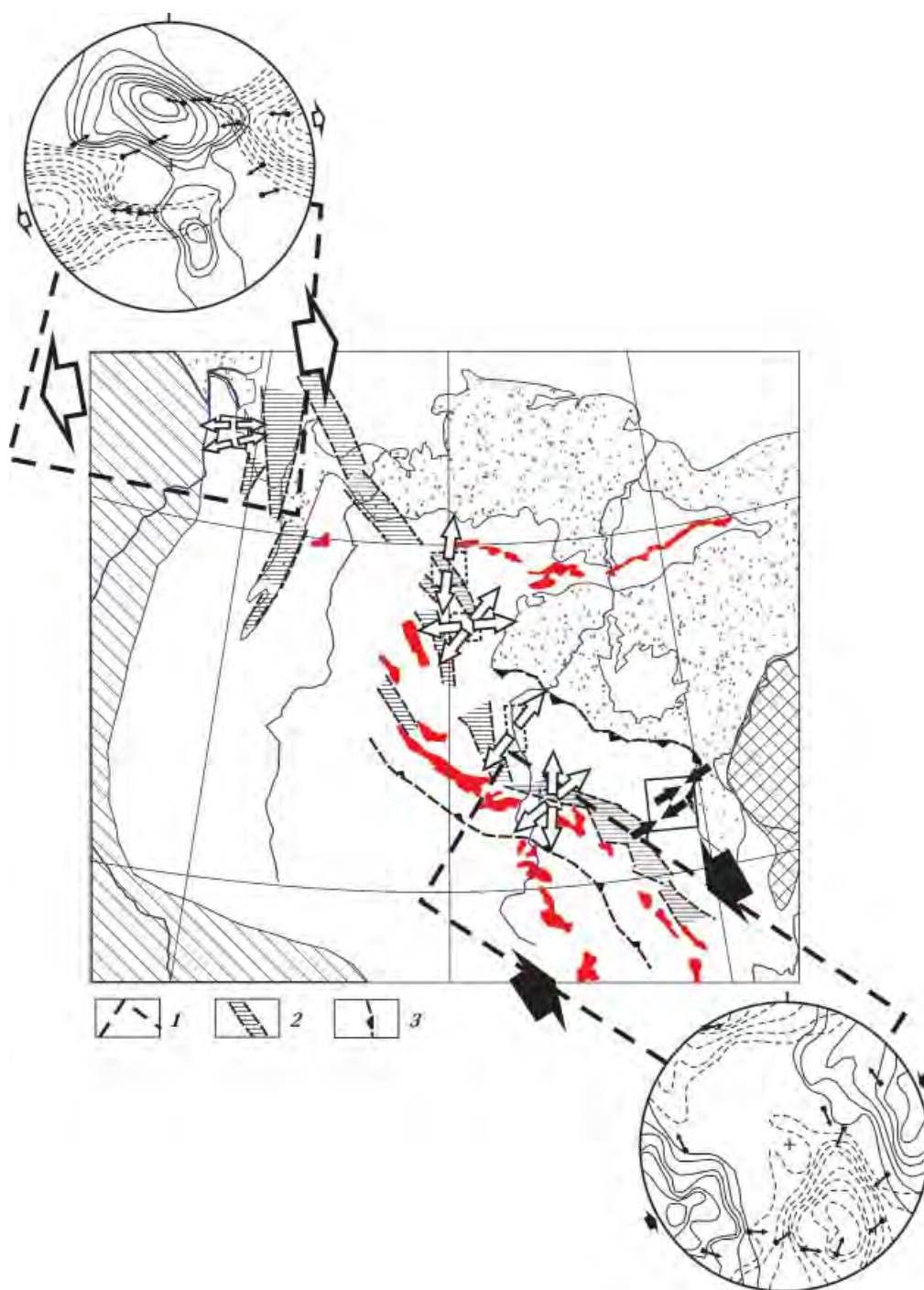


Рис. 11. Современное напряженное состояние коры в отдельных сегментах сейсмического пояса Черского с элементами неотектоники; показаны реконструированные поля напряжений, сопоставляемые с новейшим тектогенезом: 1 — границы объемов коры, на которые распространяется реконструкция поля напряжений [Гончар, 1991]; 2 — неотектонические впадины [Артемов, Иванов, 1988]; 3 — активные в кайнозое надвиги (с учетом данных [Архипов и др., 1981; Гайдук и др., 1990]).

му растяжению также противоречат выводы о новейшем (с позднего миоцена) этапе сжатия с формированием складчатости в пределах хр. Ильинь-Тас и его северо-восточных предгорий [Гайдук и др., 1990], что подтверждает и приведенная кинематическая реконструкция.

Выход из противоречивой ситуации видится в предположении инверсий деформационных обстановок вдоль предполагаемой границы между Северо-Американской и Евразийской литосферными плитами [Парфенов и др., 2001]. Данная глобальная гипотеза не

исчерпывает возможные сценарии неотектонического развития пояса Черского, особенно если углубиться в механику компрессионного орогена (см. [Паталаха и др., 2003]). Возможен вариант одновременного функционирования обстановок сжатия и растяжения — на разных реологических уровнях. В этой связи обращает на себя внимание внутреннее положение неотектонических впадин пояса Черского по отношению к основным надвиговым поясам (см. рис. 11): Зырянскому — на северо-востоке [Гайдук и др., 1990] и Адыча-Тарынскому — на юго-западе (активизация последнего в кайнозое отмечается в работе [Архипов и др., 1981]). Вергентность надвигов и складчатости в обоих поясах противоположная и направлена в стороны от гипсометрически приподнятой оси пояса. Напрашивается предположение о гравитационной природе растяжения в осевой части пояса Черского, трансформирующегося в сжатие на периферии поднятия. Данный механизм известен как «гравитационный коллапс орогена» [Continental..., 1987; Mallavieille, 1993]. Таким образом, «рифтогенез» пояса Черского может быть явлением второго порядка в масштабе орогена, само появление которого вызвано стабильной в позднем кайнозое конвергентной обстановкой. Однако первоначальный (и более очевидный) этап синорогенного растяжения был обусловлен инициальным орогенезом вследствие раннемеловой коллизии, сопровождавшейся утолщением континентальной литосферы, ее частичным плавлением и, как следствие, масштабным гранитоидным магматизмом [Парфенов и др., 1993; Оксман, 2000]. Гранитные плутоны внедрялись в уже деформированные, консолидированные вулканогенно-осадочные толщи аккреционного клина во фронте Колымо-Омолонского супертеррейна в условиях растяжения, о чем говорят крутые, рвущие контакты гранитоидных тел с вмещающими породами.

Заключение. Полученные кинематическим методом данные о полях напряжений мезозойд Северо-Востока Азии расширяют представления о механизмах и истории формирования столь значительной по масштабам и геодинамической позиции области Земли. Основные выводы следующие.

1. В Северном Верхоянье обстановки деформирования являются четко дифференцированы относительно структурной зональности Хараулахского хребта: на западе доминирует горизонтальное сжатие, ответственное за формирование складчато-надвигового пояса;

в восточной зоне, где складчатость спорадическая, часто слабая или отсутствует вовсе, поле напряжений проявлено либо наклонным сжатием, либо горизонтальным растяжением. Эта закономерность уже отмечалась и привлекалась в качестве аргумента в пользу адвекционной модели развития структур.

2. Выстраивание относительных временных последовательностей полей напряжений показало, что характерным может быть доскладчатое растяжение верхоянской серии (Северный Хараулах, Среднее Верхоянье).

3. Формирование складчато-покровного парагенезиса Уяндинского метаморфического блока протекало в условиях пластического растяжения, с осью растяжения, ориентированной в северо-западном направлении; соответствующей геодинамической обстановкой может быть аккреция, сопровождаемая субдукцией чехла.

4. В Арга-Тасском блоке и Зырянской впадине выявлено подавляющее влияние северо-восточного сжатия и взбросовый тип поля в различных по возрасту и формационной принадлежности породах.

5. Реконструируемые в Сев. Хараулахе и в юго-восточной части пояса Черского (Арга-Тас) деформационные обстановки широтного растяжения и северо-восточного сжатия совпадают с определяемым по сейсмологическим данным современным напряженным состоянием коры.

6. Проявленные в поясе Черского послескладчатые сбросовые поля напряжений с северо-восточным и субмеридиональным направлениями растяжения соответствуют системе неотектонических впадин.

«Плохим выводом» является то, что все еще очень значительная часть Верхоянского складчатой области — от Западно-Верхоянского надвигового шва на западе до пояса Черского на востоке — остается белым пятном в знаниях о действовавших полях напряжений. Без сомнения, скрытая там информация таит много нового и неожиданного в отношении развиваемых концепций. Вопрос в том, кто и когда решится ее раскрыть.

«Через годы, через расстояния» выражаю благодарность всем, кто так или иначе в 1989—1990 гг. способствовал проведению работ по изучению полей напряжений хр. Хараулах и Арга-Тас, моим университетским преподавателям, а также: Н. В. Гончар и А. Н. Джусу — за помощь в сборе полевых материалов, С. С. Драчеву — за организационную поддержку и плодотворные дискуссии.

Приведены вероятностные стереограммы, характеризующие исходные кинематические данные для хребтов Северный Хараулах (рис. П1—П3) и Арга-Тас (рис. П4 — П6). Расположение

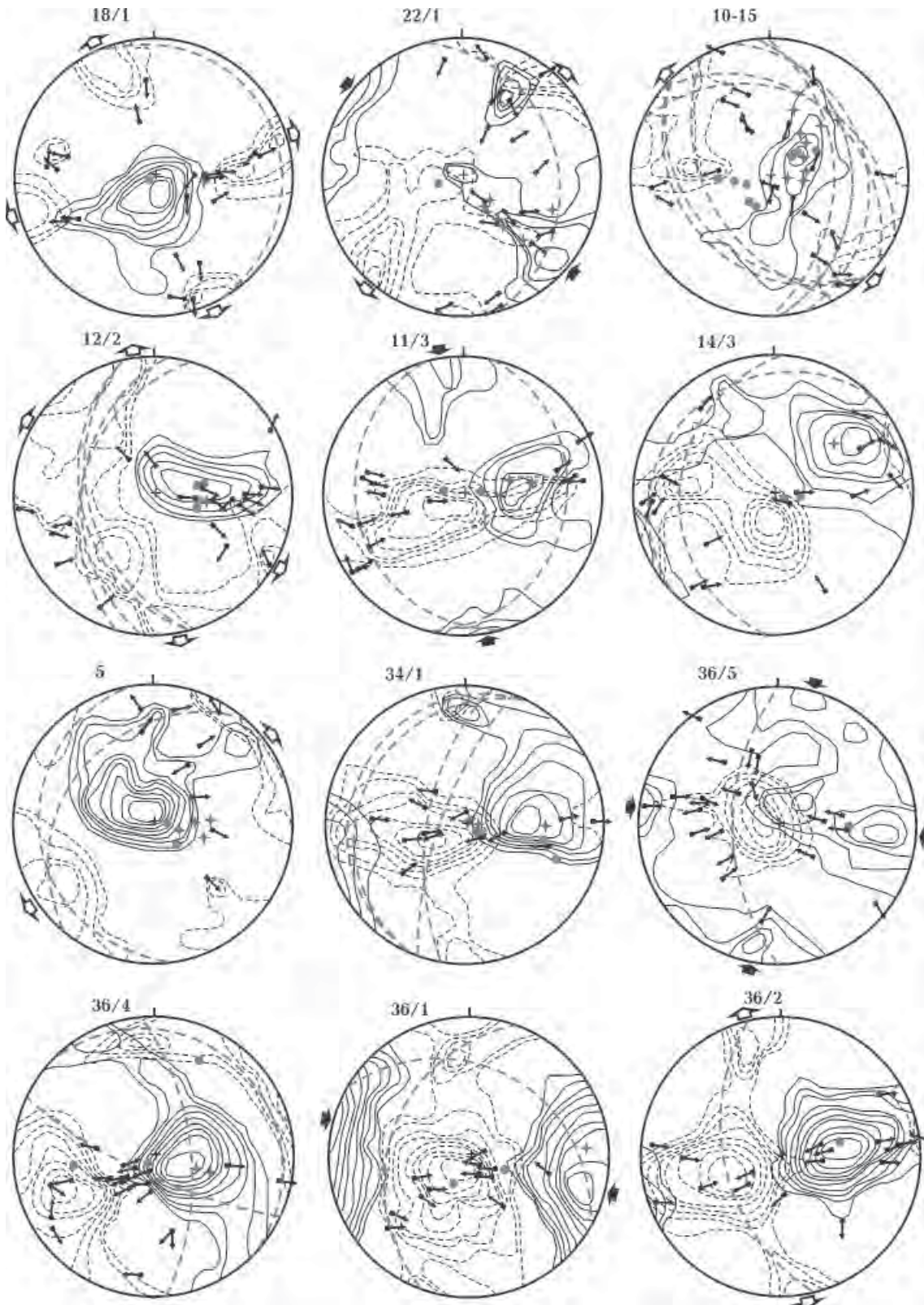


Рис. П1.

точек см. на рис. 2 и 4. Все построения выполнены на верхнюю полусферу. Условны обозначения см. на рис. 6.

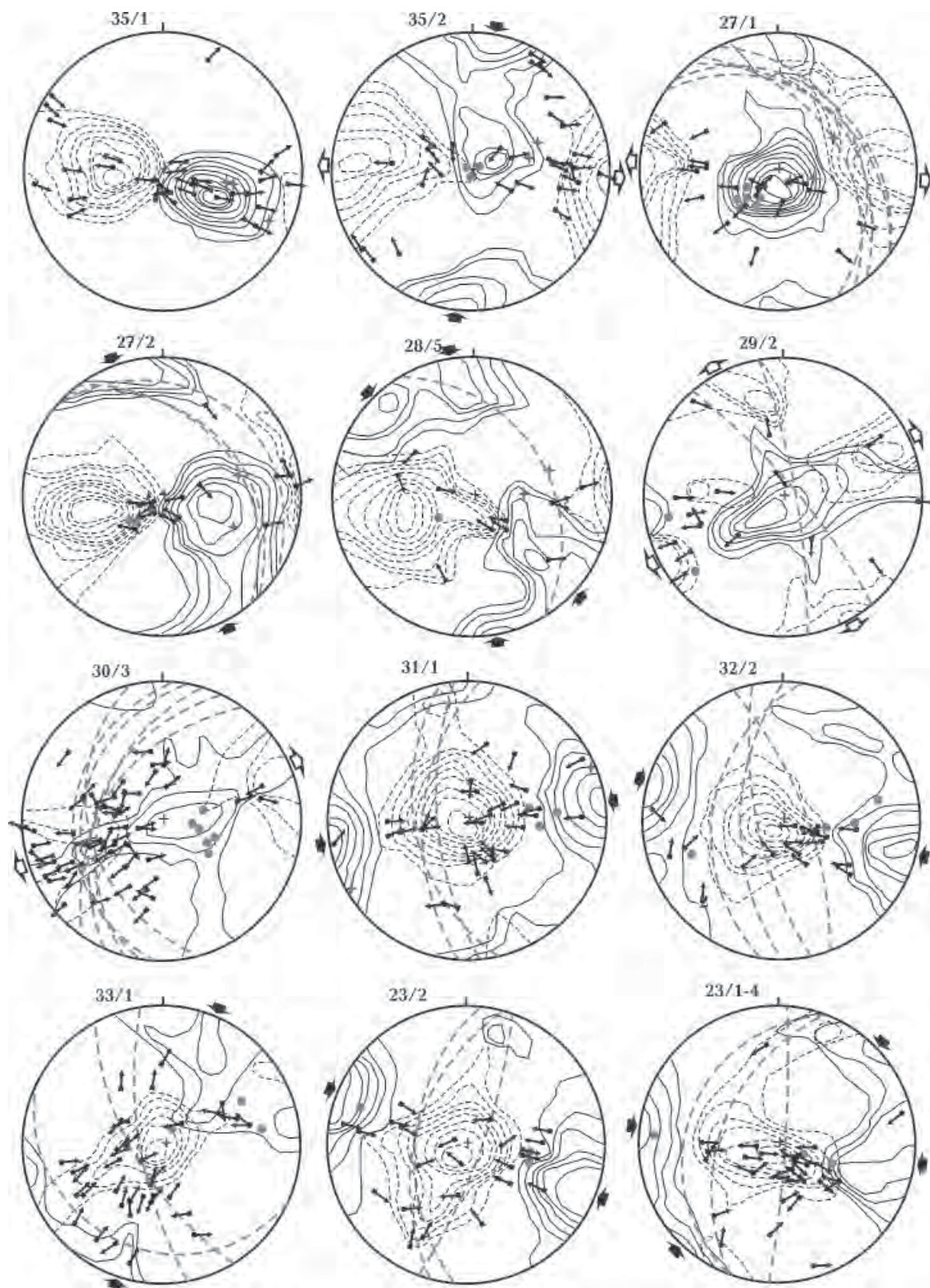


Рис. П2.

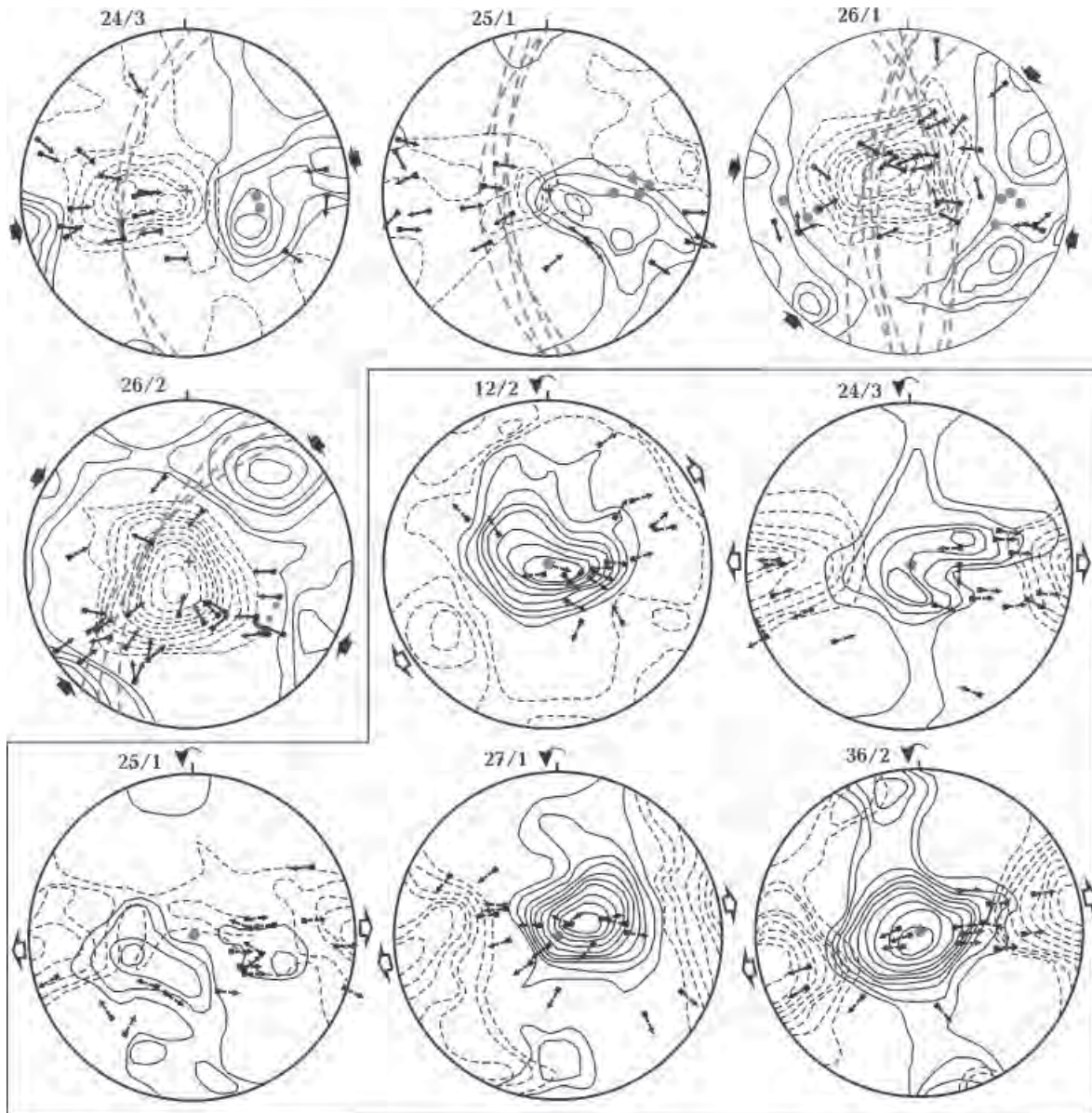


Рис. ПЗ.

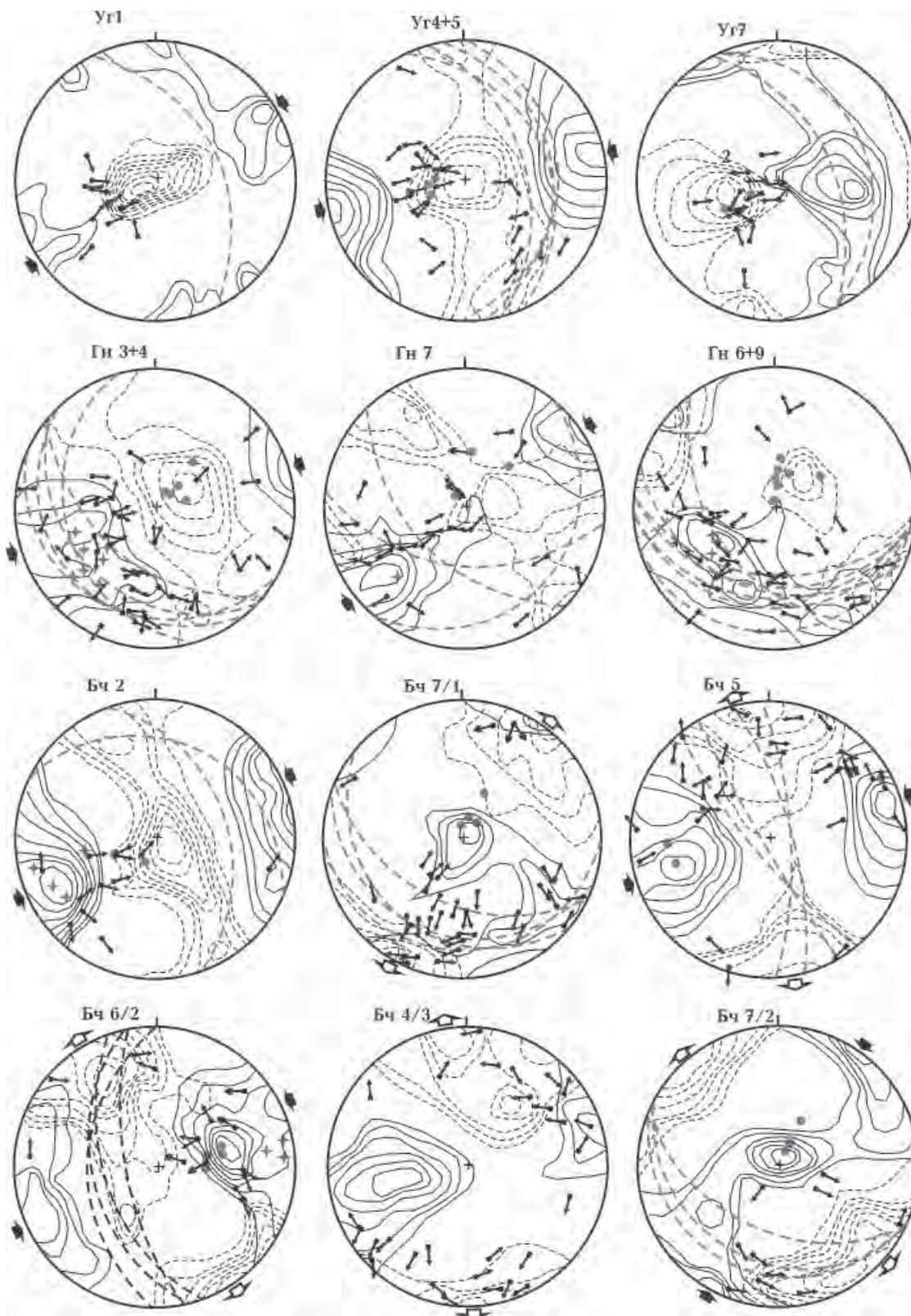


Рис. П4.

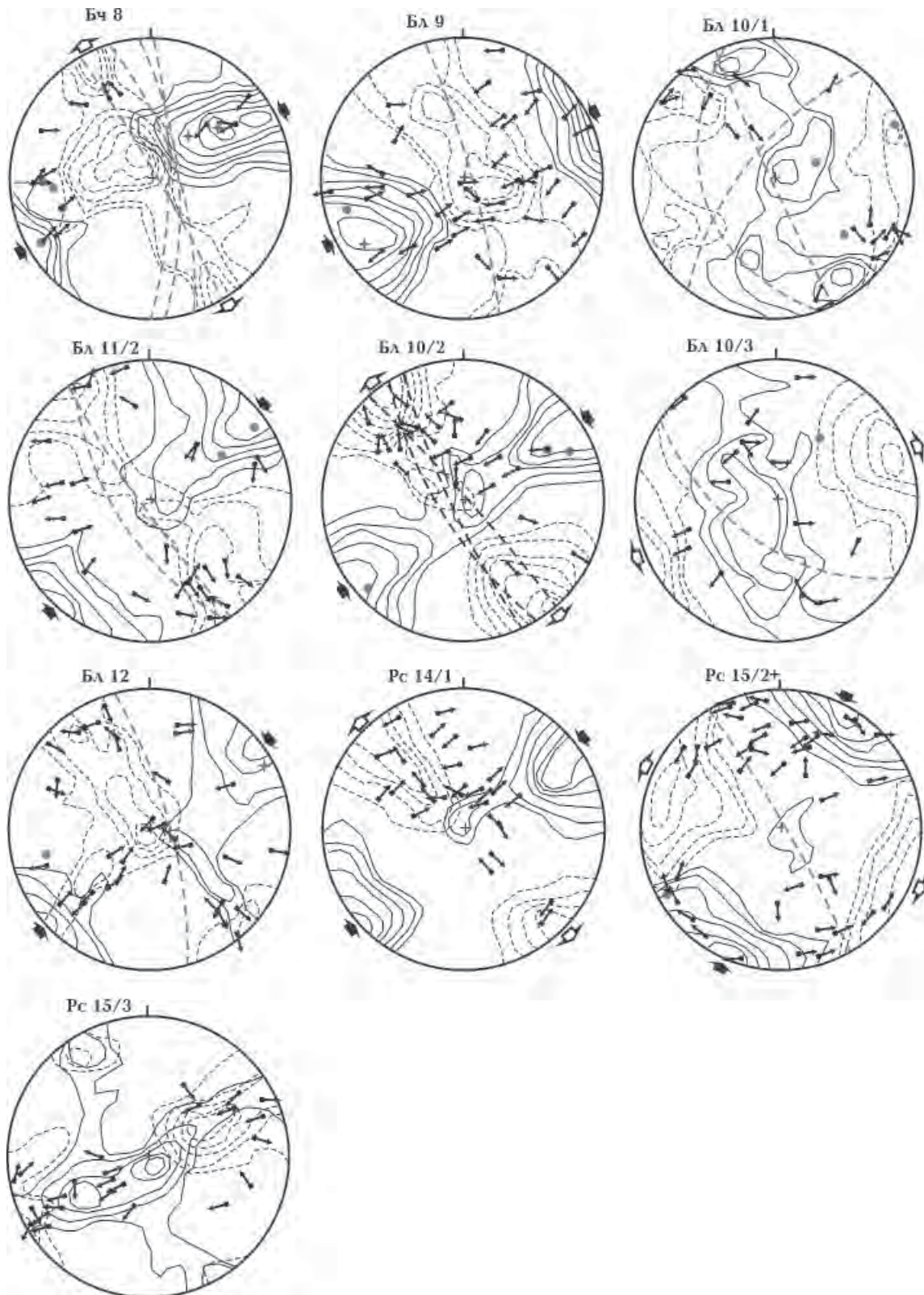


Рис. П5.

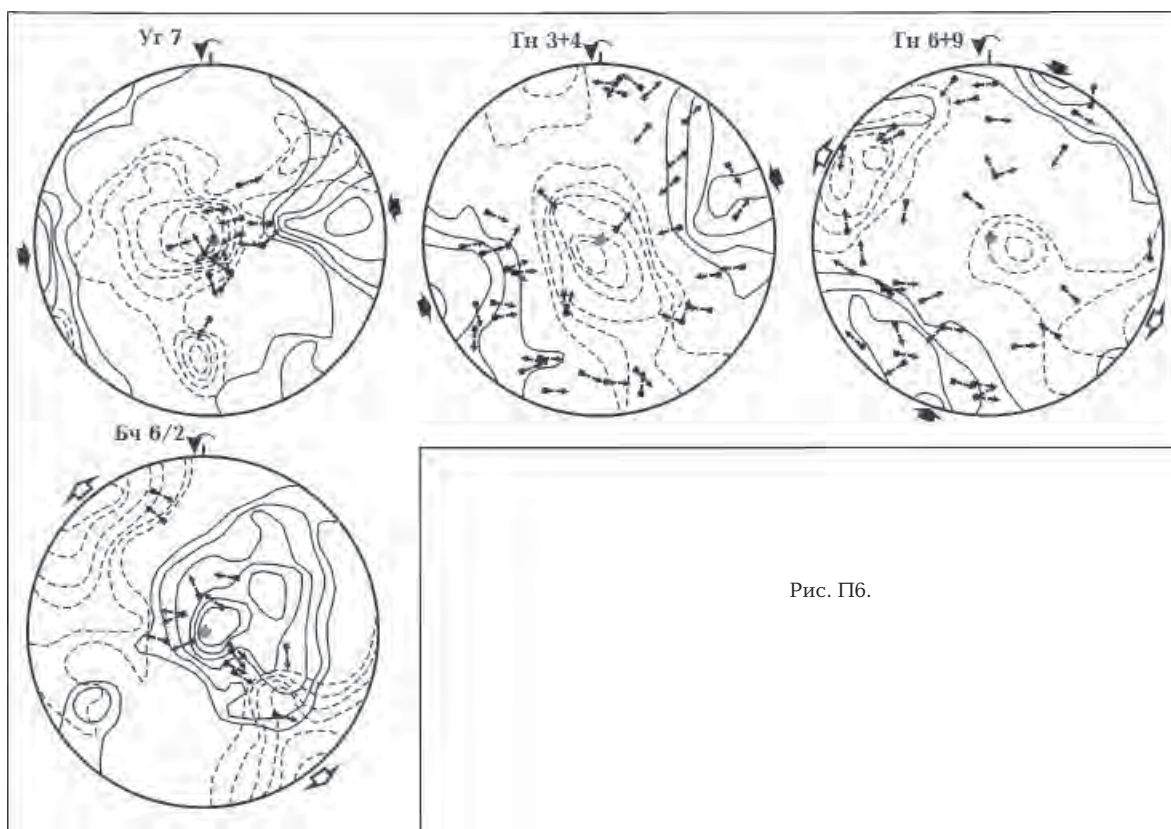


Рис. П6.

Список литературы

- Артемов А. В., Иванов И. Ю. Геологическое строение Момского континентального рифта. *Геотектоника*. 1988. № 2. С. 102—107.
- Архипов Ю. В., Климаш В. П., Попов Л. Н., Трушелев А. М., Шашкина И. А. Геологическое строение Бальнинского блока в центральной части Адыча-Тарынского разлома. *Геотектоника*. 1981. № 4. С. 78—89.
- Гайдук В. В., Гриненко О. В., Имаев В. С., Сяндюков И. Ш. Позднекайнозойская складчатость Илнй-Тасского антиклинория (Верхояно-Кольмская складчатая область). *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 312. № 2. С. 431—434.
- Геологическая карта Якутской АССР. М-6 1:1 500 000. Якутск, 1975.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 568 с.
- Гончар В. В. Выделение и корреляция пострифтовых осадочных серий на примере разрезов триаса Северного Верхоянья: Материалы совещания «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории». Новосибирск, 2013а. С. 233—238.
- Гончар В. В. Напряженное состояние земной коры в пределах сейсмического пояса Черского. *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1991. № 11. С. 28—35.
- Гончар В. В. О природе «зон пологих дислокаций» Верхоянской складчатой области. *Отечественная геология*. 2004. № 2. С. 63—69.
- Гончар В. В. Позднемезозойско-кайнозойская геодинамика Верхоянья — гравитационный коллапс или подъем мантии?: Материалы совещания «Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли». Москва: ГЕОС, 2006. С. 171—174.
- Гончар В. В. Поле напряжений Хараулахского хребта и проблема происхождения Верхоянского горно-складчатого сооружения. *Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы*. 1998. № 3. С. 18—26.
- Гончар В. В. Последовательность полей напряжений и возраст складчатости Восточного Горного Крыма (по данным кинематического анализа с учетом вращения слоев). *Геофиз. журн.* 2013б. Т. 35. № 4. С. 170—175.
- Гончар В. В. Реология поднадвига, критерии аккреции (субдукции) чехла и морфотектоника орогенов: Материалы совещания «Общие и регио-

- нальные проблемы тектоники и геодинамики». Москва: ГЕОС, 2008. С. 208—212.
- Грачев А. Ф. Момский материковый рифт. *Геофизические методы разведки в Арктике*. 1973. Вып. 8. С. 56—75.
- Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. Москва: Наука, 1979. 206 с.
- Гущенко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. В кн.: *Поля напряжений и деформаций в литосфере*. Москва: Наука, 1979. С. 7—25.
- Загорожный Д. Н. Структурная позиция месторождений Прогноз и Мангазейского Верхоянской серебряносной провинции. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2002. № 3. С. 31—37.
- Загорожный Д. Н., Тихонова Н. В. Структуры серебряных месторождений Верхоянья. *Отечественная геология*. 2011. № 1. С. 59—71.
- Кошкарев В. А., Кузнецов В. М. Магматическая адвекция в формировании структуры Верхояно-Чукотской области. *Тихоокеанская геология*. 1993. № 3. С. 92—99.
- Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии. Отв. ред. Ю. Г. Леонов. Москва: Наука, 1983. 232 с.
- Митрофанов Н. П. Геодинамические режимы в северо-западном секторе Тихоокеанского рудного пояса на рудном этапе формирования месторождений олова. *Тихоокеанская геология*. 2005. № 1. С. 59—72.
- Наймарк А. А. Момская рифтовая область. В кн.: *Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек*. Москва: Изд-во Московского ун-та, 1980. Т. 7. С. 3—52.
- Оксман В. С. Тектоника коллизионного пояса Черского. Москва: ГЕОС, 2000. 269 с.
- Парфенов А. М. Два этапа мезозойской складчатости в Северном Верхоянье. *Геология и геофизика*. 1988. № 4. С. 3—10.
- Парфенов А. М., Наталов Л. М., Соколов С. Д., Цуканов Н. В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии. *Геотектоника*. 1993. № 1. С. 68—78.
- Парфенов А. М., Оксман В. С., Прокопьев А. В., Рожин С. С., Тимофеев В. Ф., Третьяков Ф. Ф. Детальные структурные исследования в Верхоянье, их значение для крупномасштабного геологического картирования. В кн.: *Тектонические исследования в связи со средним и крупномасштабным геокартированием*. Москва: Наука, 1989. С. 109—127.
- Парфенов А. М., Прокопьев А. В., Спектор В. Б. Геодинамическая природа горных хребтов Якутии и их связь с раскрытием Евразийского бассейна. *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 4. С. 708—725.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В. Растяжение в Горном Крыму: парадокс или закономерность? *Геол. журн.* 1999. № 4. С. 81—88.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В., Трегубенко В. И. Новый взгляд на современный орогенез Горного Крыма: механизм процесса. *Геол. журн.* 2003. № 1. С. 118—126.
- Патык-Кара Н. Г., Гришин М. А. Место хр. Полоусного в структуре Северо-Востока СССР и его новейшая тектоника. *Геотектоника*. 1972. № 4. С. 90—98.
- Сим Л. А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1991. № 10. С. 3—22.
- Соколов С. Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии. *Геотектоника*. 2010. № 6. С. 60—78.
- Ставский А. П. Аккреционная тектоника Аргатасской зоны (Северо-Восток СССР). *Геотектоника*. 1988. № 2. С. 84—91.
- Ставский А. П. Меловой магматизм и тектоника Алазейского плоскогорья. *Геотектоника*. 1981. № 4. С. 90—103.
- Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. Отв. ред. Г. А. Гринберг, К. Н. Рудич. Москва: Наука, 1981. 358 с.
- Третьяков Ф. Ф. Складчатые структуры южной части Селенняхского хребта (Восточная Якутия). *Геотектоника*. 1996. № 4. С. 43—57.
- Третьяков Ф. Ф., Прокопьев А. В., Васильев Д. А. Тектонические структуры Мангазейского рудного узла. *Отечественная геология*. 2008. № 5. С. 42—49.
- Трунилина В. А., Роев С. П., Орлов Ю. С., Иванов А. И. Магматизм хребта Тас-Хаяхта. Якутск: Изд-во ЯГУ, 2009. 135 с.
- Фридовский В. Ю. Структура золоторудных полей и месторождений Яно-Колымского рудного пояса. В кн.: *Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок*. Москва: ГЕОС, 2002. С. 6.
- Чехов А. Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. Москва: Науч. мир, 2000. 204 с.

- Continental* extensional tectonics, 1987. Geol. Soc. Spec. Publ. London. V. 26. 611 p.
- Delacou B., Sue C., Champagnac J.-D., Burkhard M., 2004. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquakes analysis. *Geophys. J. Int.* 158, 753—774.
- Malavielle J., 1993. Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt. *Tectonics* 12(5), 1115—1130.
- Navabrou P., Angelier J., Barrier E., 2007. Cenozoic post-colisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics* 432, 101—131.
- Prokopiev A. V., Fridovsky Yu. V., Deikunenko A. V., 1999. Some aspects of the tectonics of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt (Northeast Asia) and the structural setting of the Dyandi gold ore cluster. *Polarforschung* 69, 169—176.
- Saintot A., Angelier J., Chorowicz J., 1999. Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing studies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea. *Tectonophysics* 313, 187—218.

Review of the data on strain fields of Mesozoides of Northeast of Asia obtained by kinematic method

© V. V. Gonchar, 2016

Reconstruction has been made, the data have been summarized and analyzed, which characterize the strain fields of different areas of Mesozoides of Northeast of Asia (Verkhoyano-Kolymian folded area). Strain fields of the North Kharaulakh and Arga-Tas ridge have been investigated based on area kinematic mapping; for internal areas (Middle Verkhoyania and Cherskogo zone) direct and indirect published data on fault kinematics have been attracted. Discrimination of strain fields responsible for production of basic folded structure as well as pre- and post-folding fields has been carried out. Orientations obtained for axes of the main stresses describe multistage spatially heterogeneous conditions of Mesozoides deformation under conditions of pressure, plastic and fragile tension and, to less extent, displacement. Pre-folding stretching has been found in the Verkhoyan series of the North Kharaulakh; conditions of post-folding fragile tension are widely distributed in different domains of the Cherskogo zone. Deformational conditions being reconstructed for North Kharaulakh and Arga-Tas ridge coincide with contemporary field of strains detected by seismological data.

Key words: Verkhoyan-Kolymian Mesozoides system, strain fields, kinematic method of reconstruction, mechanisms of structures formation.

References

- Artemov A. V., Ivanov I. Yu., 1988. Geological structure Moma continental rift. *Geotektonika* (2), 102—107 (in Russian).
- Arkhipov Yu. V., Klimash V. P., Popov L. N., Trusheliev A. M., Shashkina I. A., 1981. Geological structure Balyninsk block in the central part Adycha-Tarynsk fault. *Geotektonika* (4), 78—89 (in Russian).
- Gayduk V. V., Grinenko O. V., Imaev V. S., Syundyukov I. Sh., 1990. Late Cenozoic folding Ilin-Tassk anticlinorium (Verkhoyansk-Kolyma folded region). *Doklady AH SSSR* 312(2), 431—434 (in Russian).
- Geological map of the Yakut ASSR. 1:1 500 000. Yakutsk, 1975 (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field Tectonophysics and its application for the study of the deformations of the Earth's crust of Ukraine. Kiev: Feniks, 568 p.
- Gonchar V. V., 2013a. Isolation and correlation postrift sedimentary series in the example sections of the Triassic of North Verkhoyanye: *Proc. of the meeting "Sedimentary basins, sedimentation and postsedimentary processes in geological history"*. Novosibirsk, P. 238—233 (in Russian).
- Gonchar V. V., 1991. Stress state of the Earth's crust within the seismic belt Cherskogo. *Izvestiya vuzov. Geologiya I razvedka* (11), 28—35 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2004. On the nature of «zones of shallow dislocation» Verkhoyansk folded region. *Otechestvennaya geologiya* (2), 63—69 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2006. Late Mesozoic-Cenozoic geodynamics Verkhoyanye — gravitational collapse or the rise of mantle?: *Proc. of the meeting «Areas of active orogeny in the modern and the ancient history of the earth»*. Moscow: GEOS, P. 174—171 (in Russian).

- Gonchar V. V., 1998. Stress field Kharaulakh ridge and the problem of the origin of the Verkhoyansk mountain-folded structure. *Byulleten Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody* (3), 18—26 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2013b. Sequence of stress fields and age of folding Eastern Mountain Crimea (according to the kinematic analysis taking into account the rotation of the layers). *Geofizicheskiy zhurnal* 35(4), 170—175 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2008. Rheology under the thrust, criteria accretion (subduction) and cover morphotectonics Orogens: *Proc. Of the meeting «General and regional problems of tectonics and geodynamics»*. Moscow: GEOS, P. 212—208 (in Russian).
- Grachev A. F., 1973. Moma continental rift. *Geofizicheskiye metody razvedki v Arktike* (is. 8), 56—75 (in Russian).
- Gusev G. S., 1979. Folded structures and breaks the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides system. Moscow: Nauka, 206 p. (in Russian).
- Gushchenko O. I., 1979. Method of kinematic analysis of the structures of destruction in the reconstruction of tectonic stress fields. In: *Fields of stresses and deformations in the lithosphere*. Moscow: Nauka, P. 7—25 (in Russian).
- Zadorozhnyy D. N., 2002. Structural position of deposits and forecast Mangazeytsky Verkhoyansk serebryanosnoy province. *Vestnik Moskovskogo Universitet. Ser. 4. Geologiya* (3), 37—31 (in Russian).
- Zadorozhnyy D. N., Tikhonov N. V., 2011. Structures Verkhoyanye silver deposits. *Otechestvennaya geologiya* (1), 59—71 (in Russian).
- Koshkarev V. L., Kuznetsov V. M., 1993. Magmatic advection in shaping the structure of the Verkhoyansk-Chukotka region. *Tikhookeanskaya geologiya* (3), 92—99 (in Russian).
- Mesozoic tectonics and magmatism of East Asia, 1983. Ed. Yu. G. Leonov. Moscow: Nauka, 232 p. (in Russian).
- Mitrofanov N. P., 2005. Geodynamic regimes in the north-western sector of the Pacific ore belt in the stage of formation of ore deposits of tin. *Tikhookeanskaya geologiya* (1), 59—72 (in Russian).
- Naymark A. A., 1980. Moma Rift region. In: *The newest tectonics, new deposits and man*. Moscow: Publ. House of the Moscow University, Vol. 7, P. 3—52 (in Russian).
- Oksman V. S., 2000. Tectonics Cherskogo conflict zone. Moscow: GEOS, 269 p. (in Russian).
- Parfenov L. M., 1988. Two stages of Mesozoic folding in North Verkhoyanye. *Geologiya i geofizika* (4), 3—10 (in Russian).
- Parfenov L. M., Natapov L. M., Sokolov S. D., Tsukanov N. V., 1993. Terranes and accretion tectonics of Northeast Asia. *Geotektonika* (1), 68—78 (in Russian).
- Parfenov L. M., Oksman V. S., Prokopyev A. V., Rozhin S. S., Timofeev V. F., Tretyakov F. F., 1989. Detailed structural studies in Verkhoyansk, their importance for large-scale geological mapping. In: *Tectonic studies in connection with medium and large-scale geo-mapping*. Moscow: Nauka, P. 127—109 (in Russian).
- Parfenov L. M., Prokopyev A. V., Spektor V. B., 2001. Geodynamic nature of Yakutia mountain ranges and expanded by their relationship with the Eurasian basin. *Geologiya i geofizika* (4), 708—725 (in Russian).
- Patalakha E. I., Gonchar V. V., 1999. Stretching in the Crimean Mountains: a paradox or a pattern? *Geologicheskiy zhurnal* (4), 81—88 (in Russian).
- Patalakha E. I., Gonchar V. V., Tregubenko V. I., 2003. New look at modern orogeny Mountain Crimea: mechanism of the process. *Geologicheskiy zhurnal* (1), 118—126 (in Russian).
- Patyk-Kara N. G., Grishin M. A., 1972. Ridge Polousnogo place in the structure of the North-East of the USSR and its newest tectonics. *Geotektonika* (4), 90—98 (in Russian).
- Sim L. A., 1991. Study of tectonic stresses on geological indicators (methods, results, recommendations). *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka* (10), 3—22 (in Russian).
- Sokolov S. D., 2010. Essay tectonics of Northeast Asia. *Geotektonika* (6), 60—78 (in Russian).
- Stavskiy A. P., 1988. Accretion tectonics Arga-Tassk zone (Northeast USSR). *Geotektonika* (2), 84—91 (in Russian).
- Stavskiy A. P., 1981. Cretaceous magmatism and tectonics Alazeya plateau. *Geotektonika* (4), 90—103 (in Russian).
- Tectonics, igneous and metamorphic complexes of the Kolyma-Omolonsky array*. Ans. Eds. G. A. Grinberg, K. N. Rudich. Moscow: Nauka, 1981, 358 p. (in Russian).
- Tretyakov F. F., 1996. Folded structure of the southern part of Selennyakh Ridge (Eastern Yakutia). *Geotektonika* (4), 57—43 (in Russian).
- Tretyakov F. F., Prokopyev A. V., Vasilyev D. A., 2008. Tectonic structure Mangazeytsky ore unit. *Otechestvennaya geologiya* (5), 42—49 (in Russian).

- Trunilina V. A., Roev S. P., Orlov Yu. S., Ivanov A. I.*, 2009. Magmatism Ridge Tas-Khayakhtakh Range. Yakutsk: YSU Publishing House, 135 p.
- Fridovskiy V. Yu.*, 2002. Structure gold fields and deposits Yano-Kolyma ore belt. In: Metallogeny series collision geodynamic environments. Moscow: GEOS, P. 6 (in Russian).
- Chekhov A. D.*, 2000. Tectonic Evolution of the North-East Asia. Moscow: Nauchnyy Mir, 2000. 204 p.
- Continental extensional tectonics*, 1987. Geol. Soc. Spec. Publ. London. V. 26. 611 p.
- Delacou B., Sue C., Champagnac J.-D., Burkhard M.*, 2004. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquakes analysis. *Geophys. J. Int.* 158, 753—774.
- Malavielle J.*, 1993. Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt. *Tectonics* 12(5), 1115—1130.
- Navabrou P., Angelier J., Barrier E.*, 2007. Cenozoic post-colisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics* 432, 101—131.
- Prokopiev A. V., Fridovsky Yu. V., Deikunenko A. V.*, 1999. Some aspects of the tectonics of the Verkhojansk fold-and-thrust belt (Northeast Asia) and the structural setting of the Dyandi gold ore cluster. *Polarforschung* 69, 169—176.
- Saintot A., Angelier J., Chorowicz J.*, 1999. Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing studies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea. *Tectonophysics* 313, 187—218.

Проблемы магнитостратиграфии плейстоценовых лесово-почвенных отложений юга Украины

© *В. Г. Бахмутов, Д. В. Главацкий, 2016*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 21 июня 2016 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Викладено основні принципи магнітостратиграфії, палеомагнітного методу та його застосування у четвертинній стратиграфії. Наведено результати попередніх досліджень з визначення межі Матуяма—Брюнес (М/Б) у лесово-грунтових відкладах як України, так й інших територій. Закцентовано увагу на протиріччях щодо встановлення положення межі М/Б і епізодів оберненої полярності усередині хрона Брюнес за даними різних авторів. Особливо наочно показано ситуацію на прикладі розрізу Роксолани у Західному Причорномор'ї. Однією з причин може бути підвищення точності магнітометричної апаратури та якості вимірів, які тепер виключають ефекти підмагнічування. Інша причина — суперечності у стратиграфічному розчленуванні розрізів, що розташовані навіть у межах однієї лесової провінції. Отримано інформативні дані, згідно з якими можна робити висновки щодо проходження межі М/Б у розрізі Роксолани на глибині 46,6 м на стику ґрунтів редукованих лубенського й мартоносського горизонтів, що у цілому відповідає сучасним уявленням українських стратиграфів та узгоджується з попередніми дослідженнями у розрізі Долинське (межу М/Б було визначено на рівні мартоносського горизонту). Подальші комплексні палеомагнітні дослідження плейстоценових розрізів України допоможуть переглянути і скорелювати досі суперечливі магнітостратиграфічні схеми.

Ключові слова: магнітостратиграфія, межа Матуяма—Брюнес, палеомагнітний метод, плейстоцен, лесово-грунтова товща, розріз Роксолани.

Введение. Четвертичные покровные образования широко распространены на территории Украины и сопредельных регионов. Они самым тесным образом связаны с повседневной деятельностью человека, направленной на решение большого комплекса задач народно-хозяйственного, экологического и прогнозного характера. Существующие в настоящее время стратиграфические схемы осадочных отложений плейстоцена, несмотря на детальность, в своей основе имеют существенный изъян, который нельзя не игнорировать при каких бы то ни было стратиграфических обобщениях. Вследствие частой смены мощности реперных горизонтов и резких изменений условий седиментации (вплоть до полного отсутствия осадконакопления в определенные промежутки времени) даже в пределах сравнительно небольших провинций возникают трудности их корреляции, в том числе на близлежащих площадях. Кроме того, большинство континентальных плейстоценовых толщ Украины фаунистически немые, что существенно затрудняет выяснение их стратиграфических взаимоотношений.

На протяжении последних 50 лет для решения вопросов геологии и стратиграфии осадочных толщ широко применяется палеомагнитный метод. По мере развития палеомагнитная стратиграфия (магнитостратиграфия) трансформировалась в самостоятельную дисциплину со своей методологической базой и проблематикой. Использование палеомагнитного метода в стратиграфии базируется на том фундаментальном факте, что в ходе геологической истории магнитное поле Земли многократно изменяло свою полярность. Теоретическая сторона палеомагнитных исследований в их начальный период не привлекала особого внимания, но вскоре достижения современной геофизики заставили по-новому оценить перспективы палеомагнетизма в области стратиграфии. Магнитохронологическая шкала А. Кокса, шкала линейных магнитных аномалий и первые макеты палеомагнитной шкалы показали глобальные возможности нового метода и его способность к решению фундаментальных геологических проблем.

Привлечение для решения этих задач палеомагнитного метода в 1970-х годах и последую-

шие интенсивные палеомагнитные исследования субаэральных образований плейстоцена Украины, в первую очередь направленные на построение магнитостратиграфической шкалы, казалось, могли дать ответы на многие вопросы. Однако следует признать, что и сейчас существуют весьма противоречивые толкования как стратиграфических, так и магнитостратиграфических схем.

Развитие в последнее десятилетие аналитической базы и получение нового фактического материала по пространственно-временной структуре геомагнитного поля эпохи Брюнес и по стратотипическим разрезам лессово-почвенных толщ настоятельно требуют новой интерпретации ранее полученных результатов и, вероятно, пересмотра стратиграфических (и магнитостратиграфических) схем.

В данной работе представлено современное состояние наших знаний о структуре геомагнитной эпохи Брюнес, а также анализ результатов палеомагнитных исследований лессово-почвенной провинции территории юго-западной Украины, в частности по определению стратиграфического положения границы Матуяма—Брюнес — «золотого гвоздя» магнитостратиграфии четвертичного периода.

Современные представления об эпохе магнитной полярности Брюнес. Наверное, ни одна проблема, связанная с магнитостратиграфией, не является столь дискуссионной, как установление количества эпизодов обратной полярности в эпохе Брюнес. Этот важнейший и принципиальный вопрос заслуживает особого внимания, поскольку важность изучения феномена экскурсов трудно переоценить. Экскурсы, дополняя наши представления о колебаниях геомагнитного поля, весьма важны для познания природы магнитного поля и процессов, происходящих во внешней части ядра. Они, как хронологические и стратиграфические реперы, находят широкое применение в разных областях наук о Земле: в стратиграфии и геохронологии, в седиментологии и тектонике, в палеонтологии и климатологии и др.

Относительно терминологии — существуют разные формулировки понятия экскурс. В соответствии с работой [Петрова и др., 1992], экскурс — это кратковременное изменение направления геомагнитного поля, амплитуда которого не менее чем в 3 раза превышает уровень вековых вариаций для данного отрезка времени, а обратная полярность, если она достигается, неустойчива, т. е. охватывает меньший период, чем собственный период ди-

намомеханизма. Экскурсы не непрерывны, не синусоидальны, не гармоничны и представляют собой колебания в виде кратковременных выбросов (импульсные колебания), которые сменяются стационарным полем вековых вариаций.

В работе [Merrill et al., 1996] под термином геомагнитная экскурсия (geomagnetic excursion) подразумевается отклонение направления геомагнитного поля от своего среднего значения для данной местности, когда рассчитанный виртуальный геомагнитный полюс (VGP) отклоняется от географического полюса более чем на 45° , но это не связано с инверсией геомагнитного поля. Иногда бывает трудно определить, произошла ли экскурсия, поскольку в истории геомагнитного поля также известны неоднократные короткие интервалы смены полярности, определяемые как события обратной полярности (reversal events) продолжительностью около 10^5 лет.

Число экскурсов в эпохе Брюнес у разных авторов колеблется от восьми-десяти и более [Harrison, 1974; Гурарий и др., 1983; Champion et al., 1988; Третяк и др., 1989; Petrova, Pospelova, 1990; Петрова и др., 1992; Шкатова, 1998; Lund et al., 2001, 2005], в том числе от семи-восьми за последние 130—200 тыс. лет [Lovlie, 1989], до четырех-пяти [Verosub, 1982; Nowaczyk et al., 1994; Opdyke, Channell, 1996; Nowaczyk, Antonow, 1997] и менее, вплоть до их полного отрицания [Линькова, 1984]. Экскурсы зафиксированы в основном в морских глубоководных осадках и в озерных отложениях, но есть также «записи» в лавовых потоках и отдельные определения по археологическим объектам.

Одной из наиболее известных работ является обобщение [Champion et al., 1988], где, по мнению авторов, синтезированы обращения полярности (или субхроны) внутри хрона Брюнес, с возрастными привязками, полученными по изверженным породам. Авторами выделено восемь субхронов (Lashamp, Blake, Jamaica, Levantine, Biwa III, Emperior, Big Lost, Delta), а также ряд событий, которые из-за проблем возрастной привязки могут быть отнесены к тому или иному из перечисленных субхронов (см. [Champion et al., 1988], рис. 6). Это является следствием определения возраста калий-аргоновым методом, который здесь имеет погрешности до 20 %.

В работе [Langereis et al., 1997] в хроне Брюнес выделено 11 экскурсов, из которых шесть, по мнению авторов, выделены наиболее надежно и являются глобальными событиями.

Для возрастных привязок использовались изотопно-кислородные привязки по планктонным фораминиферам и данные астрохронологии.

Тринадцать экскурсов в эпохе Брюнес выделяют авторы в работе [Knudsen et al., 2003]. В работе [Кравчинский и др., 1998] на основе анализа детальных палеомагнитных исследований кернов донных отложений озера Байкал авторами был выделен 21 экскурс. В работе [Поспелова, 2004], обобщающей данные разных авторов по более чем 300 экскурсам, в хроне Брюнес как наиболее надежные выделено 17 эпизодов. Можно привести еще многие работы с авторскими обобщениями (см., например, [Большаков, 2007]), но в целом это не изменяет общей картины.

Все перечисленные работы по экскурсам были получены по результатам определений угловых элементов геомагнитного поля. Но также есть значительное количество работ, в которых авторы оперируют величинами виртуально аксиального дипольного магнитного момента Земли и сопоставляют экскурсы с минимумами кривой палеонапряженности геомагнитного поля. Критический обзор этих работ выполнен в работе [Большаков, 2007] и нельзя не согласиться с автором, указывающим на недостатки в изучении экскурсов хрона Брюнес: 1) отсутствие характерных особенностей в записи экскурсов, что необходимо для их идентификации; 2) неточность их датирования; 3) недостатки статистического обоснования глобальности экскурсов; 4) недостатки обоснования геомагнитной природы палеомагнитных аномалий, интерпретируемых как геомагнитные экскурсы. Отсюда и следует разное количество экскурсов, и разные их названия и положения у различных авторов.

В таблице приведены обобщенные данные из указанных выше источников, а также материалы из обобщений [Langereis et al., 1997; Поспелова, 2004], в целом отображающие современные представления об экскурсах эпохи Брюнес.

Объяснения феномена экскурсов можно разделить на две группы: они являются либо вековыми вариациями аномально большой амплитуды, либо несостоявшимися инверсиями геомагнитного поля.

Объяснение с точки зрения высокоамплитудных вековых вариаций предполагает наличие недипольного источника (источников), который может изменять интенсивность и местоположение вследствие следующих причин

(сценариев): а) резкое изменение направления дипольного поля; б) дипольное поле уменьшилось по величине и недипольное поле доминировало на большей части земного шара; в) интенсивность одного из недипольных источников резко возросла.

В первых двух случаях явление будет иметь планетарный характер.

Для первого случая в настоящее время нет данных, которые бы подтверждали его реализацию в каком-либо из временных отрезков. Для второго случая определяющим является выяснение, насколько дипольное поле может уменьшиться. Для второго и третьего сценариев также имеет важное значение соотношение дипольного и недипольного полей и превалирование последнего в пределах определенного региона. В случае реализации третьего сценария экскурс может быть ограничен некоторой локальной областью (с обратным наклоном в центре), на расстоянии 15° от центра которой поле будет иметь исходную полярность [Harrison, Ramirez, 1975].

Отличительная черта экскурсов — их реализация на фоне пониженных (относительно современного) значений главного геомагнитного поля. Большинство экскурсов сложно коррелировать в планетарном масштабе, в первую очередь за счет неопределенности их возрастных оценок. Однако наиболее молодые экскурсы — Моно (Mono Lake, 28000 лет тому назад [Denham, Cox, 1971; Liddicoat, Coe, 1979]), Лашамп (Laschamp, 41000 лет тому назад [Bonhommet, Zahringer, 1969]) и Блейк (125000 лет тому назад [Smith, Foster, 1969]) — установлены по независимым палеомагнитным «записям» из разных районов мира с разрешением около 500 лет.

Отдельно следует остановиться на особенностях «записи» экскурсов в субэкральных отложениях. Здесь основной проблемой является задержка палеомагнитной записи, характеризующаяся глубиной фиксации («lock in depth») намагниченности в лессово-почвенных толщах. Задержка объясняется тем, что вторичные процессы намагничивания (постседиментационные, химические, вязкие), связанные обычно с процессами педогенеза, смещают палеомагнитную «запись» вниз по разрезу, и происходит как ее удревнение, так и сглаживание (искажение) «записи» (см., например, [Большаков, 1995, 2004]). При большой глубине фиксации (первые метры), согласно предложенной В. А. Большаковым схеме, вариации направления намагниченности, отражающие

изменения магнитного поля, должны быть существенно сглажены или вообще исчезнуть. Возможность такого влияния на палеомагнитную запись показана на примере изучения геомагнитных экскурсов [Zhu et al., 1994b, 2007; Fang et al., 1997; Sun et al., 2013], запись которых сглаживалась или удревнялась в зонах развитого педогенеза. Тем не менее резкие изменения вектора остаточной намагниченности в записях экскурсов, обнаруженные в лессовых горизонтах [Zhu et al., 1994b, 2007; Sun et al., 2013], а также выделение вековых геомагнитных вариаций [Evans, Heller, 2001] указывают на намного меньшую глубину фиксации для лессов по сравнению с почвами.

Нельзя не упомянуть о недавней обобщающей работе по магнитостратиграфии лессовых разрезов Китая [Liu et al., 2015]. В ней приведен обзор почти 40-летних палеомагнитных и петромагнитных исследований и сделана попытка сопоставления континентальных палеоклиматических (на основе петромагнитных данных) записей с результатами, полученными по глубоководным отложениям. Несмотря на многолетние детальные исследования десятков разрезов лессово-почвенных толщ, авторы [Liu et al., 2015] отмечают, что помимо границы Матуяма—Брюнес, стратиграфическое положение других геомагнитных эпизодов (экскурсов) установлено ненадежно и нуждается в уточнении. Однако и анализ местоположения границы Матуяма—Брюнес на стратиграфических шкалах лессово-почвенных разрезов указывает на ее «плавающую» приуроченность то к почвенным горизонтам, то к лессам. Рассмотрим это проблему более детально.

Граница Матуяма—Брюнес и ее идентификация в субаэральных отложениях. Граница (а точнее, переходная зона) между эпохой обратной полярности геомагнитного поля Матуяма и эпохой прямой полярности Брюнес считается ключевым магнитостратиграфическим репером плейстоцена.

Возраст границы Матуяма—Брюнес, определенный по изверженным породам, составляет около 780 тыс. лет, а в осадочных отложениях ее положение сопоставляется с биостратиграфическими подразделениями, выделенными и в глубоководных, и в континентальных осадках. По изотопно-кислородной шкале эта граница попадает в 19-ю межледниковую изотопно-кислородную стадию глубоководных осадков MIS19 (Marine oxygen isotope stage 19) [Shackleton, Opdyke, 1973; Tauxe et al., 1996]. Методами орбитальной коррекции [Hays et

al., 1976; Shackleton et al., 1990; Bassinot et al., 1994] возраст границы неоднократно уточнялся и сейчас он находится в пределах 775—780 тыс. лет назад.

Стремление как можно более точно определить положение границы Матуяма—Брюнес в отложениях разного генезиса обусловлено желанием получить единый изохронный репер, который можно использовать для глобальной корреляции плейстоцена в мировом масштабе, а также для детальной корреляции палеоклиматических записей разных регионов. Однако неполнота геологической летописи и фрагментарность плейстоценовых разрезов, формирование различных отложений в разнообразных климатических условиях (оледенение—межледниковье), искажение палеомагнитной записи в процессе диагенеза и биотурбаций, а также процессы педогенеза и, как следствие, формирование метахронной намагниченности привели к противоречиям в определении границы Матуяма—Брюнес, прежде всего в континентальных отложениях.

Во многих исследованиях, посвященных магнетизму евразийских лессово-почвенных толщ, отмечается «плавающее» положение этой границы, обусловленное процессами намагничивания и «задержкой» фиксации направления остаточной намагниченности в породе. Вероятно, именно в связи с этим положение границы Матуяма—Брюнес в лессово-почвенных толщах Центральной Европы определялось как в интергляциальных палеопочвах (Венгрия [Pecsi et al., 1995], Чехия [Kukla, 1975; Forster et al., 1996], Польша [Nawrocki et al., 2002]), так и в лессах (Австрия [Fink, Kukla, 1977], Болгария [Hus et al., 1997], Украина [Tsatskin et al., 1998]).

Показательны в этом отношении работы по лессово-почвенным разрезам Китая. Здесь, начиная практически с первых работ, вопрос, где, в каком лессовом или почвенном горизонте проходит граница Матуяма—Брюнес, является ключевым и до сих пор весьма дискуссионным. Авторы публикаций [Heller, Liu, 1982, 1984] определили ее положение в палеопочве ПП8, что соответствовало изотопно-кислородной климатостратиграфии.

Однако в последующих работах было показано, что граница Матуяма—Брюнес в разрезах лессового плато Китая проходит в основном стратиграфически выше, на уровне лесса Л8 [Liu, 1985; Liu et al., 1991; Rolph et al., 1989; Zheng et al., 1992; Zhu et al., 1994a; Spassov et al., 2001]. Отсюда возникает противоречие,

поскольку накопление лессовых толщ приурочивают к эпохам оледенений, в то время как в глубоководных осадках граница Матуяма—Брюнес зафиксирована внутри межледниковой стадии MIS19 ([Forster, Heller, 1994; Tauxe et al., 1996]).

Такое несоответствие можно объяснить задержкой (удревнением) палеомагнитной записи, характеризуемой глубиной фиксации («lock in depth») намагниченности (см. [Большаков, 1995, 1999]). В предположении, что глубина фиксации может достигать 1—3 м (что по времени равносильно удревнению палеомагнитной записи на 10—30 тыс. лет), наличие такой задержки позволяло естественно передвинуть границу Матуяма—Брюнес в вышележащую по отношению к лессу Л8 почву ПП7. Однако в публикации [Большаков, 2004] были выдвинуты обоснованные возражения по поводу излишне большой глубины фиксации намагниченности в лессе. Позднее в других работах [Wang et al., 2006; Liu et al., 2008; Jin, Liu, 2011] было показано, что, по крайней мере, в лессе, где проходит граница Матуяма—Брюнес, глубина фиксации не может существенно превышать таковую для глубоководных осадков (10—20 см). В то же время для почв глубина фиксации может быть существенно больше. Таким образом, перенесение положения границы в вышележащую, относительно лесса Л8, межледниковую почву оказалось затруднительным.

С целью разрешения климатостратиграфического противоречия положения границы Матуяма—Брюнес разные исследователи стали снова рассматривать возможность ее совмещения с ПП8, на что указывалось в работах [Heller, Liu, 1982, 1984. В работе [Wang et al., 2006] граница Матуяма—Брюнес оказалась проходящей в почве. Это дало авторам основание утверждать, что несоответствие в положении этой границы в разрезах лессового плато Китая связано с региональной и/или местной климатической изменчивостью. Можно указать еще целый ряд публикаций относительно этого противоречия, в том числе [Jin, Liu, 2011; Liu et al., 2015], где отмечается, что переходная зона границы Матуяма—Брюнес локализуется вдоль педостратиграфического и климатостратиграфического перехода между ПП8 и Л8.

Нельзя не обратить внимание на дальнейшую детализацию исследований, в первую очередь на исследование переходной зоны инверсии Матуяма—Брюнес. В работе [Jin, Liu, 2010] изучалась запись переходной зоны по де-

сяти параллельным профилям, составленным по образцам, отобранным в разрезе Лочуань практически вплотную друг к другу. Однако изменения направления характеристической компоненты намагниченности в профилях отличны друг от друга, демонстрируя от одной до трех переполусовок во время инверсии. Отсутствие стабильной записи переходной зоны может быть связано как со значительным уменьшением величины дипольного магнитного момента во время инверсии, так и с особенностями намагничивания лессов и почв в таком «слабом» геомагнитном поле.

В работе [Wang et al., 2014] по результатам исследований четырех крайних разрезов китайского лессового плато высказываются сомнения в адекватности применения палеомагнитного метода для определения местоположения границы Матуяма—Брюнес, поскольку, например, в разрезе Фаншан верхняя часть подстилающего почву ПП8 лесса Л9 прямо намагничена, а почва ПП8 (при наличии двух обратных намагниченных уровней) также идентифицируется как прямонамагнитная. Интерпретация этих данных, наряду с данными по определению относительной палеонапряженности (хотя, по нашему мнению, определение вариаций палеонапряженности по лессово-почвенным отложениям весьма дискуссионное), приводит к выводу, что переходная зона инверсии Матуяма—Брюнес приходится на границу между ПП8 и Л8. В то же время по результатам палеомагнитных исследований этого же разреза коллективом других авторов [Xiong et al., 2001] указывается на положение границы в почве ПП8.

В работе [Большаков, 2004] для разрешения этого климатостратиграфического противоречия предлагается по результатам анализа положения границы Матуяма—Брюнес две гипотезы. Согласно первой, удревнение ее положения может быть связано с влиянием вторичных процессов намагничивания на палеомагнитную запись. Последние могут определять различные виды остаточной намагниченности (постдетритовую, (био)химическую) и их характеристики в зависимости от свойств осадка (литолого-минералогического состава, пористости, влажности и т.д.) которые, в свою очередь, определяются в основном местными климатическими, геохимическими и геоморфологическими условиями. Под характеристиками намагниченности здесь подразумевается ее величина, стабильность относительно разных методов размагничивания, глубина фик-

сации и интервал времени сглаживания палеомагнитной записи. Вторая гипотеза связывает обсуждаемое противоречие не с особенностями магнитной записи, а с особенностями палеоклиматической интерпретации условий формирования горизонтов лессов и почв в различных регионах. Предлагается обратить внимание на непопулярную точку зрения, что лессы в отдельных регионах могли формироваться в некоторые периоды времени в межледниковых условиях.

Таким образом, проблема климатостратиграфического положения границы Матуяма—Брюнес в разрезах китайского лессового плато однозначно до сих пор не решена — в разных разрезах положение границы устанавливается либо в лессе Л8, либо в почве ПП8, либо в переходной зоне ПП8—Л8. И как было отмечено выше, эта проблема остается актуальной для лессовых разрезов других регионов, в том числе для Западного Причерноморья.

Граница Матуяма—Брюнес в лессово-почвенных разрезах Западного Причерноморья. Палеомагнитные исследования в Западном Причерноморье активно проводились в 1970—1980-х годах [Третьяк, 1983; Третьяк и др., 1987, 1989; Третьяк, Вигилянская, 1994]. Частично эти результаты были использованы при составлении региональной магнитостратиграфической шкалы плейстоцена Украины [Третьяк, Вигилянская, 1994]. В то же время вопросы соотношения последней с основными климатическими циклами четвертичного периода во многом остаются невыясненными.

Согласно современным представлениям, граница Матуяма—Брюнес соответствует мартоношскому горизонту Стратиграфической схемы четвертичных отложений Украины [Гожик, 2013]. Однако, если проанализировать местоположение границы Матуяма—Брюнес в разных разрезах, очевидны кардинальные расхождения. Кроме того, есть расхождения и в определении границы в рамках одного разреза по данным разных авторов. Последнее наглядно демонстрирует серия работ на разрезе Роксоланы.

В работах под руководством А. Н. Третьяка [Третьяк, 1983; Третьяк и др., 1987] на этом разрезе был установлен ряд горизонтов прямой и обратной полярностей. Зона обратной полярности, определенная на уровне 36—39 м, была отнесена к магнитному событию Левантин (именуемому разными авторами как Бива II, Днепр, Чеган) с возрастом около 290 тыс. лет назад, а граница Матуяма—Брюнес определена

не была, поскольку при такой интерпретации она должна была бы располагаться намного ниже и, вероятно, выходить за нижнюю границу разреза. Исследовав десятки других разрезов на территории Украины, авторы [Третьяк, 1983; Третьяк и др., 1987; Третьяк, Вигилянская, 1994] пришли к выводу, что выявленные зоны обратной намагниченности являются эпизодами (экскурсами) в эпохе Брюнес.

В середине 90-х годов XX ст. междисциплинарные исследования разреза Роксоланы выполнялись коллективом других авторов [Tsatskin et al., 1998, 2001; Gendler et al., 2006]. Положение границы Матуяма—Брюнес было установлено в лессах, залегающих ниже почвы РК₆ на глубине около 34 м, что противоречит предыдущим геологическим, палеонтологическим и палеомагнитным данным. Ниже, до аллювия VII днестровской террасы, были описаны еще три почвы — РК₇, РК₈ и РК₉. В этом же регионе на разрезе Новая Этулия граница Матуяма—Брюнес была определена на уровне почвы РК₇ [Tsatskin et al., 2001]. В то же время в разрезах Колкотова Балка [Tsatskin et al., 2001] и Приморское [Nawrocki et al., 1999], первый из которых подстилается аллювием V днестровской террасы, а второй — почвами мартоношского горизонта, граница Матуяма—Брюнес выделена не была.

Эти материалы легли в основу построения новой педостратиграфической схемы для Западного Причерноморья с последующей ее корреляцией с изотопно-кислородной шкалой [Tsatskin et al., 2001]. Примечательно, что, несмотря на детальность выполненных работ (отбор образцов проведен с шагом 5—10 см), ни об одном эпизоде либо экскурсии обратной полярности внутри хрона Брюнес не упоминается. Кроме того, авторы не проводят корреляцию своих результатов со стратиграфической шкалой четвертичных отложений Украины [Веклич и др., 1984].

По результатам палеомагнитных исследований разреза Роксоланы авторы работы [Dodonov et al., 2006] выделяют границу Матуяма—Брюнес в основе педокомплекса трех почв (под прилуцким горизонтом), что согласуется с результатами [Tsatskin et al., 1998, 2001]. Однако, каким методом магнитной чистки и на какой аппаратуре получены результаты, авторы [Dodonov et al., 2006] не указывают, что создает впечатление, что анализировались те же данные, которые легли в основу работы [Tsatskin et al., 2001], а именно, материал, представленный в работах [Du Pasquier, 1999; Sartori, 2000].

Несмотря на одинаковую трактовку местоположения границы Матуяма—Брюнес, есть различия в стратиграфическом расчленении толщ в работе [Dodonov et al., 2006], с одной стороны, и в [Tsatskin et al., 1998, 2001; Gendler et al., 2006], с другой. В последних верхняя погребенная почва сопоставляется с брянским и мезинским комплексами, а нижезалегающая — с роменской, каменной и инжавинской почвами. Под ними на стыке между двумя мощными горизонтами лесса указана воронская почва. А в работе [Dodonov et al., 2006] верхнюю почву сопоставляют только с брянским, а нижезалегающую — с мезинским комплексами. Соответственно, под ними инжавинская почва [Гожик, 2013].

Детальные исследования верхней части разреза Роксоланы с целью получения информации о тонкой структуре древнего магнитного поля (эпизоды, экскурсы, палеоциклические вариации) были проведены коллективом авторов Института физики земли РАН [Шаронова и др., 2004; Пилипенко и др., 2005]. На верхних 20 м разреза, охватывающих, по мнению авторов, последние примерно 300 тыс. лет, были выделены две аномальные зоны, которые были соответственно соотнесены к экскурсам Моно и Блейк (около 30 и 100 тыс. лет назад). Кроме того, резкое изменение направления вектора остаточной намагниченности в нижней части бугского лесса было проинтерпретировано как экскурс Ямайка, который датируется приблизительно 220 тыс. лет назад.

Недавние палеомагнитные исследования разреза Роксоланы авторами настоящей статьи [Бахмутов, Главацкий, 2014] определили границу Матуяма—Брюнес на глубине 46,6 м, на стыке погребенных почв лубенского и мартоношского горизонтов. В целом это согласуется с представлениями о стратиграфии четвертичных толщ юга Украины [Гожик, 2013] и не подтверждает данные, по которым границы Матуяма—Брюнес находится на глубине около 34 м в лессах выше кайдакского (в соответствии со стратиграфической схемой четвертичных отложений Украины [Гожик, 2013]) горизонта (PK₇) [Tsatskin et al., 1998, 2001; Dodonov et al., 2006]. Другими словами, в данном случае, при разногласиях в определении местоположения границы Матуяма—Брюнес, попытки проводить корреляции разных педостратиграфических схем Западного Причерноморья (с последующей их корреляцией с изотопнокислородной шкалой) на основе палеомагнитных данных не приведут к успеху.

Если проанализировать фактический материал, представленный в статье [Бахмутов и др., 2005] по исследованию лессово-почвенного разреза вблизи с. Долинское, расположенного в 180 км к западу — юго-западу от разреза Роксоланы, то ситуация в целом повторится. Здесь для верхней части разреза, при предложенном авторами расчленении лессово-почвенных горизонтов на основе палеомагнитных данных, которое в верхней части разреза согласуется с расчленением относительно региональной стратиграфической шкалы четвертичных отложений северо-западной части Черного моря и побережья, граница Матуяма—Брюнес попадает в верхнюю часть мартоношского горизонта. Кроме того, здесь же несколько выше, в завадовской почве, выделяется зона аномальной полярности, где чередуются несколько уровней с прямой и обратной полярностью (см. рис. 6 в работе [Бахмутов и др., 2005]). Такая же зона с чередованием нескольких уровней с прямой и обратной полярностью выделяется на уровне верхней части завадовской почвы и в вышезалегающем орельском лессе разреза Роксоланы [Бахмутов, Главацкий, 2014].

Обсуждение результатов. В предыдущих разделах нигде не была упомянута чисто техническая проблема выделения характеристической компоненты намагниченности (ChRM).

Во-первых, во многих публикациях вопросу процедуры выполнения магнитных чисток с минимизацией (исключением) эффектов подмагничивания вообще не уделяется внимания, а просто констатируется факт выделения первичной (?) компоненты намагниченности. Однако значения остаточной намагниченности после магнитных чисток, при которых удаляется до 90—95 % начальной намагниченности, в образцах лессов и почв западного Причерноморья составляют порядка 10^{-3} — 10^{-2} мА/м, и выделять такой слабый сигнал на «хвостах» диаграмм Зийдверельда даже на современной аппаратуре (SQUID-магнитометре) зачастую проблематично. В этой связи доверие к палеомагнитным данным 70—80-х годов прошлого столетия, с учетом параметров соответствующей тому времени магнитометрической аппаратуры, вызывает сомнение. К тому же присутствие суперпарамагнитных зерен в палеопочвах затрудняет выполнение процедуры магнитной чистки и последующих измерений без размещения аппаратуры в изолирующем геомагнитное поле экране.

Во-вторых, многие авторы подчеркивают большую эффективность температурного

размагничивания по сравнению с размагничиванием переменным магнитным полем для выделения первичной намагниченности (см., например, [Heller, Liu, 1984; Большаков, 1996; Fang et al., 1997; Sartori, 2000; Бахмутов, Главацкий, 2014]). Но здесь также возникает чисто техническая проблема нагревания образцов выше 270—300 °С, когда в лессах и особенно в почвах начинаются минералогические изменения с образованием новых минералов железа, что приводит к возрастанию (в разы) значений остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. При этом образцы во многих случаях разрушаются, и несмотря на то, что температуры 200—250 °С считаются достаточными для удаления вязкой компоненты, полное размагничивание образцов до высоких температур (580—680 °С) зачастую невозможно.

В-третьих, задержка палеомагнитной записи (проблема «lock in depth», о которой упоминалось выше) в лессово-почвенных разрезах может достигать десятков сантиметров — первых метров, равносильно «удревнению» палеомагнитной записи на 10—30 тыс. лет [Forster, Heller, 1994; Heller, Evans, 1995; Spassov et al., 2001; Большаков, 2007]. Вследствие этого «сглаживание» палеомагнитной записи может привести к тому, что даже при «сплошном» отборе экскурс может быть пропущен, либо его «запись» может быть искажена. Это же относится и к записи «переходной зоны» инверсии Матуяма—Брюнес, которая в большинстве разрезов лессово-почвенных толщ отсутствует. Здесь также следует вернуться к началу этого раздела и еще раз подчеркнуть, что точность определение направления ChRM-компоненты в отдельном образце при весьма низких значениях остаточной намагниченности (при радиусе круга доверия при 95%-ной вероятности 20—30° и более) соизмерима с амплитудой вековой вариации.

Отсюда можно сделать вывод, что форма «записи» экскурсов в лессово-почвенных разрезах в большой степени зависит от процессов формирования в породе намагниченности, которые, в свою очередь, зависят от множества факторов, в разной степени искажающих палеомагнитную запись. Учитывая современные противоречия в идентификации экскурсов эпохи Брюнес [Большаков, 2007], следует признать, что на современном этапе при палеомагнитных исследованиях лессово-почвенных толщ нельзя рассчитывать на экскурсы (даже при их гипотетическом выделении в разных разрезах) как на возможные маркеры для кор-

реляции отложений даже в пределах отдельных регионов. Если с этих позиций дать оценку данным, приведенным в ранних работах по исследованию лессово-почвенных отложений юга Украины, где в эпохе Брюнес выделяются эпизоды и экскурсы [Третьяк, 1983; Третьяк и др., 1987, 1989; Третьяк, Вигилянская, 1994] а также вековые вариации [Шаронова и др., 2004; Пилипенко и др., 2005], то следует признать, что эти результаты нельзя принимать как достоверные и, соответственно, делать какие-либо стратиграфические построения на их основе. Кроме того, в работах других авторов на этих же разрезах, с использованием более высокочувствительной современной аппаратуры, экскурсы не выделялись. Это же относится и к самой нижней части разреза, где авторами [Dodonov et al., 2006] выделен экскурс Харамильо, хотя по результатам авторов других работ он в этой части не выделяется.

Другой проблемой является привязка палеомагнитных результатов к стратиграфическим схемам на основе определения местоположения границы Матуяма—Брюнес. В этом отношении показателен разрез Роксоланы, неоднократно упоминавшийся выше и исследуемый разными авторами на протяжении многих лет. Здесь, во-первых, у разных авторов местоположение границы определяется на разных уровнях, и на основе этих данных выполняется разная стратиграфическая привязка лессово-почвенных горизонтов (см. выше). Во-вторых, при отсутствии других надежных данных по датированию разреза (радиоуглеродный и термолюминесцентный методы) вопрос о привязке его почвенных горизонтов в средней — нижней части разреза остается дискуссионным. Получается замкнутый круг — в зависимости от того, палеомагнитные результаты каких авторов принимать как более достоверные, выполняется коррекция стратиграфических схем, которые, в свою очередь, служат основой как для привязки палеомагнитных данных, так и для проведения межрегиональных корреляций.

Очевидно, что выходом из создавшейся ситуации может быть комплексное изучение лессово-почвенных разрезов западного Причерноморья, направленное в первую очередь на достоверное определение местоположения в разрезах границы Матуяма—Брюнес. Для проведения межрегиональных корреляций необходимо получение новых надежных палеомагнитных результатов на других разрезах, формировавшихся в разных природных (и

климатических) поясах. Идеальным было бы проведение комплексных исследований ключевых разрезов вдоль широтных и долготных профилей единым коллективом специалистов с опорой на данные современных аналитических методов, с детальным описанием методик исследований по каждому методу, его возможностей и результатов в пределах каждого из объектов. К последним должно быть поставлено еще одно условие — предварительная оценка возраста объекта, которая должна указывать на временной диапазон, охватывающий период инверсии Матуяма—Брюнес.

Как пример можно привести комплексные исследования разреза Роксоланы, предварительные результаты по которому [Бахмутов, Главацкий, 2014], несмотря на более чем столетнюю историю исследований, по-новому осветили ряд проблем и нерешенных вопросов стратиграфии лессово-почвенных разрезов западного Причерноморья, палеогеографических условий накопления лессов, корреляции стратиграфических схем, неоднозначности палеомагнитных результатов и др. Аналитические исследования разных научных коллективов до сих пор продолжаются, но очевидно, что это начало качественно нового этапа, который должен получить дальнейшее развитие и реализацию на других лессово-почвенных разрезах Украины.

Заключение. Несмотря на выполненный выше критический анализ, у нас есть все основания полагать, что у палеомагнитного метода в решении вопросов стратиграфии четвертичного периода хорошие перспективы. В методике палеомагнитных исследований в начале 1990-х годов произошел качественный скачок, обусловленный, во-первых, появлением принципиально новой измерительной аппаратуры — высокочувствительных криогенных магнитометров, во-вторых, развитием компьютерной техники и разработкой программного обеспечения. Это позволило разным авторам на некоторых плейстоценовых разрезах юга Украины получить новые результаты, которые не всегда укладываются в принятые стратиграфические схемы и зачастую не подтверждают результаты более ранних работ.

Интерпретация этих результатов в рамках существующих педостратиграфических схем западного Причерноморья может загнать исследователя в тупик при попытке разобраться, что же брать за основу. Вероятно, в настоящее время новые результаты и старые схемы не могут дополнять друг друга по простой причине:

ранее, при составлении педостратиграфических схем, активно использовалась аналитическая база, результаты которой уже устарели и не только не подлежат переинтерпретации, но и должны быть преданы забвению. Однако схемы, составленные на этой основе, остались, и попытки примерять к ним новые, несомненно, более достоверные результаты аналитических методов обречены на провал.

Решение проблемы видится в комплексности исследований серии стратотипических разрезов плейстоцена на принципиально новой аналитической базе. При этом, как показывает практика, палеомагнитным исследованиям отводится ведущая роль. Последнее относится только к достоверному установлению границы Матуяма—Брюнес на отдельных разрезах, поскольку проведение корреляций на основе «гипотетического» выявления экскурсов, либо «палеоклиматического» показателя вариаций значений магнитной восприимчивости, якобы напрямую связанного с палеоклиматическими факторами, в результате многочисленных попыток разных авторов в итоге не привело к успеху. Для последнего параметра следует дать некоторое пояснение.

На магнитную восприимчивость лессово-почвенных отложений, несомненно, влияют климатические факторы, но не меньшую роль играют другие факторы, например местные геоморфологические условия, расположение источников магнитного материала, скорости седиментации эолового материала, процессы диагенеза и др. В каждом конкретном случае связь вариаций значений магнитной восприимчивости с палеоклиматической компонентой должна устанавливаться отдельно. Другими словами, эту величину нельзя использовать как климатический параметр, однозначно указывающий на климатические изменения в прошлом.

Относительно конкретного механизма «усиления магнитного сигнала» — значений магнитной восприимчивости в почвах — здесь необходима более детальная разработка конкретного механизма с определением степени воздействия природных факторов на качественные изменения магнитной фракции в почвах (подчеркнем, что речь идет о «китайской педогенной модели», к которой относятся разрезы западного Причерноморья, поскольку в «аляскинской» модели связь обратная — уменьшение значений магнитной восприимчивости в палеопочвах по отношению к лессам [Матасова, 2006]). Необходимо определить как

химический состав новообразованных магнитных минералов в почвах, так и построить адекватную модель процесса химического вторичного намагничивания. В некоторых работах, приведенных выше, эта проблема рассматривается (в частности, по разрезу Роксоланы можно привести работу [Gendler et al., 2006]).

Установление границы Матуяма—Брюнес в серии разрезов западного Причерноморья и близлежащих регионов, несмотря на ее «плавающее» положение, вероятно, обусловленное рядом технических причин палеомагнитного метода, позволяет говорить о надежном физическом репере и о его ключевой роли в решении вопросов корреляции лессово-почвенных толщ.

Однако не следует рассчитывать на легкость ее определения в лессово-почвенных толщах

западного Причерноморья. Существенный вклад суперпарамагнитной фракции в намагниченность почв, пестрый состав магнитной фракции, представленной набором аутигенных магнитных минералов (с которыми, вероятно, связано формирование химической намагниченности в породах), малые величины ChRM-компоненты намагниченности (ненамного превышающие пороговую чувствительность даже современной высокоточной аппаратуры) во многом тормозят и затрудняют получение надежных результатов. В то же время оценки палеомагнитной стабильности пород указывают на лессы как на более предпочтительный объект для выделения ChRM-компоненты намагниченности, в первую очередь по результатам термомагнитной чистки.

Современные представления о структуре геомагнитной эпохи Брюнес

| Геомагнитный эпизод по [Langereis et al., 1997] (возраст, тыс. лет назад) | Геомагнитный эпизод по [Champion et al., 1988] (возраст тыс. лет назад) | Геомагнитный эпизод по [Поспелова, 2004] (возраст тыс. лет назад) |
|---|---|---|
| — | — | Этруссия (2,8) |
| — | — | Соловки (6,0) |
| — | — | Гетенбург (13) |
| Laschamp (40—45) | Laschamp (40—45) | Каргаполово (45) |
| Norwegian-Greenland Sea (70—80) | — | Хаджимус (80) |
| Blake (110—120) | Blake (110—120) | Блейк (128) |
| Albuquerque/Fram Strait (155—165) | Laguna Datong | — |
| Jamaica/Pringle Falls (205—215) | Jamaica (180) | Ямайка (180) |
| — | Biwa I | Бива I (220) |
| — | Albuquerque | — |
| — | Old Crow | — |
| Fram Strait/CRO? (255—265) | — | Днепр (270) |
| Calabrian Ridge 1 (315—325) | Levantine (280—290) | — |
| Levantine (360—370) | Biwa II, Alpha, Saala-Dnieper | Бива II (300) |
| — | Chegan, Paoha, Summer Lake | — |
| — | Biwa III (380—390) | Бива III (370) |
| — | Beta, Kikhvin | Н.Коропец (410) |
| — | Kasuri | — |
| Unknown? (400—420) | Emperior (450—460) | Елунино-V, Эмперор (460) |
| Calabrian Ridge 2/West Eifel (515—525) | Elster II — Dainav | — |
| Emperor/Big Lost/Cr3 (560—570) | Big lost (560—570) | Елунино-VI (560) |
| — | Gamma | Елунино-VII |
| — | Humboldt River | Уреки-VII (620) |
| — | Delta (640) | — |
| — | Lishi | Елунино-VIII (710) |
| Граница Матуяма—Брюнес (778) | | |

Примечание: жирным шрифтом в первой колонке [Langereis et al., 1997] выделены экскурсы, которые авторы считают хорошо датированными и глобальными, во второй колонке [Champion et al., 1988] — предпочтительные названия наиболее достоверно установленных субхронов; в колонке [Поспелова, 2004] — наиболее надежно установленные экскурсы глобального масштаба.

Список литературы

- Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В. Новые данные по границе Матуяма—Брюнес в разрезе Роксоланы. *Геолог. журн.* 2014. № 2. С. 73—84.
- Бахмутов В. Г., Мокряк И. Н., Скарбовичук Т. В., Якушно В. Н. Результаты палеомагнитных исследований разреза дунайских террас и проблемы магнитостратиграфии плейстоцена Западного Причерноморья. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 6. С. 980—991.
- Большаков В. А. Геномагнитные экскурсы — надежное средство корреляции геологических отложений? *Физика Земли.* 2007. № 9. С. 68—78.
- Большаков В. А. Использование методов магнетизма горных пород при изучении новейших отложений. Москва: ГЕОС, 1996. 192 с.
- Большаков В. А. О глубине фиксации палеомагнитной записи и климатостратиграфическом положении инверсии Матуяма—Брюнес в глубоководных осадках. *Физика Земли.* 1999. № 6. С. 93—96.
- Большаков В. А. Определение климатостратиграфического положения инверсии Матуяма—Брюнес в отложениях лессовой формации как комплексная проблема наук о Земле. *Физика Земли.* 2004. № 12. С. 58—76.
- Большаков В. А. Палеомагнитная запись геомагнитных экскурсов и вторичная намагниченность пород. *Физика Земли.* 1995. № 1. С. 66—70.
- Веклич М. Ф., Сиренко Н. А., Матвиюшина Ж. Н. Палеогеографические этапы и детальное стратиграфическое расчленение плейстоцена Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 32 с.
- Гожик П. До питання вивчення розрізу Роксолани. Лесовий покрив Північного Причорномор'я. Люблін: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. С. 17—33.
- Гурарий Г. З., Петрова Г. Н., Поспелова Г. А. Тонкая структура геомагнитного поля. Современное состояние исследований в области геомагнетизма. Москва: Наука, 1983. С. 42—62.
- Кравчинский В. А., Пек Дж., Сакаи Х. Магнитостратиграфическая шкала позднего кайнозоя Центральной Азии по данным глубоководного бурения на Байкале. Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: НИЦ ОИГМ СО РАН, 1998. С. 73—77.
- Линькова Т. И. Палеомагнетизм верхнекайнозойских осадков Мирового океана. Москва: Наука, 1984. 130 с.
- Матасова Г. Г. Магнетизм позднеплейстоценовых лессово—почвенных отложений Сибирской субаральной формации: Дис. канд. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 2006. 386 с.
- Петрова Г. Н., Нечаева Т. Б., Поспелова Г. А. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. Москва: Наука, 1992. 175 с.
- Пилипенко О. В., Шаронова З. В., Трубихин В. М., Дигенко А. Н. Тонкая структура и эволюция геомагнитного поля 75—10 тыс. лет тому назад на примере лессово-почвенного разреза Роксоланы (Украина). *Физика Земли.* 2005. № 1. С. 66—73.
- Поспелова Г. А. Геомагнитные экскурсы. Краткая история и современное состояние геомагнитных исследований в Институте физики Земли РАН. Москва: Изд-во ИФЗ РАН, 2004. С. 44—55.
- Третьяк А. Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. Киев: Наук. думка, 1983. 256 с.
- Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И. Магнитостратиграфическая шкала плейстоцена Украины. *Геофиз. журн.* 1994. Т. 16. № 2. С. 3—14.
- Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И., Макаренко В. Н., Дудкин В. П. Тонкая структура геомагнитного поля в позднем кайнозое. Киев: Наук. думка, 1989. 156 с.
- Третьяк А. Н., Шевченко А. И., Дудкин В. П., Вигилянская Л. И. Палеомагнитная стратиграфия опорных разрезов позднего кайнозоя юга Украины. Киев, 1987. 50 с. (Препринт Ин-та геолог. наук АН УССР 87-46).
- Шаронова З. В., Пилипенко О. В., Трубихин В. М., Дигенко А. Н., Фейн А. Г. Восстановление геомагнитного поля по палеомагнитным записям в лессово-почвенном разрезе Роксоланы (р. Днестр, Украина) за последние 75 000 лет. *Физика Земли.* 2004. № 1. С. 4—13.
- Шкатова В. К. Магнитостратиграфическая шкала квартера: Тез. докл. Всерос. совещания «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». Санкт Петербург: ВСЕГЕИ, 1998. С. 58—59.
- Bassion F. C., Labeyrie L. D., Vincent E., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes—Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 91—108.
- Bonhommet N., Zahringer J., 1969. Paleomagnetism and potassium-argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. *Earth Planet. Sci. Lett.* 6, 43—46.

- Champion D., Lanphere M., Kuntz M., 1988. Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: discussion of short polarity reversals in the Brunhes and Late Matuyama polarity chrons. *J. Geophys. Res.* 93(B10), 11667—11680.
- Denham C. E., Cox A., 1971. Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13300—30400 years ago. *Earth Planet. Sci. Lett.* 13, 181—190.
- Dodonov A. E., Zhou L. P., Markova A. K., Tchepalyga A. L., Trubikhin V. M., Aleksandrovski A. L., Simakova A. N., 2006. Middle-Upper Pleistocene bioclimatic and magnetic records of the northern Black Sea coastal area. *Quat. Int.* 149, 44—54.
- Du Pasquier J., 1999. Environmental paleomagnetic study of the loess/paleosol sequence from Roxolany (Ukraine). Diploma Thesis. Zürich. 59 p.
- Evans M., Heller F., 2001. Magnetism of loess/paleosol sequences: recent development. *Earth Sci. Rev.* 54, 129—144.
- Fang X. M., Li J. J., Van der Voo R., MacNiocaill C., Dai R. X., Kemp R. A., Derbyshire E., Cao J. X., Wang J. M., Wang G., 1997. A record of the Blake event during the last interglacial paleosol in the western Loess Plateau of China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 73—82.
- Fink J., Kukla G. J., 1977. Pleistocene climate in central Europe: at least 17 interglacial after the Olduvai event. *Quat. Res.* 7, 363—371.
- Forster T., Heller F., 1994. Paleomagnetism of loess deposits from the Tajik depression (central Asia). *Earth Planet. Sci. Lett.* 128, 501—512.
- Forster T., Heller F., Evans M. E., Havlicek P., 1996. Loess in the Czech Republic: magnetic properties and paleoclimate. *Stud. Geophys. Geodyn.* 40, 243—261.
- Gendler T. S., Heller F., Tsatskin A., Spassov S., Du Pasquier J., Faustov S. S., 2006. Roxolany and Novaya Etuliya — key sections in the western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology. *Quat. Int.* 152-153, 78—93.
- Harrison C. G. A., 1974. The paleomagnetic record from deep-sea sediment cores. *Earth Sci. Rev.* 10, 1—36.
- Harrison C. G. A., Ramirez E., 1975. Areal coverage of spurious reversals of the earth's magnetic field. *J. Geomagn. Geoelectr.* 27, 139—151.
- Hays J. D., Imbrie J., Shackleton N., 1976. Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science* 194, 1121—1132.
- Heller F., Evans M., 1995. Loess magnetism. *Rev. Geophys.* 33, 211—240.
- Heller F., Liu T., 1984. Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 77, 125—141.
- Heller F., Liu T., 1982. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. *Nature* 300, 431—433.
- Hus J., Geeraerts R., Jordanova D., Evlogiev J., 1997. Magnetostratigraphy of loess-paleosol sequence in Viatovo, near Russe (Bulgaria). IAGA. Abstract Book. 65 p.
- Jin C. S., Liu Q. S., 2010. Reliability of the natural remanent magnetization recorded in Chinese loess. *J. Geophys. Res.* 115, B04103. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JB006703>.
- Jin C. S., Liu Q. S., 2011. Revisiting the stratigraphic position of the Matuyama–Brunhes geomagnetic polarity boundary in Chinese loess. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 299, 309—317.
- Knudsen M. F., Abrahamsen N., Riisager P., 2003. Paleomagnetic evidence from Cape Verde Islands basalts for fully reversed excursions in the Brunhes Chron. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 199—214.
- Kukla G. J., 1975. Loess stratigraphy of Central Europe. In: *After the Australopithecines*. Mouton, The Hague, P. 99—188.
- Langereis C. G., Dekkers M. J., de Lange G. J., Paterne M., van Santvoort P. J. M., 1997. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. *Geophys. J. Int.* 129, 75—94.
- Liddicoat J., Coe R., 1979. Mono Lake geomagnetic excursion. *J. Geophys. Res.* 84, 261—271.
- Liu Q., Jin C., Hu P., Jiang Z., Ge K., Roberts A. P., 2015. Magnetostratigraphy of Chinese loess-paleosol sequences. *Earth Sci. Rev.* 150, 139—167.
- Liu Q. S., Roberts A. P., Rohling E. J., Zhu R. X., Sun Y. B., 2008. Post-depositional remanent magnetization lock-in and the location of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal boundary in marine and Chinese loess sequences. *Earth Planet. Sci. Lett.* 275, 102—110.
- Liu T. S., 1985. Loess and the Environment. Beijing: China Ocean Press, 251 p.
- Liu X., Liu T., Shaw J., Heller F., Xu T., Yuan B., 1991. Paleomagnetic and paleoclimatic studies of Chinese loess. Loess, Environment and Global Change (the series of the XIII INQUA Congress). Beijing: Science Press, P. 61—81.
- Lovlie R., 1989. Paleomagnetic stratigraphy: a correlation method. *Quat. Int.* 1, 129—149.
- Lund S. P., Schwartz M., Keigwin L., Johnson T., 2005. High-resolution records of the Laschamp geomagnetic field excursion. *J. Geophys. Res.* 110, B04101.

- Lund S. P., Williams T., Acton G., Clement B., Okada M., 2001. Brunhes Epoch magnetic field excursions recorded in ODP Leg 172 sediments. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Project. Scientific Results*. 172.
- Merrill R. T., McElhinny M. W., McFadden P. L., 1996. The magnetic field of the Earth: paleomagnetism, the Core and the Deep Mantle. USA: Academic press, 531 p.
- Nawrocki J., Bakhmutov V., Bogucki A., Dolecki L., 1999. The Paleo- and Petromagnetic record in the Polish and Ukrainian Loess-Paleosol Sequences. *Phys. Chem. Earth* 24(9), 773—777.
- Nawrocki J., Bogucki A., Lanczont M., Nowaczek N. R., 2002. The Matuyama—Brunhes boundary and the nature of magnetic remanence acquisition in the loess-palaeosol sequence from the western part of the East European loess province. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 188, 39—50.
- Nowaczyk N. R., Antonow M., 1997. High-resolution magnetostratigraphy of four sediment cores from the Greenland Sea. I. Identification of the Mono Lake excursion, Laschamp and Biwa I/Jamaica geomagnetic polarity events. *Geophys. J. Int.* 131, 310—324.
- Nowaczyk N. R., Frederichs T. W., Eisenhauer A., Gard G., 1994. Magnetostratigraphic data from late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: evidence for four geomagnetic polarity events within the last 170 Ky of the Brunhes Chron. *Geophys. J. Int.* 117, 453—471.
- Opdyke N. D., Channell J. E. T., 1996. Magnetic stratigraphy. London: Acad. Press, 341 p.
- Pecsi M., Schweitzer F., Balogh J., Balogh M., Havas J., Heller F., 1995. A new loess-paleosol lithostratigraphical sequence at Paks (Hungary). *Loess in Form* 3, 63—78.
- Petrova G. N., Pospelova G. A., 1990. Excursions of the magnetic field during the Brunhes chron. *Phys. Earth Planet. Int.* 63, 135—143.
- Rolph T. C., Shaw J., Derbyshire E., Wang J. T., 1989. A detailed geomagnetic record from Chinese loess. *Phys. Earth Planet. Int.* 56, 151—164.
- Sartori M., 2000. The Quaternary climate in loess sediments: Evidence from rock and mineral magnetic and geochemical analysis. Doctor of Natural Sciences Thesis, Zürich, 231 p.
- Shackleton N., Berger A., Peltier W., 1990. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 81, 251—261.
- Shackleton N., Opdyke N., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale. *Quat. Res.* 3, 39—55.
- Smith J. D., Foster J., 1969. Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. *Science* 163, 565—567.
- Spassov S., Heller F., Evance M., Yue L. P., Ding Z. L., 2001. The Matuyama/Brunhes Geomagnetic polarity transition at Lingtai and Baoji, Chinese Loess Plateau. *Phys. Chem. Earth* 26, 899—904.
- Sun Y. B., Qiang X. K., Liu Q. S., Bloemendal J., Wang X. L., 2013. Timing and lock-in effect of the Laschamp geomagnetic excursion in Chinese Loess. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 14, 4952—4961. <http://dx.doi.org/10.1002/2013gc004828>
- Tauxe L., Herbert T., Shackleton N. J., Kok Y. S., 1996. Astronomical calibration of the Matuyama Brunhes Boundary: consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 140, 133—146.
- Tsatskin A., Heller F., Gendler T. S., Virina E. I., Spassov S., Pasquier J. Du., Hus J., Hailwood E. A., Bagin V. I., Faustov S. S., 2001. A New Scheme of Terrestrial Paleoclimate Evolution During the Last 1.5 Ma in the Western Black Sea Region: Integration of Soil Studies and Loess Magmatism. *Phys. Chem. Earth* 26(11-12), 911—916.
- Tsatskin A., Heller F., Hailwood E. A., Gendler T. S., Hus J., Montgomery P., Sartori M., Virina E. I., 1998. Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 143, 111—133.
- Verosub K. L., 1982. Geomagnetic excursions: a critical assessment of the evidence as recorded in sediments of the Brunhes Epoch. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A306(149a)*, 161—168.
- Wang X., Lovlie R., Chen Y., Yang Z., Pei J., Tang L., 2014. The Matuyama—Brunhes polarity reversal in four Chinese loess records: high fidelity recording of geomagnetic field behavior or a less than reliable chronostratigraphic marker. *Quat. Sci. Rev.* 101, 61—76.
- Wang X., Yang Z., Lovlie R., Sun Z., Pei J., 2006. A magnetostratigraphic reassessment of correlation between Chinese loess and marine oxygen isotope records over the last 1.1 Ma. *Phys. Earth Planet. Int.* 159, 109—117.
- Xiong S. F., Ding Z. L., Liu T. S., 2001. Climatic implications of loess deposits from the Beijing region. *J. Quat. Sci.* 16, 575—582.

- Zheng H. B., An Z. S., Shaw J., 1992. New contributions to Chinese Plio-Pleistocene magnetostratigraphy. *Phys. Earth Planet. Int.* 70, 146—153.
- Zhu R. X., Laj C., Mazaud A., 1994a. The Matuyama—Brunhes and Upper Jaramillo transitions recorded in a loess section at Weinan, north-central China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 125, 143—158.
- Zhu R. X., Zhang R., Deng C. L., Pan Y. X., Liu Q. S., Sun Y. B., 2007. Are Chinese loess deposits essentially continuous. *Geophys. Res. Lett.* 34(17), L17306. doi:10.1029/2007GL030591.
- Zhu R. X., Zhou L. P., Laj C., Mazaud A., Ding Z. L., 1994b. The Blake geomagnetic polarity episode recorded in Chinese loess. *Geophys. Res. Lett.* 21, 697—700.

Problems of magnetostratigraphy of Pleistocene loess-soil deposits of the South of Ukraine

© V. G. Bakhmutov, D. V. Glavatskiy, 2016

Main principles of magnetostratigraphy, paleomagnetic method of measurement and its applying in Quaternary stratigraphy is investigated. Results of Matuyama—Brunhes (M/B) boundary detection in loess-soil sediments of Ukraine and other territories in previous studies are presented. Attention pays on contradictions in determination of M/B boundary position and episodes within Brunhes chron according to data of different authors. Notably situation is shown on example of Roxolany section in Western Black Sea region. One of reasons there can be increase of magnetometric equipments precision and quality of measurements which exclude the bias effects nowadays. Another reason is the contradictions in stratigraphic partition of sections that are located even within one loess province. We have got instructive data that allow to detect M/B boundary in Roxolany section at 46.6 m depth between Lubny and Martonosha soil horizons which corresponds to modern point of view of Ukrainian stratigraphers and consists to previous investigation of Dolynske section (M/B boundary was found in Martonosha horizon). Further complex paleomagnetic studies of Pleistocene sections of Ukraine will help to review and correlate still conflicting magnetostratigraphic charts.

Key words: magnetostratigraphy, Matuyama—Brunhes boundary, palaeomagnetic method, Pleistocene, loess-soil sequence, Roxolany section.

References

- Bakhmutov V. G., Glavatskiy D. V., 2014. New data about Matuyama—Brunhes boundary in Roxolany section. *Geologicheskii zhurnal* (2), 73—84 (in Russian).
- Bakhmutov V. G., Mokryak I. N., Skarbovychuk T. V., Yakukhno V. N., 2005. Results of paleomagnetic study of Danube terrace section and problems of Pleistocene magnetostratigraphy of Western Black Sea region. *Geofizicheskii zhurnal* 27(6), 980—991 (in Russian).
- Bolshakov V. A., 2007. Are geomagnetic episodes reliable for geological sediments correlation? *Fizika Zemli* (9), 68—78 (in Russian).
- Bolshakov V. A., 1996. Applying of magnetic methods in young sediments. Moscow: GEOS, 192 p. (in Russian).
- Bolshakov V. A., 1999. About depth of paleomagnetic record fixation and climate-stratigraphic position of Matuyama—Brunhes inversion in deep-sea sediments. *Fizika Zemli* (6), 93—96 (in Russian).
- Bolshakov V. A., 2004. Determination of climate-stratigraphical position of Matuyama—Brunhes inversion in loess formation sediments as a complex problem of Earth sciences. *Fizika Zemli* (12), 58—76 (in Russian).
- Bolshakov V. A., 1995. Paleomagnetic record of geomagnetic episodes and secondary magnetization of rocks. *Fizika Zemli* (1), 66—70 (in Russian).
- Veklich M. F., Sirenko N. A., Matviishina Zh. N., 1984. Paleographic phases and detail stratigraphic partition of Pleistocene of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 32 p. (in Russian).
- Hozhyk P., 2013. Study questions of Roxolany section. Loess-covering of the North Black Sea Region. Lublin: KARTPOL s.c. Lublin, P. 17—33 (in Ukrainian).
- Gurariy G. Z., Petrova G. N., Pospelova G. A., 1983. Thin structure of geomagnetic field. Modern status of investigation in sphere of geomagnetism. Moscow: Nauka, P. 42—62 (in Russian).
- Kravchinskiy V. A., Pek Dzh., Sakai Kh., 1998. Magnetostratigraphic scale of late Cenozoic of Central Asia according to data of deep-sea drilling in Baykal. Global changes of the natural environment. Novosibirsk: Research Center Branch of the RAS, P. 73—77 (in Russian).

- Linkova T. I., 1984. Paleomagnetism of Upper Cenozoic sediments of world Ocean. Moscow: Nauka, 130 p. (in Russian).
- Matasova G. G., 2006. Late Pleistocene magnetism of loess-soil sediments of Siberia subareal formation: Diss. Dr. Geol. and Min. Sci. Novosibirsk, 386 p. (in Russian).
- Petrova G. N., Nechaeva T. B., Pospelova G. A., 1992. Characteristic changes in the geomagnetic field in the past. Moscow: Nauka, 175 p. (in Russian).
- Pilipenko O. V., Sharonova Z. V., Trubikhin V. M., Didenko A. N., 2005. Thin structure and evolution geomagnetic field 75—100 thousand y. for example loess-soil section Roxolany (Ukraine). *Fizika Zemli* (1), 66—73 (in Russian).
- Pospelova G. A., 2004. Geomagnetic episodes. Short history and current status of geomagnetic investigation in Institute of Earth's physics RAN. Moscow: Publ. IPE RAS, 44—55 (in Russian).
- Tretyak A. N., 1983. Natural remnant magnetization and problem of sediments paleomagnetic stratification. Kiev: Naukova Dumka, 256 p. (in Russian).
- Tretyak A. N., Vigilyanskaya L. I., 1994. Magnetostratigraphic scale of Pleistocene of Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal* 16(2), 3—14 (in Russian).
- Tretyak A. N., Vigilyanskaya L. I., Makarenko V. N., Dudkin V. P., 1989. Thin structure of geomagnetic field in Late Cenozoic. Kiev: Naukova Dumka, 156 p. (in Russian).
- Tretyak A. N., Shevchenko A. I., Dudkin V. P., Vigilyanskaya L. I., 1987. Paleomagnetic stratigraphy of key Late Cenozoic sections of the south of Ukraine. Working paper 87-46. Kiev, Institute of geological sciences of AS USSR, 50 p. (in Russian).
- Sharonova Z. V., Pilipenko O. V., Trubikhin V. M., Didenko A. N., Feyn A. G., 2004. Restoration of geomagnetic field according to paleomagnetic records in loess—soil section Roxolany (Dnestr river, Ukraine) for last 75 000 years. *Fizika Zemli* (1), 4—13 (in Russian).
- Shkatova V. K., 1998. Magnetostratigraphic scale of Quarter: Theses of reports All-Russian Conference "Main results in study of Quaternary period and main investigation directions in XXI century", St. Petersburg: VSEGEI Publ., P. 58—59 (in Russian).
- Bassion F. C., Labeyrie L. D., Vincent E., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes—Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 91—108.
- Bonhommet N., Zahringer J., 1969. Paleomagnetism and potassium-argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. *Earth Planet. Sci. Lett.* 6, 43—46.
- Champion D., Lanphere M., Kuntz M., 1988. Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: discussion of short polarity reversals in the Brunhes and Late Matuyama polarity chrons. *J. Geophys. Res.* 93(B10), 11667—11680.
- Denham C. E., Cox A., 1971. Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13300—30400 years ago. *Earth Planet. Sci. Lett.* 13, 181—190.
- Dodonov A. E., Zhou L. P., Markova A. K., Tchepalyga A. L., Trubikhin V. M., Aleksandrovski A. L., Simakova A. N., 2006. Middle-Upper Pleistocene bioclimatic and magnetic records of the northern Black Sea coastal area. *Quat. Int.* 149, 44—54.
- Du Pasquier J., 1999. Environmental paleomagnetic study of the loess/paleosol sequence from Roxolany (Ukraine). Diploma Thesis. Zürich. 59 p.
- Evans M., Heller F., 2001. Magnetism of loess/paleosol sequences: recent development. *Earth Sci. Rev.* 54, 129—144.
- Fang X. M., Li J. J., Van der Voo R., MacNiocail C., Dai R. X., Kemp R. A., Derbyshire E., Cao J. X., Wang J. M., Wang G., 1997. A record of the Blake event during the last interglacial paleosol in the western Loess Plateau of China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 73—82.
- Fink J., Kukla G. J., 1977. Pleistocene climate in central Europe: at least 17 interglacial after the Olduvai event. *Quat. Res.* 7, 363—371.
- Forster T., Heller F., 1994. Paleomagnetism of loess deposits from the Tajik depression (central Asia). *Earth Planet. Sci. Lett.* 128, 501—512.
- Forster T., Heller F., Evans M. E., Havlicek P., 1996. Loess in the Czech Republic: magnetic properties and paleoclimate. *Stud. Geophys. Geodyn.* 40, 243—261.
- Gendler T. S., Heller F., Tsatskin A., Spassov S., Du Pasquier J., Faustov S. S., 2006. Roxolany and Novaya Etuliya — key sections in the western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology. *Quat. Int.* 152-153, 78—93.
- Harrison C. G. A., 1974. The paleomagnetic record from deep-sea sediment cores. *Earth Sci. Rev.* 10, 1—36.
- Harrison C. G. A., Ramirez E., 1975. Areal coverage of spurious reversals of the earth's magnetic field. *J. Geomagn. Geoelectr.* 27, 139—151.
- Hays J. D., Imbrie J., Shackleton N., 1976. Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science* 194, 1121—1132.
- Heller F., Evans M., 1995. Loess magnetism. *Rev. Geophys.* 33, 211—240.

- Heller F., Liu T., 1984. Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 77, 125—141.
- Heller F., Liu T., 1982. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. *Nature* 300, 431—433.
- Hus J., Geeraerts R., Jordanova D., Evlogiev J., 1997. Magnetostratigraphy of loess-paleosol sequence in Viatovo, near Russe (Bulgaria). IAGA. Abstract Book. 65 p.
- Jin C. S., Liu Q. S., 2010. Reliability of the natural remanent magnetization recorded in Chinese loess. *J. Geophys. Res.* 115, B04103. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JB006703>.
- Jin C. S., Liu Q. S., 2011. Revisiting the stratigraphic position of the Matuyama–Brunhes geomagnetic polarity boundary in Chinese loess. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 299, 309—317.
- Knudsen M. F., Abrahamsen N., Riisager P., 2003. Paleomagnetic evidence from Cape Verde Islands basalts for fully reversed excursions in the Brunhes Chron. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 199—214.
- Kukla G. J., 1975. Loess stratigraphy of Central Europe. In: *After the Australopithecines*. Mouton, The Hague, P. 99—188.
- Langereis C. G., Dekkers M. J., de Lange G. J., Paterne M., van Santvoort P. J. M., 1997. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. *Geophys. J. Int.* 129, 75—94.
- Liddicoat J., Coe R., 1979. Mono Lake geomagnetic excursion. *J. Geophys. Res.* 84, 261—271.
- Liu Q., Jin C., Hu P., Jiang Z., Ge K., Roberts A. P., 2015. Magnetostratigraphy of Chinese loess-paleosol sequences. *Earth Sci. Rev.* 150, 139—167.
- Liu Q. S., Roberts A. P., Rohling E. J., Zhu R. X., Sun Y. B., 2008. Post-depositional remanent magnetization lock-in and the location of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal boundary in marine and Chinese loess sequences. *Earth Planet. Sci. Lett.* 275, 102—110.
- Liu T. S., 1985. Loess and the Environment. Beijing: China Ocean Press, 251 p.
- Liu X., Liu T., Shaw J., Heller F., Xu T., Yuan B., 1991. Paleomagnetic and paleoclimatic studies of Chinese loess. Loess, Environment and Global Change (the series of the XIII INQUA Congress). Beijing: Science Press, P. 61—81.
- Lovlie R., 1989. Paleomagnetic stratigraphy: a correlation method. *Quat. Int.* 1, 129—149.
- Lund S. P., Schwartz M., Keigwin L., Johnson T., 2005. High-resolution records of the Laschamp geomagnetic field excursion. *J. Geophys. Res.* 110, B04101.
- Lund S. P., Williams T., Acton G., Clement B., Okada M., 2001. Brunhes Epoch magnetic field excursions recorded in ODP Leg 172 sediments. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Project*. Scientific Results. 172.
- Merrill R. T., McElhinny M. W., McFadden P. L., 1996. The magnetic field of the Earth: paleomagnetism, the Core and the Deep Mantle. USA: Academic press, 531 p.
- Nawrocki J., Bakhmutov V., Bogucki A., Dolecki L., 1999. The Paleo- and Petromagnetic record in the Polish and Ukrainian Loess-Paleosol Sequences. *Phys. Chem. Earth* 24(9), 773—777.
- Nawrocki J., Bogucki A., Lanczont M., Nowaczek N. R., 2002. The Matuyama–Brunhes boundary and the nature of magnetic remanence acquisition in the loess-paleosol sequence from the western part of the East European loess province. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 188, 39—50.
- Nowaczyk N. R., Antonow M., 1997. High-resolution magnetostratigraphy of four sediment cores from the Greenland Sea. I. Identification of the Mono Lake excursion, Laschamp and Biwa I/Jamaica geomagnetic polarity events. *Geophys. J. Int.* 131, 310—324.
- Nowaczyk N. R., Frederichs T. W., Eisenhauer A., Gard G., 1994. Magnetostratigraphic data from late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: evidence for four geomagnetic polarity events within the last 170 Ky of the Brunhes Chron. *Geophys. J. Int.* 117, 453—471.
- Opdyke N. D., Channell J. E. T., 1996. Magnetic stratigraphy. London: Acad. Press, 341 p.
- Pecsi M., Schweitzer F., Balogh J., Balogh M., Havas J., Heller F., 1995. A new loess-paleosol lithostratigraphical sequence at Paks (Hungary). *Loess in Form* 3, 63—78.
- Petrova G. N., Pospelova G. A., 1990. Excursions of the magnetic field during the Brunhes chron. *Phys. Earth Planet. Int.* 63, 135—143.
- Rolph T. C., Shaw J., Derbyshire E., Wang J. T., 1989. A detailed geomagnetic record from Chinese loess. *Phys. Earth Planet. Int.* 56, 151—164.
- Sartori M., 2000. The Quaternary climate in loess sediments: Evidence from rock and mineral magnetic and geochemical analysis. Doctor of Natural Sciences Thesis, Zürich, 231 p.
- Shackleton N., Berger A., Peltier W., 1990. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 81, 251—261.

- Shackleton N., Opdyke N., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quat. Res.* 3, 39—55.
- Smith J. D., Foster J., 1969. Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. *Science* 163, 565—567.
- Spassov S., Heller F., Evance M., Yue L. P., Ding Z. L., 2001. The Matuyama/Brunhes Geomagnetic polarity transition at Lingtai and Baoji, Chinese Loess Plateau. *Phys. Chem. Earth* 26, 899—904.
- Sun Y. B., Qiang X. K., Liu Q. S., Bloemendal J., Wang X. L., 2013. Timing and lock-in effect of the Laschamp geomagnetic excursion in Chinese Loess. *Geochim. Geophys. Geosyst.* 14, 4952—4961. <http://dx.doi.org/10.1002/2013gc004828>
- Tauxe L., Herbert T., Shackleton N. J., Kok Y. S., 1996. Astronomical calibration of the Matuyama Brunhes Boundary: consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 140, 133—146.
- Tsatskin A., Heller F., Gendler T. S., Virina E. I., Spassov S., Pasquier J. Du., Hus J., Hailwood E. A., Vagin V. I., Faustov S. S., 2001. A New Scheme of Terrestrial Paleoclimate Evolution During the Last 1.5 Ma in the Western Black Sea Region: Integration of Soil Studies and Loess Magnetism. *Phys. Chem. Earth* 26(11-12), 911—916.
- Tsatskin A., Heller F., Hailwood E. A., Gendler T. S., Hus J., Montgomery P., Sartori M., Virina E. I., 1998. Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 143, 111—133.
- Verosub K. L., 1982. Geomagnetic excursions: a critical assessment of the evidence as recorded in sediments of the Brunhes Epoch. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A306(149a), 161—168.
- Wang X., Lovlie R., Chen Y., Yang Z., Pei J., Tang L., 2014. The Matuyama—Brunhes polarity reversal in four Chinese loess records: high fidelity recording of geomagnetic field behavior or a less than reliable chronostratigraphic marker. *Quat. Sci. Rev.* 101, 61—76.
- Wang X., Yang Z., Lovlie R., Sun Z., Pei J., 2006. A magnetostratigraphic reassessment of correlation between Chinese loess and marine oxygen isotope records over the last 1.1 Ma. *Phys. Earth Planet. Int.* 159, 109—117.
- Xiong S. F., Ding Z. L., Liu T. S., 2001. Climatic implications of loess deposits from the Beijing region. *J. Quat. Sci.* 16, 575—582.
- Zheng H. B., An Z. S., Shaw J., 1992. New contributions to Chinese Plio-Pleistocene magnetostratigraphy. *Phys. Earth Planet. Int.* 70, 146—153.
- Zhu R. X., Laj C., Mazaud A., 1994a. The Matuyama—Brunhes and Upper Jaramillo transitions recorded in a loess section at Weinan, north-central China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 125, 143—158.
- Zhu R. X., Zhang R., Deng C. L., Pan Y. X., Liu Q. S., Sun Y. B., 2007. Are Chinese loess deposits essentially continuous. *Geophys. Res. Lett.* 34(17), L17306. doi:10.1029/2007GL030591.
- Zhu R. X., Zhou L. P., Laj C., Mazaud A., Ding Z. L., 1994b. The Blake geomagnetic polarity episode recorded in Chinese loess. *Geophys. Res. Lett.* 21, 697—700.

Скоростная делимость мантии под Украинским щитом

© Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко, Л. Н. Заец, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 17 мая 2016 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

У межах побудованої за методом тейлорового наближення тривимірної P -швидкісної моделі мантиї під Євразією показано, що мантия під Українським щитом за швидкісними характеристиками може бути поділена на три домени: Західний, Центральний та Східний. До Західного домену належать Волинський та Подільський мегаблоки щита, до Центрального домену — Росинський, Бузький, Інгульський мегаблоки та західна частина Середньопридніпровського мегаблока, яка обмежена Дерезоватською системою розрізів, до Східного — східна частина Середньопридніпровського та Приазовський мегаблоки. Такий поділ зберігається для інтервалу глибин 50—500 км верхньої мантиї, її перехідної зони і відновлюється на глибинах 700—800 км зони поділу 1. Такий поділ зумовлений зв'язком на глибинах 100—250 км мантиї під Українським щитом зі швидкісними структурами Сарматського сегменту Східноєвропейської платформи; на глибинах 350—600 км — зв'язком зі швидкісними структурами мантиї під Чорним морем; на глибинах 700—800 км відновлюється зв'язок швидкісних структур Сарматського сегменту Східноєвропейської платформи та західної частини Чорного моря.

Ключові слова: сейсмотомографія, P -швидкісна модель, мантия, Український щит.

Введение. При рассмотрении скоростного строения мантии привлекаются три основных модели. Первая (геодинамическая) предполагает раздел мантии на две части: верхнюю и нижнюю по границе на глубине 660 км [Трубицын, 2010]. Вторая (химико-минералогическая) делит мантию на четыре части: верхнюю до глубины 400 км, переходную зону в интервале глубин 400—700 км, нижнюю в интервале глубин 700—2650 км и слой D'' толщиной приблизительно 250 км [Трубицын, 2010]. Третья (химико-минералогическая модель Ю. М. и Д. Ю. Пушаровских) учитывает данные сейсмотомографии и данные о химическом составе мантии и мантийных границах [Пушаровский, Пушаровский, 2010]. Согласно модели Пушаровских (табл. 1), как для активизированной, так и для стабильной мантии предполагается послойная инверсность скоростей и инверсность скоростных характеристик активизированной и стабильной мантии относительно друг друга.

Следует отметить, что во всех моделях присутствует геодинамическая граница, разделяющая верхнюю мантию и ее переходную зону со средней и нижней мантией, начиная с зоны раздела 1 модели Пушаровских. В настоящее время считается, что верхней мантии и ее переходной зоне соответствует плитовая тектони-

ка, средней и нижней — тектоника плюмов, разделом служит геодинамическая граница [Хаин, Ломидзе, 2005].

Как известно, сейсмические исследования не несут информации о возрасте изучаемых структур. Однако при построении сейсмических разрезов коры и мантии естественно ожидать проявление следов геодинамических процессов. Этим запросам соответствуют результаты решения задач сейсмической томографии (скоростная модель, оптимальная в пределах принятых физико-математических представлений). Последние включают: аксиоматику, теорию метода, принятую параметризацию среды, численные методы решения задачи, аппроксимирующие методы, графические методы и т. д. Хорошо известно, что задача сейсмической томографии (обратная линеаризованная кинематическая задача сейсмоки) является некорректной по Адамару [Мухометов, 1977], что связано с неединственностью решения. В общем случае, указанная проблема неразрешима, поскольку для ее решения требуется непрерывность системы наблюдений, а именно, каждая точка границы изучаемой области на поверхности должна излучать и принимать сейсмические лучи. Последнее не достижимо.

Наряду с недостаточной освещенностью сейсмическими данными мантии под конкрет-

Таблица 1. Химико-минералогическая модель мантии [Пушаровский, Пушаровский, 2010]

| Геосферы | Глубина залегания слоя, км | Скоростная характеристика | |
|-----------------|----------------------------|---------------------------|-------------------|
| | | активизированной мантии | стабильной мантии |
| Верхняя мантия | Граница Мохо — 410 | пониженная | повышенная |
| Переходная зона | 410—670 | повышенная | пониженная |
| Зона раздела 1 | 670—850 | пониженная | повышенная |
| Средняя мантия | 850—1700 | повышенная | пониженная |
| Зона раздела 2 | 1700—2200 | пониженная | повышенная |
| Нижняя мантия | 2200—2900 | повышенная | пониженная |
| ----- Зона D | 2650—2900 | | |

ными регионами проблематичной остается освещенность коры в целом. Поэтому, как правило, при построении сейсмографических моделей мантии под различными регионами используются либо классические модели коры (Джеффриса—Буллена, АК135), принятые при обработке данных, содержащихся в бюллетенях ISC, либо скоростные характеристики коры, принятые для референтных моделей.

В построенной по методу тейлорового приближения [Геуко, 2004] 3D *P*-скоростной модели мантии под Европой используются данные из бюллетеней ISC за 1964—2006 гг. Плотность системы наблюдений представлена в работе [Гейко и др., 2006]. Учитывая отсутствие трехмерной скоростной модели земной коры территории Украины, при построении трехмерной модели мантии в качестве поправки за кору использовалась модель Джеффриса—Буллена. Распределение скоростей показано на рис. 1—9. Модель мантии под территорией Украины представлена в работах [Гейко и др., 2005, 2006; Шумлянская, 2008].

Наличие скоростных моделей коры, согласно данным ГСЗ для территории Украинского щита (УЩ), позволяет использовать более достоверные сведения о скоростном строении коры и уточнить представления о верхней мантии этого региона. В настоящей статье рассматривается возможность выделения скоростных доменов под УЩ в соответствии с полученной трехмерной *P*-скоростной моделью для верхней мантии, ее переходной зоны и зоны раздела 1 на основе анализа горизонтальных сечений $V(x, y, z)$ мантии до глубины 850 км. Используемые в работе тектоническая схема и системы разломов приведены согласно работе [Гинтов, 2005].

Скоростная делимость мантии УЩ на глубине 50—200 км с учетом поправок за кору по данным ГСЗ. Для территории УЩ отработана достаточно развитая система профилей ГСЗ. Однако существующие данные не позволяют создать трехмерную скоростную модель земной коры для территории этого региона. Поэтому была построена модель средних скоростей коры УЩ, согласно существующей системе ГСЗ [Шумлянская и др., 2014]. Сравнение модели мантии под территорией УЩ, построенной с учетом модели коры Джеффриса—Буллена, с моделью, которая использует среднескоростную модель коры по данным ГСЗ, позволило сделать следующее заключение [Шумлянская и др., 2014].

В среднескоростной модели коры, построенной по данным сейсмических исследований за период, начиная с 1960-х до 2000-х годов, выделены два слоя — до 15 км и от 15 км до границы Мохо. Получены средние скорости для каждого из слоев, а также осредненные значения глубин до границы Мохо, что позволило построить слоисто-блоковую модель земной коры УЩ, которая, в принципе, не противоречит ранее известным данным о строении щита. Обращение годографов-сечений обобщенных полей времен первых вступлений *P*-волн с поправками за кору, полученными на основании данных о средних скоростях и глубинах до границы раздела Мохо, позволило с точностью $\pm 0,015$ км/с получить новую скоростную модель мантии под УЩ.

Сравнение показало, что разность скоростей на глубине 50—200 км некоторых участков незначительна, но точность определения превышает точность определения скорости по годографу ($\pm 0,015$ км/с). Изменяется и конфи-

гурация аномалий, что позволяет говорить о целесообразности проведения подобной операции.

Приведенные результаты указывают на необходимость увеличения плотности системы наблюдений при освещенности земной коры и использование трехмерных скоростных моделей коры при построении сейсмотомографических моделей мантии.

Будем называть модель коры Джеффриса—Буллена базовой, а среднескоростную модель — уточненной. В обеих моделях при визуализации в качестве референтной использовалась обобщенная средняя скорость, полученная для мантии под территорией Евразии и ее окружения [Гейко и др., 2005] (табл. 2).

Визуализация полученной 3D *P*-скоростной модели мантии Восточно-Европейской платформы (ВЕП) позволяет отчетливо видеть, что в структурном плане как уточненная, так и базовая модели до глубины 200 км показывают деление мантии под территорией УЩ на три домена: Западный, Центральный и Восточный. К Западному домену относятся Волинский и Подольский мегаблоки, к Центральному — Росинский, Бугский и Ингульский, а также

западная половина Среднеприднепровского мегаблока, к Восточному — восточная половина Среднеприднепровского и Приазовский мегаблок. Конфигурация границ указанных доменов может несколько изменяться для горизонтальных сечений 50—200 км. Деление мантии на домены на этих глубинах определяется скоростными характеристиками. Центральному домену соответствуют наиболее высокие скорости, в то время как Западный и Восточный характеризуются более низкими относительно Центрального домена, но более высокими, относительно референтной модели, скоростями. После 200 км начинается перестройка скоростного строения мантии.

Глубина 50 км (рис. 1). На глубине 50 км отмечается наибольшее расхождение между уточненной и базовой моделями, что объясняется непосредственным влиянием полученной модели коры по средним скоростям. Скоростные неоднородности Центрального (высокоскоростного) домена и для уточненной модели, и для базовой ограничены на севере скоростью 8,1 км/с, включая мантию под Днепровско-Донецкой впадиной (ДДВ). Западная граница проходит восточнее границы между Волинским, Подольским и Росинско-Бугским мегаблоками, характеризуется значением скорости 8,05 км/с для уточненной модели и 8,075 для базовой. Восточная граница соответствует восточному ограничению западной половины мантии под Среднеприднепровским мегаблоком УЩ. Ее проекция на земную поверхность определяется Дерезоватской зоной разломов. Для базовой модели южная граница Центрального домена характеризуется значением скорости 8,05 км/с, для уточненной модели пограничная скорость более дифференцирована, в основном 8,025—8,05 км/с.

Область, соответствующая значению скорости 8,05 км/с, делит мантию под Центральным высокоскоростным доменом уточненной модели на две подобласти. Севернее область ограничена значением скорости 8,075 км/с. Деление отражает распространение в коре известного тектонического шва Херсон—Смоленск. Западная подобласть I включает в себя Росинско-Бугский мегаблок, Голованевскую шовную зону, западную часть Ингульского мегаблока. Западное ограничение этой подобласти прослеживается несколько восточнее границы между Волинским, Подольским и Росинско-Бугским мегаблоками на юг, выходя на мантию под юго-западным склоном УЩ, и далее вдоль южной границы Бугского мега-

Т а б л и ц а 2. Референтная модель

| Глубина, км | V_{aver} , км/с | Глубина, км | V_{aver} , км/с |
|-------------|-------------------|-------------|-------------------|
| 50 | 7,93 | 600 | 10,18 |
| 75 | 8,011 | 625 | 10,322 |
| 100 | 8,082 | 650 | 10,466 |
| 125 | 8,139 | 675 | 10,585 |
| 150 | 8,19 | 700 | 10,69 |
| 175 | 8,241 | 725 | 10,783 |
| 200 | 8,296 | 750 | 10,866 |
| 225 | 8,356 | 775 | 10,94 |
| 250 | 8,422 | 800 | 11,01 |
| 275 | 8,498 | 825 | 11,074 |
| 300 | 8,584 | 850 | 11,134 |
| 325 | 8,682 | 875 | 11,191 |
| 350 | 8,794 | 900 | 11,244 |
| 375 | 8,918 | 925 | 11,295 |
| 400 | 9,053 | 950 | 11,343 |
| 425 | 9,177 | 975 | 11,39 |
| 450 | 9,29 | 1000 | 11,435 |
| 475 | 9,4 | 1025 | 11,478 |
| 500 | 9,522 | 1050 | 11,519 |
| 525 | 9,661 | 1075 | 11,56 |
| 550 | 9,829 | 1100 | 11,599 |
| 575 | 10,007 | 1125 | 11,637 |

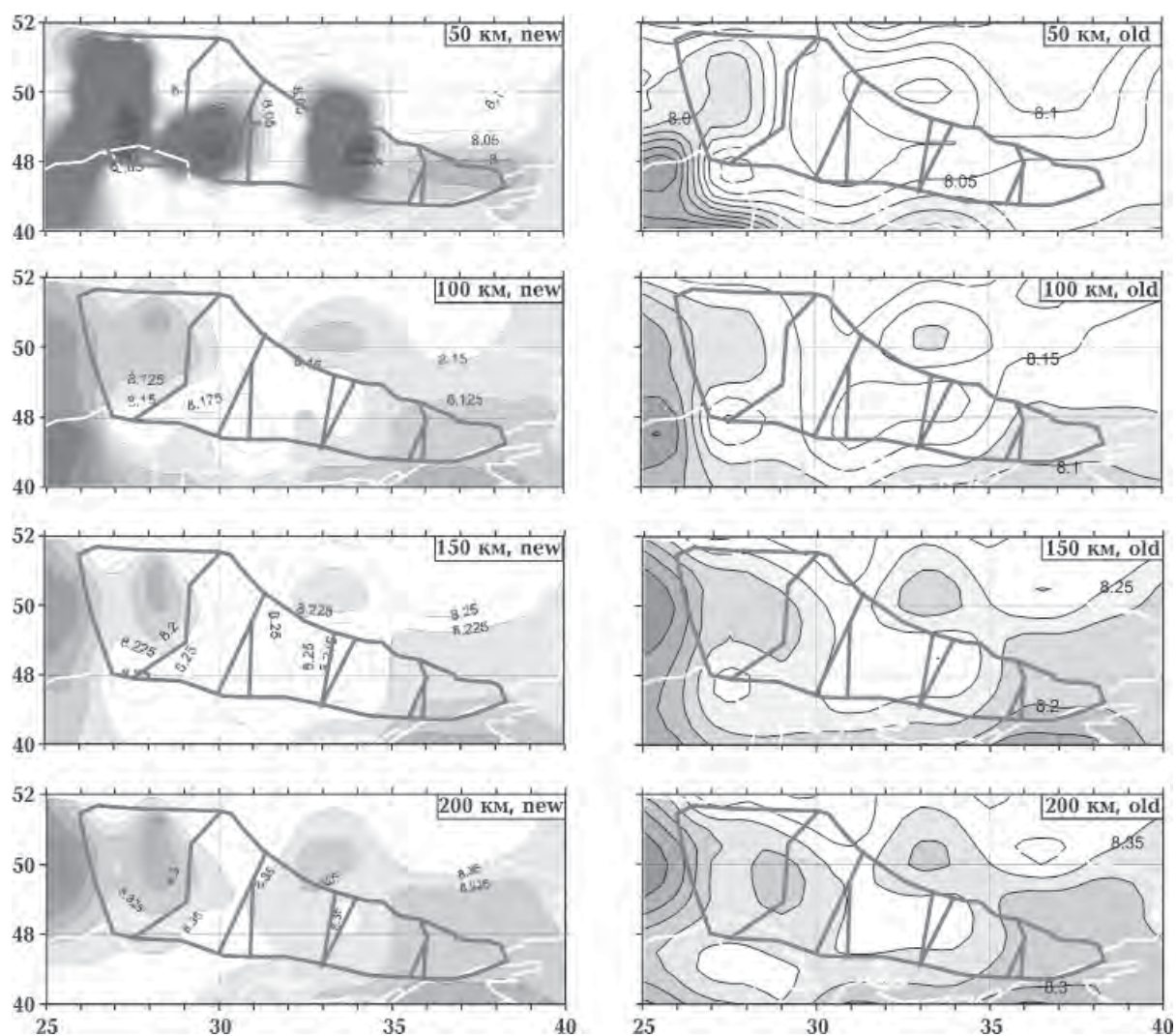


Рис. 1. Базовая (old) и уточненная (new) модель 3D P -скоростной верхней мантии УЩ (50, 100, 150, 200 км).

блока. Мантия под восточной частью Ингульского мегаблока, Ингулецко-Криворожской шовной зоной, западной частью Среднеприднепровского мегаблока соответствует подобласти II. Она включает низкоскоростную аномалию (7,55—8,05 км/с), соответствующую мантии под Ингулецко-Криворожской шовной зоной, западной частью Среднеприднепровского мегаблока, центральной частью ДДВ. Характерная особенность для подобластей I и II Центрального домена — присутствие низкоскоростных аномалий. Для подобласти I низкоскоростная аномалия соответствует Бугскому мегаблоку, скорости изменяются в интервале 7,45—7,85 км/с. Низкоскоростная аномалия подобласти II приведена выше.

В базовой модели на фоне Центрального домена (высокоскоростной области, ограниченной с юга значениями скорости 8,05 км/с,

с севера — 8,10 км/с) выделяются высокоскоростная подобласть I, соответствующая мантии под Голованевской шовной зоной и ее окружением (8,075 км/с), и высокоскоростная подобласть II, характеризующая мантию под Ингулецко-Криворожской шовной зоной и ее окружением (8,075—8,05 км/с). Севернее под Ингулецко-Криворожской шовной зоной для базовой модели в мантии под ДДВ наблюдается более низкоскоростная аномалия скорости (8,075—8,05 км/с). В уточненной модели ей также соответствует выход в мантию под ДДВ низкоскоростной аномалии под Ингулецко-Криворожской шовной зоной, ограниченной скоростью 8,05 км/с, о которой сказано выше.

Западный домен в уточненной модели относительно Центрального домена характеризуется более низкими скоростями 7,5—8,025 км/с. Он включает в себя мантию под Волынским и

Подольским мегаблоками и западную оконечность юго-западного склона УЩ. На западных границах Волинского и Подольского мегаблоков выделяется низкоскоростная аномалия (7,45—7,85 км/с). В базовой модели Западный домен также характеризуется более низкими относительно Центрального домена скоростями: 8,025—8,0 км/с для мантии под Волинским и Подольским мегаблоками и 8,025—7,5 км/с под западной оконечностью юго-западного склона УЩ.

В уточненной модели Восточный домен относительно Центрального определяется более низкими скоростями (8,05—8,00 км/с). Скорость 8,00 км/с соответствует мантии под Приазовским мегаблоком, 8,05 км/с — восточной части мантии под Среднеприднепровским мегаблоком. В базовой модели восточная часть мантии под Среднеприднепровским мегаблоком характеризуется скоростями 8,05—8,075 км/с, под Приазовским мегаблоком — 8,05—8,025 км/с.

Проведенный анализ показывает, что уточненная модель Восточного домена характеризуется более низкими скоростями, чем базовая. Для Западного домена скорости также более низкие. В пределах Центрального домена скорости сохраняются при некотором изменении конфигурации изолиний V_p . Скоростные характеристики мантии под Голованевской шовной зоной и ее окружением в уточненной модели представлены более детально.

На рассматриваемой глубине обращают на себя внимание приведенные выше относительно резкие низкоскоростные аномалии, соответствующие, во-первых, прогибам в поверхности раздела Мохо, во-вторых, зонам глубинных разломов (на рис. 1 показаны только межмегаблоковые зоны разломов, по [Гинтов, 2005]). Так, в западной части УЩ известна меридиональная система зон разломов [Ентин, 2005], в которой главную роль играет Бело-Коровичская зона протяженностью до 300 км. Здесь же наблюдается прогиб поверхности раздела Мохо амплитудой около 10 км по геотраверсу II [Гинтов, Пашкевич, 2010]. В центральной части Бугского мегаблока аномалия относительно низких значений V_p соответствует области пересечения Звиздаль-Залесской, Хмельникской и Ободовской зон разломов, а также прогибу поверхности раздела Мохо северо-западного простираения, по [Соллогуб, 1986]. Третья контрастная аномалия низких значений V_p совмещается с Криворожско-Кременчугской зоной разломов и прогибом

поверхности раздела Мохо, соответствующим Ингулеcko-Криворожской шовной зоне [Соллогуб, 1986; Гинтов, Пашкевич, 2010].

Данное явление можно объяснить тем, что на сечении 50 км в отмеченных районах находится либо «базальтовый» слой земной коры, либо коромантийная смесь, в то время как в смежных районах уже фиксируется мантия. Кроме того, отмеченные выше зоны разломов пересекают поверхность раздела Мохо и влияют на понижение скоростных характеристик среды, что всегда хорошо видно в приповерхностных слоях коры.

Глубина 100 км (см. рис. 1). На этой глубине расхождения между уточненной и базовой моделью уменьшаются. В обеих моделях четко прослеживается деление мантии под УЩ на три домена. Мантийные скорости в Центральном домене составляют 8,15—8,175 км/с, в Западном и Восточном — 8,125 км/с.

Как в базовой модели, так и в уточненной Центральный домен состоит из трех частей — юго-западной, находящейся в пределах Бугского мегаблока, центральной и восточной, совмещающимися соответственно с Голованевской и Ингулеcko-Криворожской шовными зонами.

Западная граница Центрального домена проходит восточнее границы между Волинским, Подольским и Росинско-Бугским мегаблоками. Восточная граница определяет деление мантии под Среднеприднепровским мегаблоком на восточную и западную части. Граница Центрального домена на севере в основном соотносится с северной границей УЩ, проходит под западной частью Среднеприднепровского мегаблока, Ингулеcko-Криворожской шовной зоной, северным пограничьем Ингульского мегаблока до мантии, соотносящейся с тектоническим швом Херсон—Смоленск. Под западной частью Центрального домена (восточная часть Росинского мегаблока) в обеих моделях наблюдается распространение высокоскоростной мантии с севера (ДДВ) в область УЩ. Южная граница Центрального домена соотносится с мантией под южным окончанием Ингулеcko-Кременчугской и Голованевской шовных зон.

Скорость 8,175 км/с в уточненной модели определяет более высокоскоростную под-область южной части Голованевской шовной зоны с выходом на западное приграничье мантии под Ингульским мегаблоком, ограниченное Звенигородско-Братской зоной разломов. Она показывает, что обе рассматриваемые шовные зоны являются относительно высокоскорост-

ными. Это подтверждается и данными гравитационного моделирования, согласно которым обе шовные зоны сложены относительно высокоплотными породными комплексами как в коре, так и в верхах верхней мантии.

Скоростная область Центрального домена в базовой модели содержит более высокоскоростную подобласть (8,175 км/с), которой соответствует мантия под основной частью Ингульского мегаблока, большей частью Ингулецко-Кременчугской шовной зоны (без северного и южного окончаний), западной половиной Среднеприднепровского мегаблока. В обеих моделях в мантии под юго-западным склоном Бутского мегаблока выделяются более высокоскоростная подобласть (8,15—8,175 км/с) и более низкоскоростная аномалия в мантии под ДДВ в продолжении Ингулецко-Криворожской шовной зоны (8,125—8,15 км/с).

Западный домен остается более низкоскоростным (8,125—8,10 км/с) для обеих моделей. Обращает на себя внимание смещение максимума аномалии относительно низких скоростей на восток в область Коростенского плутона приблизительно на 70 км, что может свидетельствовать о достаточно пологом западном наклоне мантийной структуры, вызывающей аномалию. Этим косвенно подтверждается наличие палеосубдукционного процесса, приведшего к коллизии Фенноскандии и Сарматии в конце раннего протерозоя [Гинтов, Пашкевич, 2010].

Таким образом, наибольшее расхождение по скоростям между базовой и уточненной моделью на глубине 100 км наблюдается в Центральном домене УЩ. Следует отметить связь мантии под Центральным доменом УЩ с расположенными севернее мантийными структурами Сарматии и, прежде всего, с мантией под ДДВ.

Глубина 150 км (см. рис. 1). На данной глубине в базовой и уточненной моделях наблюдается дальнейшее уменьшение расхождения по скоростным характеристикам мантийных структур УЩ. Сохраняется деление на домены и конфигурация, представленная на глубине 100 км.

В обеих моделях для Центрального домена отмечается аналогичное, а для уточненной модели — более контрастное относительно глубины 100 км деление на три части. Мантийные скорости в этих трех частях изменяются в пределах 8,225—8,25 км/с для базовой модели и 8,225—8,75 км/с для уточненной.

Выделяется более низкоскоростная аномалия (8,125 км/с) в мантии под ДДВ, севернее

мантии под Ингулецко-Криворожской шовной зоной.

Восточный домен включает в себя мантию под восточной частью ДДВ, Донбассом, Приазовским мегаблоком и характеризуется изолиниями скорости 8,2—8,25 км/с, что соответствует как базовой, так и уточненной моделям под УЩ.

Западный домен сохраняет свое плановое положение, как и на глубине 100 км. Аномалия относительно более низких скоростей 8,25 км/с наблюдается в пределах мантии под Коростенским плутоном, Подольским мегаблоком и связана с мантией под Волыно-Подольской моноклиналию.

Глубина 200 км (см. рис. 1). Сохраняется деление мантии под УЩ на три домена и их конфигурация. В базовой и уточненной моделях Восточный домен обладает одинаковыми скоростными характеристиками (8,325—8,30 км/с), включает в себя мантию под Донбассом и Приазовским мегаблоком. К Западному более низкоскоростному домену (8,325—8,2 км/с) относится мантия под Волинским и Подольским мегаблоками. В уточненной модели на глубине 150—200 км отмечается ее отделение от низкоскоростной аномалии Волыно-Подольской моноклинали.

Центральный домен в уточненной модели высокоскоростной, связан с высокоскоростными неоднородностями юго-запада и севера. Высокоскоростная подобласть, начинающаяся под Северной Добруджей (8,35 км/с), имеет юго-западно—северо-восточное направление и охватывает южную оконечность щита (юго-восток Бутского мегаблока, южную часть Голованевской шовной зоны и юго-западную оконечность Ингульского мегаблока). В мантии под Голованевской шовной зоной указанная высокоскоростная область сочленяется с высокоскоростной (8,35—8,375 км/с), к которой относится мантия под северо-восточной частью Росинского мегаблока и северо-западной оконечностью Ингульского мегаблока до Корсунь-Новомиргородского плутона. В остальном Центральный домен характеризуется скоростями 8,35—8,325 км/с и включает в себя мантию под центральной частью Росинско-Бутского мегаблока, Ингульским мегаблоком и западной частью Среднеприднепровского мегаблока. Выделяются две более низкоскоростные аномалии (8,325 км/с): в районе Коростенского плутона Волинского мегаблока и под ДДВ севернее Ингулецко-Кременчугской шовной зоны.

Базовая модель Центральной части несколь-

ко отличается конфигурацией изолиний. В ней также выделяются более низкоскоростные аномалии под Коростенским плутоном и севернее Ингулецко-Кременчугской шовной зоны.

Восточный домен соотносится с мантией под Донбассом и Приазовским мегаблоком и характеризуется в базовой и в уточненной моделях скоростью 8,325 км/с.

С глубины 250 км принципиальных различий между моделями не отмечается.

Таким образом, анализ скоростного строения верхней мантии под УЩ на глубине 50—200 км с учетом как скоростной модели коры Джеффриса-Буллена (базовая модель), так и скоростных характеристик коры, соответствующих средним скоростям, полученным при проведении на территории УЩ работ ГСЗ (уточненная модель), указывает на устойчивое деление мантии на три домена:

- Восточный, к которому относится мантия под Приазовским мегаблоком и восточной половиной Среднеприднепровского мегаблока, с запада ограниченной Дерезоватской зоной разломов;

- Центральный, включающий в себя мантию под западной половиной Среднеприднепровского мегаблока, Ингульским, Росинским и Бугским мегаблоками;

- Западный, к которому относится мантия под Волынским и Подольским мегаблоками.

Изменение скоростных характеристик коры отражается в уточненной модели в верхах верхней мантии, проявляется на глубине 50—200 км; максимальное расхождение отмечается на глубине 50 км, далее уменьшаясь и исчезая на глубине 250 км. При этом уточненная модель скоростного строения мантии УЩ для глубины 50—200 км вносит коррективы в модель, построенную с учетом земной коры на основе модели Джеффриса—Буллена. Это относится к делению Центрального домена на три области, отражающему различие в геологическом строении литосферы и в первую очередь земной коры (ее мощности), и влиянии глубинных зон разломов.

Для Западного домена в пределах 200 км важно отметить достаточно пологое погружение на восток относительно низкоскоростной аномальной структуры, что хорошо коррелируется с известным представлением о палеосубдукции Фенноскандии под Сарматией.

Начиная с глубины 50 км (возможно, и меньшей), заметна связь отдельных мантийных структур УЩ со структурами соседних регионов. Так, западная часть Ингульского ме-

габлока, относящаяся к Центральному домену, в которую входят Голованевская шовная зона и трансрегиональная шовная зона Херсон—Смоленск, на глубине 50—200 км прослеживается на север в пределы западной части ДДВ и мегаблока КМА Воронежского кристаллического массива (ВКМ). В земной коре, как известно, отмеченные структуры также продолжают далеко на север. То же относится к структурам, ограничивающим Центральный домен с юго-запада.

Восточный домен в скоростном отношении связан с мантией под Сарматским сегментом ВЕП (восточной частью ДДВ и Хоперским мегаблоком КМА, южным обрамлением УЩ), а Западный домен — с Волыно-Подольской моноклиной. Уточненная скоростная модель также позволяет более отчетливо проследить связь мантийных структур УЩ с окружающими регионами. В частности, становится очевидным, что щит состоит из доменов, в архее и палеопротерозое принадлежавших разным плитным ансамблям, которые во второй половине палеопротерозоя образовали микроконтинент Сарматия.

Следует отметить, что деление мантии под УЩ на три домена подтверждается исследованиями, проведенными на глубине до 120 км геоэлектрическими методами [Бурахович и др., 2015].

Делимость мантии под УЩ по скоростным характеристикам переходной зоны верхней мантии и зоны раздела 1. Полученная 3D *P*-скоростная модель мантии Европы позволила провести анализ горизонтальных сечений $V(x, y, z)$ мантии под УЩ до глубины 850 км (рис. 2—9). Утолщенной черной линией выделена нулевая референтная линия раздела (обобщенная средняя скорость) пониженных и повышенных скоростей. Результатом стала скоростная делимость мантии под УЩ на глубине 50—850 км, т. е. в пределах верхней мантии, переходной зоны, зоны раздела 1.

На глубине 50—200 км, как было показано выше (см. рис. 1), в базовой и уточненной моделях мантия под УЩ разделена на три домена. Дальнейшее рассмотрение на глубине 50—800 км 3D *P*-скоростной модели мантии проводилось на основе базовой модели.

На глубине 100—250 км выделяется высокоскоростная, но относительно прилегающих частей ВЕП низкоскоростная область, объединяющая мантию под Волго-Уралией ВЕП с мантией под Хоперским мегаблоком ВКМ и с мантией под ДДВ и Восточным доменом УЩ,

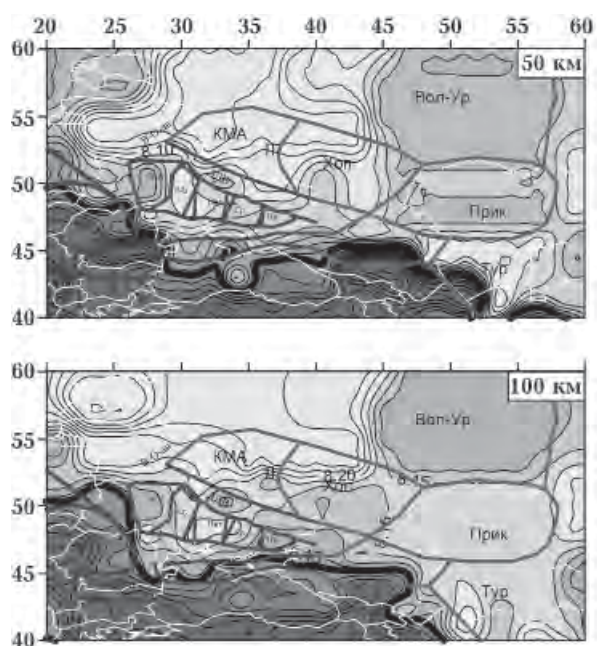


Рис. 2. Горизонтальные сечения 3D P -скоростной модели верхней мантии (50, 100 км). Условные обозначения: Вол-Ур — Волго-Уралья, В-О-ав — Волыно-Аршанский авлакоген, В-П — Волыно-Подольский мегаблок УЩ, ДДВ — Днепровско-Донецкая впадина, Инг — Ингулецкий мегаблок УЩ, КМА — Курская магнитная аномалия ВКМ, Л — Лосевская шовная зона ВКМ, М-п — Мизийская плита, Пан — Паннонская впадина, Пр — Приазовский мегаблок УЩ, Р-Б — Росинко-Бугский мегаблок УЩ, Скиф — Скифская плита, Ср — Среднеприднепровский мегаблок УЩ, Тур — Туранская плита, Хоп — Хоперский блок ВКМ.

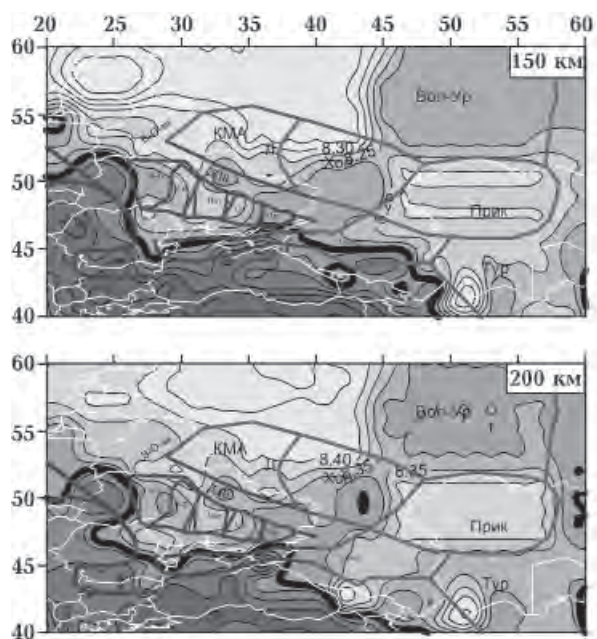


Рис. 3. Горизонтальные сечения 3D P -скоростной модели верхней мантии (150, 200 км). Условные обозначения см. на рис. 2.

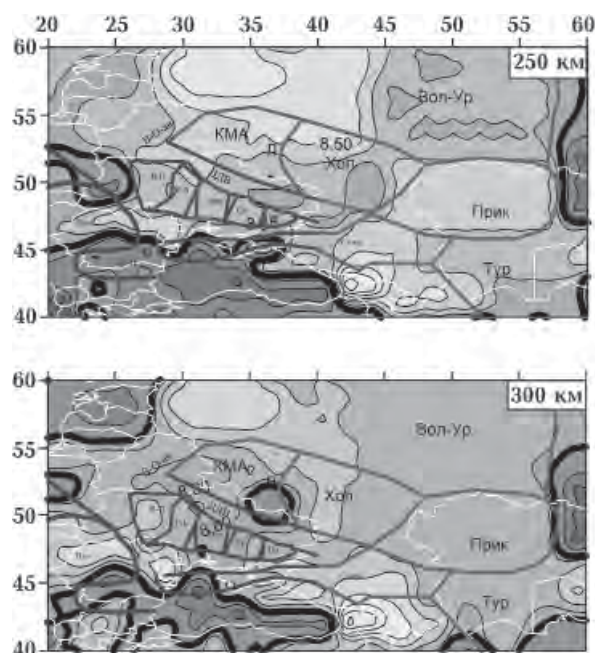


Рис. 4. Горизонтальные сечения 3D P -скоростной модели верхней мантии (250, 300 км). Условные обозначения см. на рис. 2.

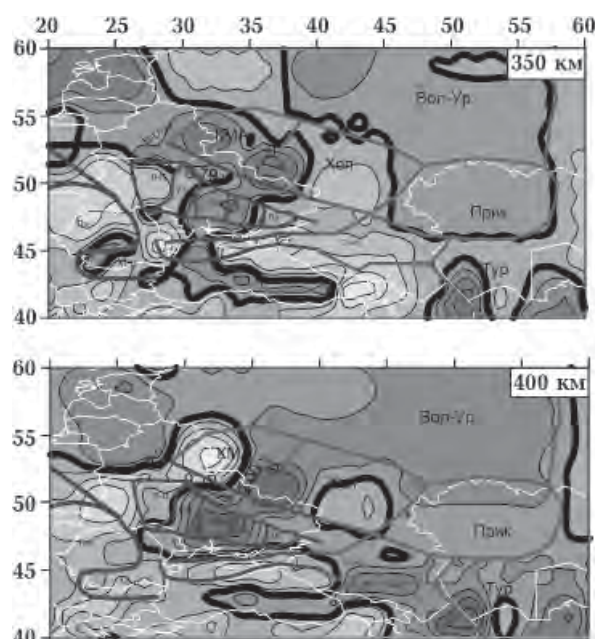


Рис. 5. Горизонтальные сечения 3D P -скоростной модели верхней мантии (350, 400 км). Условные обозначения см. на рис. 2.

представляющими Сарматский сегмент ВЕП [Хаин, 2001].

На глубине 250 км (рис. 4) мантия под УЩ характеризуется высокими скоростями (8,475 км/с при референтной 8,422 км/с), относится к Сарматскому сегменту ВЕП северо-

восточно—юго-западного простирания и не разделена на скоростные домены.

Начиная с глубины 300 км, отмечается «мозаичность» скоростной структуры мантии ВЕП. При этом возобновляется деление мантии УЩ на три домена с инверсией их скоростных характеристик. Основное изменение происходит в Центральном домене, который характеризуется наиболее низкими скоростями относительно Восточного и Западного доменов. С 350 км Центральный домен относится к более низкоскоростной мантийной аномалии юго-западно—северо-восточного простирания, включающей мантию под северо-западным шельфом Черного моря, Центральным доменом УЩ, центральной частью ДДВ и юго-востоком мегаблока КМА (Курско-Белгородский блок) ВКМ.

На глубине 350—400 км (рис. 5) отмечается общая инверсия скоростей, связанная с переходом от высокоскоростных структур стабильной верхней мантии ВЕП к низкоскоростным структурам переходной зоны и инверсным процессам активизированной мантии под Черным морем (переход от низких скоростей к высоким). При этом отмечается распространение высокоскоростных структур мантии под Черным морем на север в мантию под южной окраиной ВЕП и низкоскоростных структур мантии ВЕП на юг в высокоскоростную мантию под

Черным морем. На глубине 350 км Западный и Восточный домены ограничены пограничными нулевыми изолиниями и характеризуются как высокоскоростные. Начинается распад мантийной скоростной области Сарматского сегмента ВЕП, в результате чего Восточный домен объединяется с мантией под восточной частью ДДВ, Хоперским мегаблоком ВКМ.

На глубине 400—500 км (рис. 5, 6) продолжается деление мантии под УЩ на три части. Западный домен относится к области распространения высоких скоростей, на глубине 400 км объединяющей мантию под Волыно-Оршанским авлакогеном, северо-западной частью ВКМ и ДДВ с мантией под Карпатами. Центральный домен относится к низкоскоростной аномалии юго-западно—северо-восточного простирания, в целом по скоростным характеристикам соответствующая мантии под ВЕП. Восточный домен также относится к низкоскоростной мантии под ВЕП, характеризуясь, однако относительно Центрального домена более высокими скоростями. Таким образом, на глубине 400 км выделяется скоростная область северо-восточного простирания, распространяющаяся от Альпийского пояса (Карпаты—Добруджа—Черное море) до осевой линии ВКМ.

На сечениях 400—450 км выделяется граница, отделяющая ВЕП от Альпийского пояса

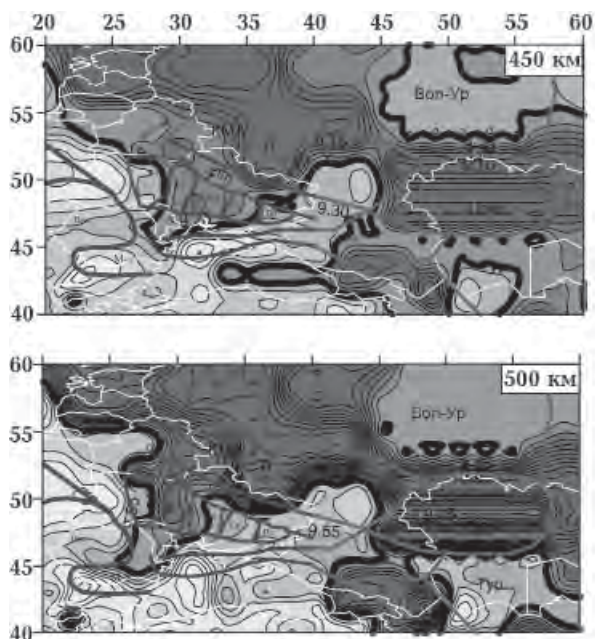


Рис. 6. Горизонтальные сечения 3D *P*-скоростной модели верхней мантии (450, 500 км). Условные обозначения см. на рис. 2.

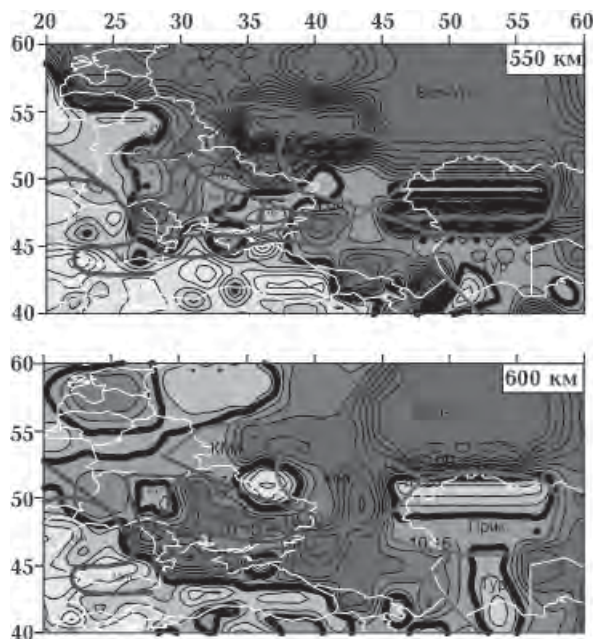


Рис. 7. Горизонтальные сечения 3D *P*-скоростной модели верхней мантии (550, 600 км). Условные обозначения см. на рис. 2.

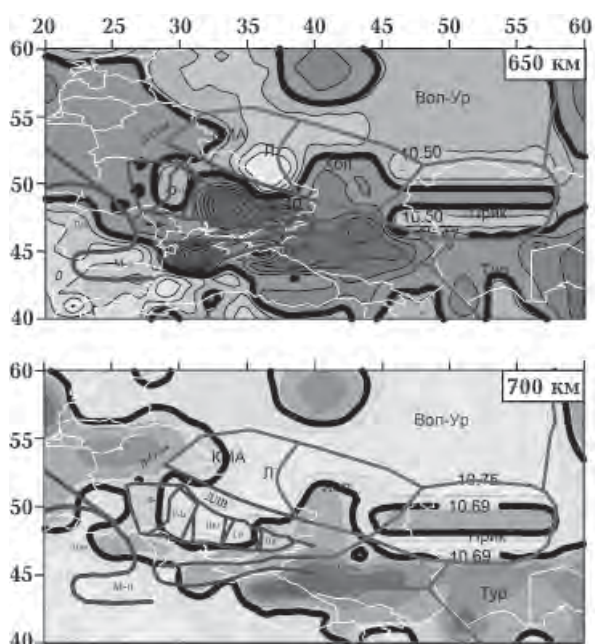


Рис. 8. Горизонтальные сечения 3D P -скоростной модели верхней мантии (650, 700 км). Условные обозначения см. на рис. 2.

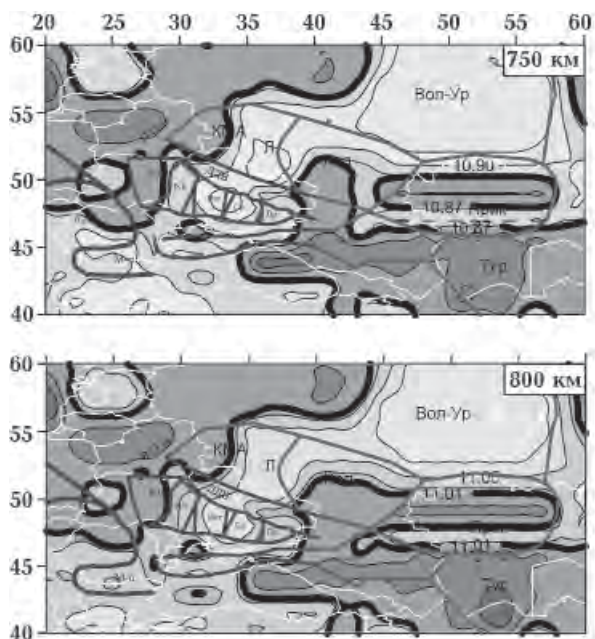


Рис. 9. Горизонтальные сечения 3D P -скоростной модели верхней мантии (750, 800 км). Условные обозначения см. на рис. 2.

(Черноморской впадины). На глубине 450—500 км четко выделяется мантийная скоростная область северо-восточного простираения, включающая северо-западный шельф Черного моря, Крым, Восточный домен, восточную часть ДДВ и Хоперский мегаблок ВКМ.

На глубине 550—650 км (рис. 7, 8) наблюдается перестройка скоростного строения переходной зоны верхней мантии при переходе к зоне раздела 1. Отмечается раздел мантии под УЩ на две части по скоростным характеристикам. На глубине 550 км к низкоскоростной части, объединенной со скоростными структурами мегаблока КМА и западной частью ДДВ, относятся Западный домен и западная часть Центрального домена. Высокоскоростная часть включает Восточный домен и восточную часть Центрального домена мантии под УЩ. На глубине 600—650 км высокими скоростями характеризуется Западный домен, низкими — Центральный и Восточный. Низкоскоростные домены на этих глубинах соответствуют скоростным характеристикам переходной зоны стабильной мантии под ВЕП.

На глубине 700—800 км (рис. 8, 9) происходит изменение окружающих УЩ скоростных структур мантии. Постепенно восстанавливается мантийная высокоскоростная область Сарматского сегмента ВЕП, объединяющая мантию под ВКМ с мантией под ДДВ и Центральным доменом УЩ. Повторяется деление на три скоростных домена, отмечаемое на уровне 50—200 км. При этом мантия под Центральным доменом УЩ со скоростными характеристиками объединена с западной частью мегаблока КМА ВКМ в отличие от глубин 50—200 км, где наблюдается объединение с восточной частью мегаблока КМА ВКМ. С глубины 750 км высокоскоростная область связана с мантией под западной частью Черного моря.

Таким образом, в мантии под УЩ и окружающими его регионами на глубине 50—800 км выделяются следующие основные скоростные области, на определенных глубинных уровнях различно соотносящиеся между собой:

- 50 км — мантия под всеми тремя доменами УЩ объединена с мантией под ДДВ и ВКМ;
- 100—400 км — Восточный скоростной домен мантии УЩ связан со скоростной областью мантии под восточной частью ДДВ и Хоперским мегаблоком ВКМ Сарматского сегмента ВЕП;
- 400—450 км — к югу от УЩ определена четкая граница между низкоскоростными характеристиками стабильной мантии под ВЕП и высокоскоростными активизированной мантии под Черным морем;
- 450—650 км — основные скоростные параметры мантии УЩ связаны со скоростными характеристиками его южного окружения (мантия под Черным морем);

- 700—800 км — в основном возобновляется связь мантии под Волго-Уралией с Сарматским сегментом ВЕП. Связующим звеном служит область ВЕП, распространяющаяся с северо-востока (мантия под Волго-Уралией) на юго-запад через Центральный домен УЩ и соединяющаяся с мантией под Черным морем. В отличие от глубины 50—250 км, соединение с мантией УЩ происходит со стороны западного мегаблока КМА ВКМ и западной части ДДВ.

Выводы. 1. Использование скоростных моделей коры, построенных по данным ГСЗ для территории УЩ, позволяет получить более достоверные сведения о скоростном строении коры и уточнить представления о верхней мантии этого региона.

2. Мантия под УЩ по скоростным характеристикам может быть разделена на три домена: Западный, Центральный и Восточный. К Западному относится Волынский и Подольский мегаблоки, к Центральной — Росинский, Бугский и Ингульский мегаблоки, западная часть Среднеприднепровского мегаблока, ограниченная Дерезоватской системой разломов, к Восточному — восточная половина Среднеприднепровского и Приазовский мегаблоки. Такое деление сохраняется для верхней мантии (50—500 км) ее переходной зоны и восстанавливается на глубине 700—800 км зоны раздела I. Для интервала глубин 550—650 км по скоростным характеристикам мантия под УЩ делится на две части. На глубине 550 км объединены Западный и Центральный низкоскоростные до-

мены, Восточный домен — высокоскоростной, на глубине 600—650 км Центральный (без западной части) и Восточный домены — низкоскоростные, Западный домен и западная часть Центрального домена — высокоскоростные.

3. Указанное деление обосновывается связью на глубине 100—250 км мантии под Волго-Уралией со скоростными структурами Сарматского сегмента ВЕП (Хоперским мегаблоком ВКМ, восточной частью ДДВ и Восточным доменом УЩ).

4. На глубине 350—600 км основное влияние на деление мантии под УЩ оказывается со стороны скоростных структур мантии под Черным морем. Указанное деление подтверждается поведением пограничной области ВЕП на данных глубинах [Цветкова, Бугаенко, 2012].

5. На глубине 700—800 км возвращается связь скоростных структур Сарматского сегмента ВЕП, УЩ и западной части Черного моря.

6. Важно отметить, что на глубине зоны раздела 1 средней мантии полностью изменяется геометрия скоростных структур исследуемого региона. Если до глубины 650 км на горизонтальных сечениях сохраняется различие в скоростных характеристиках ВЕП и Альпийско-Гималайского пояса, на глубине 650—700 км четко проявляются скоростные особенности и субширотное северо-восточное простираие переходной зоны между ними, то в сечениях 700—800 км ярко проявляется юго-западно—северо-восточная ориентация мантийных структур, секущих ВЕП и Альпийско-Гималайский пояс.

Список литературы

- Бурахович Т. К., Николаев И. Ю., Шеремет Е. М., Ширков Б. И. Геоэлектрические аномалии Украинского щита и их связь с рудопроявлениями полезных ископаемых. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 6. С. 42—63.
- Гейко В. С., Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Региональная 3-D P-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы). *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 6. С. 927—939.
- Гейко В. С., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная модель верхней мантии Украины по временам прихода P-волн. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 1. С. 3—16.
- Гинтов О. Б. Полевая геофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной модели Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 2. С. 3—27.
- Ентин В. А. Геофизическая основа Тектонической карты Украины масштаба 1:1 000 000. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 1. С. 74—84.
- Мухометов Р. Г. Задача обращения двумерной римановой метрики интегральная геометрия. *Докл. АН СССР.* 1977. Т. 32. С. 32—45.
- Пуцаровский Ю. М., Пуцаровский Д. Ю. Геология мантии Земли. Москва: Геос, 2010. 138 с.
- Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 183 с.
- Трубицын В. П. Природа границы между верхней и нижней мантией и ее влияние на конвекцию. *Физика Земли.* 2010. Т. 19. № 6. С. 2—18.

- Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. Москва: Научный мир, 2001. 606 с.
- Хаин В. Е., Ломигзе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. Москва: КДУ, 2005. 560 с.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 161—172.
- Шумлянская Л. А. Мантийные блоки и зоны повышенной проницаемости Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 2. С. 135—144.
- Шумлянская Л. А., Трипольский А. А., Цветкова Т. А. Влияние скоростной структуры коры на результаты сейсмической томографии Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 4. С. 95—117.
- Geyko V. S., 2004. A general theory of the seismic travel-time tomography. *Geofizicheskiy zhurnal* 26(1), 3—32.

Velocity divisibility of the mantle beneath the Ukrainian Shield

© Т. А. Tsvetkova, I. V. Bugaenko, L. N. Zaets, 2016

Within the limits of three-dimensional Taylor approximation P-velocity model of the mantle under the Ukrainian shield it has been shown that the mantle under it, according to its velocity characteristics, can be subdivided into 3 domains: the Western, the Central and the Eastern ones. The Volynian and Podolian mega-blocks belong to the Western domain, the Central domain includes the Ross, the Bug, the Ingul mega-blocks and the western part of the Middle-Dnieper mega-block limited by the Derezhovata fault system and the Eastern domain includes the eastern part of Middle-Dnieper mega-block and the Peri-Azovian mega-block. This division remains for the interval 50—500 km of the upper mantle, its transitional zone, and restores at the depths 700—800 km of the splitting zone 1. The mentioned division is substantiated by the connection at the depth of 100—250 km of the mantle under the Ukrainian Shield with velocity structures of the Sarmatian segment of East European Platform; at the depths of 350—600 km by the connection with velocity structures of the mantle under the Black Sea; at the depths of 700—800 km the connection of velocity structures of the Sarmatian segment of East European Platform and the western part of the Black Sea restores.

Key words: seismotomography, P-velocity model, the mantle, the Ukrainian shield.

References

- Burakhovich T. K., Nikolaev I. Yu., Sheremet E. M., Shirkov B. I., 2015. Geoelectric anomalies of the Ukrainian shield and their relation to mineral deposits. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(6), 42—63 (in Russian).
- Geyko V. S., Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., 2005. Regional 3D P-velocity model of the mantle of Sarmatia (south-west of the East European Platform). *Geofizicheskiy zhurnal* 27(6), 927—939 (in Russian).
- Geyko V. S., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2006. Three-dimensional model of the upper mantle of Ukraine at times P-wave. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(1), 3—16 (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field Tectonophysics and its Application in the Crustal Deformation Study of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Pashkevich I. K. 2010. Tectonophysical analysis and geodynamic interpretation of three-dimensional geophysical model of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(2), 3—27 (in Russian).
- Yentyn V. A. 2005. Geophysical base of the Tectonic map of Ukraine at the scale 1:1 000 000. *Geofizicheskiy zhurnal* 27(1), 74—84 (in Russian).
- Mukhametov R. G., 1977. Task of handing two-dimensional Riemannian metric integral geometry. *Doklady AN SSSR* 32, 32—45 (in Russian).
- Pushcharovskiy Yu. M., Pushcharovskiy D. Yu., 2010. Geology Earth's mantle. Moscow: Geos, 138 p. (in Russian).
- Sollogub V. B., 1986. Lithosphere of the Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Trubitsin V. P., 2010. Nature border between the upper and lower mantle and its influence on convection. *Fizika Zemli* 19(6), 2—18 (in Russian).
- Khain V. E., 2001. Tectonics continents and oceans. Moscow: Nauchnyy Mir, 604 p. (in Russian).

- Khain V. E., Lomidze M. G.*, 2005. Geotectonics with the Fundamental of Geodynamics. Moscow: KDU, 560 p. (in Russian).
- Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V.*, 2012. Seismic tomography of mantle beneath the East European Platform: mantle velocity boundaries. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(5), 161—172 (in Russian).
- Shumlanskaya L. A.*, 2008. Mantle blocks and zones of increased permeability of the Ukrainian shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 30(2), 135—144.
- Shumlyanskaya L. A., Tripolskiy A. A., Tsvetkova T. A.*, 2014. Crustal velocity structure effects on the results of seismic tomography of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(4), 95—117 (in Russian).
- Geyko V. S.*, 2004. A general theory of the seismic travel-time tomography. *Geofizicheskiy zhurnal* 26(1), 3—32 (in Russian).

Коррекция скоростного разреза методом имитации отжига

© М. А. Лазаренко, О. А. Герасименко, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 18 июня 2016 г.

Представлено членом редколлегии А. В. Кендзерой

Обернення годографа в 2D постановці, яке отримано скінченно-різницеvim розв'язанням ейконалу, здійснено методом імітації «відпалу» в задачі комбінаторної оптимізації для негладких і переривчастих функцій. Як цільову функцію використано годографи сейсмічних досліджень ГСЗ території України (профіль DOBRE-5). Швидкісну функцію середовища відновлювали за двовимірними опублікованими моделями швидкостей поширення P -хвиль. Детально показано тонкощі оптимального функціонування алгоритму імітації «відпалу» і режими фільтрації вихідної функції в процесі мінімізації функції вартості втрат.

Ключові слова: імітація «відпалу», рівняння ейконалу, скінченно-різницева оцінка, мінімізація функції втрат, комбінаторна оптимізація, вступ повздовжніх хвиль, розв'язок прямої задачі, ГСЗ, функція вартості втрат, ітерація, обернення годографу.

Классическая задача сейсмической томографии [Нолет, 1999] рассматривает среду в виде сеточной области, формируемую ячейками с постоянной скоростью (медленностью), и ограниченного числа наблюдаемых годографов. Зависимость между вектором времен пробега \mathbf{t} и медленностью \mathbf{s} может быть записана в матричной форме:

$$\mathbf{A}\mathbf{s} = \mathbf{t}, \quad (1)$$

где \mathbf{A} — $m \times n$ матрица, элементы которой — сегменты сейсмического луча; A_{ij} — длина сегмента i -го луча в j -й ячейке; m — вектор \mathbf{t} ; обозначает время пробега i -го луча или отличие этого времени от такового в некоторой идеализированной среде. Для реальных систем в правой части системы (1) вектор \mathbf{t} заменяет его зашумленный аналог \mathbf{t}^* , с которым система уравнений (разреженная, переопределенная, несовместимая) не имеет точного решения, но всегда существует решение в смысле наименьших квадратов, для которого $\|\mathbf{A}\mathbf{s} - \mathbf{t}^*\|$ минимально, а итерационный процесс минимизации функционала (1), начиная с некоторого референц-шаблона медленности среды S_0 , осуществляет внесение поправок, обеспечивающих эту минимизацию, как в значения медленности у ячеек на пути луча, так и траекторию самого луча.

В гетерогенных средах не всегда однозначно определяется минимальное время пробега волны вдоль множества путей, соединяющих

две точки [Rawlinson et al., 2007], не говоря уже о зонах тени, где такой выбор, будь он произведен, может определяться локальным оптимумом. Воспользуемся формулировкой задачи, исключающей лучевой подход:

$$\mathbf{F}(\mathbf{s}) = \mathbf{t}, \quad (2)$$

а обращение годографа \mathbf{t} , полученного конечно-разностным решением уравнения эйконала [Vidale, 1988], осуществим методом имитации отжига [Metropolis et al., 1953] в задаче многомерной оптимизации:

$$\mathbf{F}(\mathbf{s}) - \mathbf{t} = \delta \mathbf{t}, \quad (3)$$

моделирующим минимизацию функции потерь $\delta \mathbf{t}$ уменьшением энергии при остывании металла [Kirkpatrick et al., 1983; Černý, 1985].

Таким образом, задача обращения годографа в настоящей 2D постановке состоит из следующих элементов: 1) «организация» наблюдаемого годографа в качестве целевой функции оптимизации; 2) решение прямой задачи распространения продольной сейсмической волны в среде, представленной сеточной областью, с заданными значениями медленности в каждой квадратной ячейке; 3) минимизацией невязки между целевой функцией и решением прямой задачи.

Конечно-разностная оценка первых вступлений. Времена пробега упругих волн в коротковолновом приближении удовлетворяют ре-

шению уравнения эйконала [Бабич и др., 1972; Nowack, 1992], связывающему градиент времени распространения волны с медленностью в среде распространения, конечно-разностным приближением уравнения эйконала, используя прямое вычисление времен пробега плоских и/или сферических фронтов, методы осуществления которого предложены во многих публикациях [Van Trier, Symes, 1991; Kim, 1992; Cao, Greenhalgh, 1994; Mo, Harris, 2002; Qian, Symes, 2002; Levievt et al., 2011]. Для вычисления первых вступлений сейсмических волн воспользуемся схемой «расширяющегося квадрата» [Vidale, 1988] решения двумерного уравнения эйконала:

$$(t_x)^2 + (t_z)^2 = s^2(x, z), \quad (5)$$

где $s^2(x, z)$ представляет двумерную сеточную область медленности, подстрочные индексы — частные производные по координатным осям x и z соответственно.

Слагаемые левой части уравнения (5) могут быть представлены в конечно-разностной форме по схеме для источника, приведенного на рис. 1:

$$t_x = \frac{1}{2h} \left[(t_{i,j} + t_{i+1,j}) - (t_{i,j+1} + t_{i+1,j+1}) \right], \quad (6)$$

$$t_z = \frac{1}{2h} \left[(t_{i,j} + t_{i,j+1}) - (t_{i+1,j} + t_{i+1,j+1}) \right]. \quad (7)$$

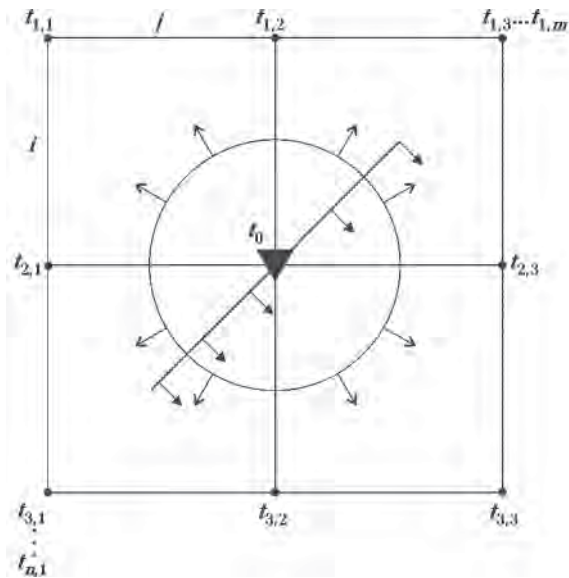


Рис. 1. Схема участка сеточной области, содержащего источник колебаний, фронты локальной плоской и сферической волн.

Подставив уравнения (6) и (7) в (5), получим оценку времени прихода фронта плоской волны к узлу t_{33} , либо, используя очевидную перестановку, к любому из угловых узлов согласно рис. 1:

$$t_{i+1,j+1} = t_{i,j} + \left[2(hs)^2 - (t_{i+1,j} + t_{i,j+1})^2 \right]^{1/2}, \quad (8)$$

где, согласно [Quin et al., 1992], в обозначениях рис. 1

$$\mathbf{s} = \frac{1}{4} (s_{i,j} + s_{i,j+1} + s_{i+1,j} + s_{i+1,j+1}). \quad (9)$$

В областях, где форма волнового фронта ожидается отличающейся от плоского, особенно в окрестностях источника, рассматриваемого как центр кривизны фронта с координатами x_0, z_0 и временем t_0 , в узлах, использованных в рис. 1 в примере с плоским фронтом, время записывается как

$$t_{i,j} = t_0 + s(x_0^2 + z_0^2)^{1/2}, \quad (10)$$

$$t_{i,j+1} = t_0 + s[(x_0 + h)^2 + z_0^2]^{1/2}, \quad (11)$$

$$t_{i+1,j} = t_0 + [x_0^2 + (z_0 + h)^2]^{1/2}, \quad (12)$$

а время в узле t_{33} определится уравнением

$$t_{i+1,j+1} = t_0 + s[(x_0 + h)^2 + (z_0 + h)^2]^{1/2}, \quad (13)$$

в котором неизвестные x_0, t_0, z_0 получаются решением разреженной системы уравнений:

$$\begin{array}{ccc|ccc} x_0 & t_0 & z_0 & & & \\ hs^2 & t_{i,j+1} - t_{i,j} & 0 & \frac{1}{2}(t_{i,j+1}^2 - t_{i,j}^2 - h^2 s^2) & & \\ hs^2 & t_{i,j+1} - t_{i+1,j} & -hs^2 & \frac{1}{2}(t_{i,j+1}^2 - t_{i+1,j}^2) & & \\ 0 & t_{i+1,j} - t_{i,j} & hs^2 & \frac{1}{2}(t_{i+1,j}^2 - t_{i,j}^2 - h^2 s^2) & & \end{array} \quad (14)$$

В процессе вычисления времен прихода волны к очередной ячейке в уравнении (8) под корнем может сформироваться отрицательное значение либо система (14) может оказаться несовместимой. Это происходит в области закрытых отражений, когда головная волна входит в первые вступления и время ее прихода вычисляется по одномерной схеме [Mo, Harris, 2002]:

$$t_{i+1,j+1} = (t_{i,j+1}, t_{i+1,j}) + hs_{\min}, \quad (15)$$

где медленность s_{\min} выбирается минимальной из значений медленности в сопредельных ячейках или при возникновении дифракционной волны. Тогда время прихода последней в узел определится так [Podvin et al., 1991]:

$$t_{i+1,j+1} = t_{i,j} + \sqrt{2}hs. \quad (16)$$

Минимизация невязки между наблюдаемым и обрабатываемым годографами. Задача минимизации функционала (2) относится к классическим задачам комбинаторной оптимизации [Пападимитру, Стайглиц, 1985] — поиска из конечного множества решений оптимального. В нашей постановке члены такого множества решений генерируются решением прямой задачи (5), а выбор из их множества оптимального осуществляется с помощью вероятностного алгоритма, основанного на технике Монте-Карло и получившего название *имитации отжига* [Metropolis et al., 1953]. Алгоритм имитирует физические процессы, происходящие при медленном остывании расплава — отжиге и заканчивающиеся достижением термического равновесия при нулевой температуре. И только [Kirkpatrick et al., 1983], используя аналогию между медленным остыванием металла и минимизацией функции стоимости потерь, рассматривая последнюю как энергию, применил этот алгоритм в задачах комбинаторной оптимизации, в том числе для негладких и прерывистых функций.

Пусть $E_i(s)$ — невязка между целевым вектором и реализацией функции (2) в результате случайной i -й модификации некоторого параметра функции $F(s)$:

$$E_i = \frac{1}{N} \sum_N (\mathbf{t} - \mathbf{t}_i^*)^2, \quad (17)$$

где \mathbf{t} — целевой (наблюдённый) годограф; \mathbf{t}_i^* — годограф, полученный в результате i -й случайной модификации решения прямой задачи; N — количество определений времени, использовавшееся для построения годографа и равное $\text{card}(\mathbf{t})$. Вероятность того, принимается ли величина параметра, изменённая в результате модификации, или остаётся предыдущей, определяется в соответствии с распределением Гиббса [Базаров и др., 1986]:

$$P_i = \begin{cases} 1, & \text{если } E_i < E_{i-1}, \\ \exp\left(-\frac{E_i - E_{i-1}}{c_i}\right), & \text{если } E_i \geq E_{i-1}, \end{cases} \quad (18)$$

где c_i — элемент произвольно убывающей,

сходящейся к нулю последовательности, имитирующей падение температуры в расплаве, и представляющий собой управляющий параметр. Распределение (18) не гарантирует нахождения глобального минимума, но, принимая с положительной вероятностью любые величины невязки, уменьшает опасность застревания алгоритма в локальных оптимумах.

Итак, рассматривается некая геологическая среда в двумерном (x, z) сеточном приближении с постоянным значением медленности $s_{z,x}$ (обратной величине скорости) в каждой ячейке, причем $\text{grad}_z \geq 0$, а $\text{grad}_x = 0$. Такая скоростная архитектура среды конструируется заданием вектора-столбца скорости \mathbf{v}_n^T , трансформируемого в вектор медленности $\mathbf{s}_n = 1/\mathbf{v}_n$:

$$\mathbf{s}_n = (s_1, s_2, s_3, \dots)^T, \quad n = \overline{1, \text{card}(\mathbf{z})}, \quad (19)$$

где T — индекс транспонирования, количество компонент которого определяется требуемой глубиной среды и размером ячейки. Следует заметить, что размер ячейки требует особого внимания, так как коротковолновое приближение (5) налагает жесткие требования на соотношение длин волн и размеров элементов, входящих в рассматриваемый макет моделируемой среды [Alford et al., 1974].

Каждый случайно выбранный элемент \mathbf{s}'_n из последовательности (19) подвергается k -кратной модификации

$$\mathbf{s}_k = \mathbf{s}'_n + \mathbf{r}_k \quad (20)$$

членами множества

$$\mathbf{r}_k = (r_1, r_2, r_3, \dots), \quad k = \overline{1, K}, \quad (21)$$

формируемого из случайных величин, равномерно распределённых в интервале $[-a; +a]$.

Для каждой k -й модификации путем решения прямой задачи (2) рассчитывается годограф, оценивается, согласно (17), невязка и формируется множество невязок E_i^k , где i — индекс шага принятия оценки невязки, а K задается оператором. В случае $E_{i-1} > \min(E_i^k)$ величина модификации медленности \mathbf{s}'_n принимается, в противном случае принятие решения основывается на второй строке уравнения (18). Здесь модификация считается состоявшейся при выполнении условия

$$\exp\left[-\frac{\min(E_i^k - E_{i-1})}{\mu c_{m-1}}\right] > q, \quad (22)$$

где q — равномерно распределённая в интер-

вале $[0;1]$ случайная величина, m — номер текущей итерации, μ — глобальный параметр, обеспечивающий скорость убывания управляющего параметра s .

Границы a интервала равномерно распределенных случайных величин, из которых формируется множество элементов r_k , используемых для модификации членов множества s_m , выбирались методом проб и ошибок по характеру поведения невязки E (17) при уменьшении в процессе «отжига» управляющего произведения μs_{m-1} .

Оптимальное функционирование алгоритма имитации отжига для решения частной задачи требует эвристического выбора величины стартового значения управляющего параметра s , обеспечивающего достаточный диапазон поиска глобального минимума системы. Кроме того, требуется задание скорости μ уменьшения параметра s , мощности множества r_k (21), а также условий модификации значения медленности s_k . Исходя из требований малого возмущения модифицируемых параметров диапазона скоростей до интересующих нас глубин, выбиралась величина параметра a и вводилось ограничение $s_k > 0$, обеспечивающее положительность значения скорости при любых модификациях.

Так как алгоритмы комбинаторной оптимизации не дают гарантии нахождения глобального минимума, то рассматриваются оценки «оптимальности» последнего на фоне неоднократных повторных запусков алгоритма с различными значениями управляющего параметра s , обеспечивающие различные стартовые позиции на поверхности функции потерь. Используются неповторяемые начальные точки генераторов случайных чисел для величин

последовательностей a , r_k , q . В качестве диагностического приема при оценке достижения минимума, а также для ограничения величины поискового пространства параметров, случайно выбираемых алгоритмом на участках медленно изменяющихся значений некоторых переменных (на так называемых плато), процесс поиска для других переменных (при низких значениях управляющего параметра) может блокироваться.

Демонстрация процедуры изложенного решения предлагается для скоростного разреза и функции времени пробега фронта самой быстрой волны, полученных по материалам DOBRE-5.

На рис. 2 приведен вид скоростной функции и пределы ее существования, а также результат решения для нее прямой задачи (8) — волновой фронт в сеточной области с шагом квадратной ячейки 1 км. Референц-годограф строился по записям вступлений сейсмических волн на профиле DOBRE-5 на пикетах 54—91, возбужденных на пункте взрыва 2. Скоростная функция восстанавливалась по 2D графическому макету скоростей P -волн [Starostenko et al., Fig. 5, 2015], представлена на рисунке в виде таблицы и для достижения требуемого сеточной архитектурой среды равномерного шага по глубине в пределах крайних значений скорости подвергалась интерполяции методом кубических сплайнов.

Для смягчения интерполяционной ошибки в законтурных узлах сеточной области источник устанавливался в координаты $x=4$, $z=4$, причем медленность в слоях с координатами x , $z < 4$ принималась одинаковой и равной таковой в «нулевом» слое, который рассматривался как виртуальная земная поверхность.

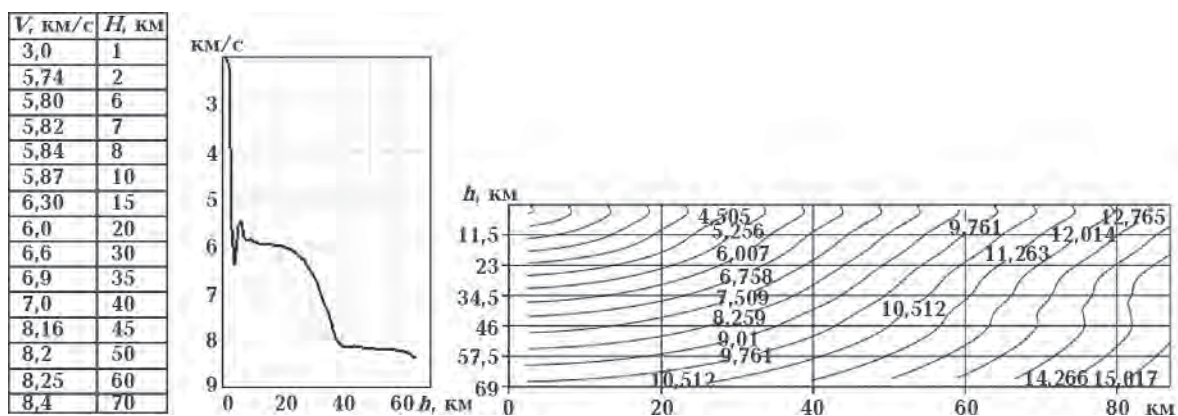


Рис. 2. Скорость продольной волны в интервале глубин 0—65 км и генерируемое для этого скоростного разреза положение во времени фронта вступления самой быстрой волны.

Для скоростного разреза, приведенного на рис. 2 и 3, показаны наблюдаемый (целевой) и сгенерированный годографы. Такое различие этих годографов может быть вызвано как неадекватностью восстановленной скоростной функции архитектуре среды, так и отличию последней от используемой нами, обладающей нулевым горизонтальным градиентом скорости.

Параметр a для интервала случайных величин в уравнении (21) принимался равным 10^{-3} . Глобальный параметр выбирался по традиции очень близким к 1 и составлял $\mu=0,9993$, причем цикл модификации всего вектора s_z рассматривался как одна итерация — один этап работы алгоритма при одном (m -м) значении μ .

При выборе для частной задачи величины начального значения управляющего параметра

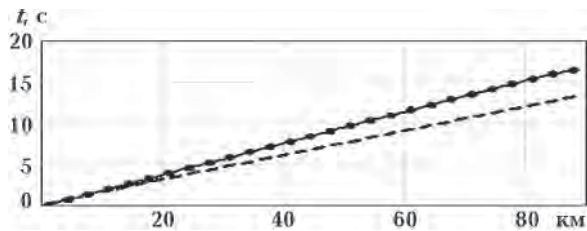


Рис. 3. Годографы на трассе в 88 км: пунктиром показан годограф, генерируемый первичной скоростной функцией рис. 2, сплошной линией — наблюдаемый референц-годограф, точками — «отожженный» годограф после 10 тысяч итераций.

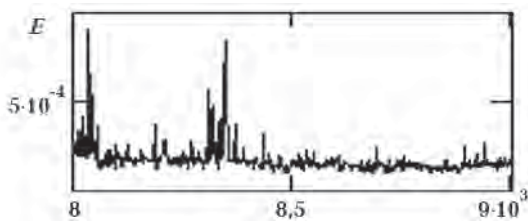


Рис. 4. Поведение среднего значения функции потерь за одну итерацию на интервале от 8 до 9 тысяч итераций.

c , скорости его убывания μ , границ диапазона a случайных величин, вносящих искажения, определяющими является оценка минимума, достигнутого алгоритмом, и время его достижения, оцениваемое количеством затраченных итераций.

На рис. 4 приведено поведение невязки E в интервале тысячи итераций в диапазоне 4—9 тысяч итераций. Характер кривой свидетельствует о сложной поверхности ошибок, изобилующей локальными минимумами, успешно преодолеваемых алгоритмом, и достижением некоего участка поверхности ошибок, который может оказаться как глобальным минимумом, так и протяженным ущельем либо обширным плато.

Прямое сравнение в разумном масштабе годографов наблюдаемого и моделируемого малоинформативно, что видно по рис. 3, но разница годографов достаточно выразительна (рис. 5).

Ошибка моделирования в основном «теле» годографа лежит в интервале $\pm 0,02c$, однако отклонения после 80 км превышают эти значения в несколько раз. Хотя эти отклонения в несколько сотых секунд вполне приемлемы при моделировании, однако выпадают из общего характера поведения разностных значений и могут быть объяснены волновым полем, показанным на рис. 6.

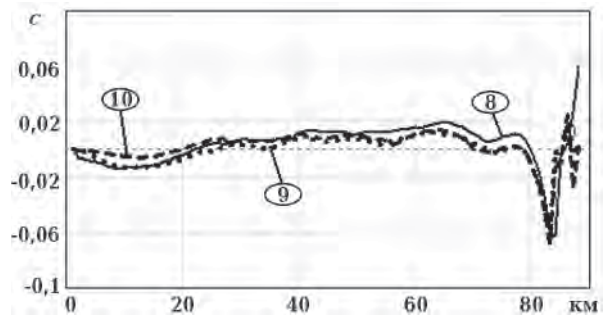


Рис. 5. Разница между референц-годографом и моделируемым после 8, 9 и 10 тысяч итераций.

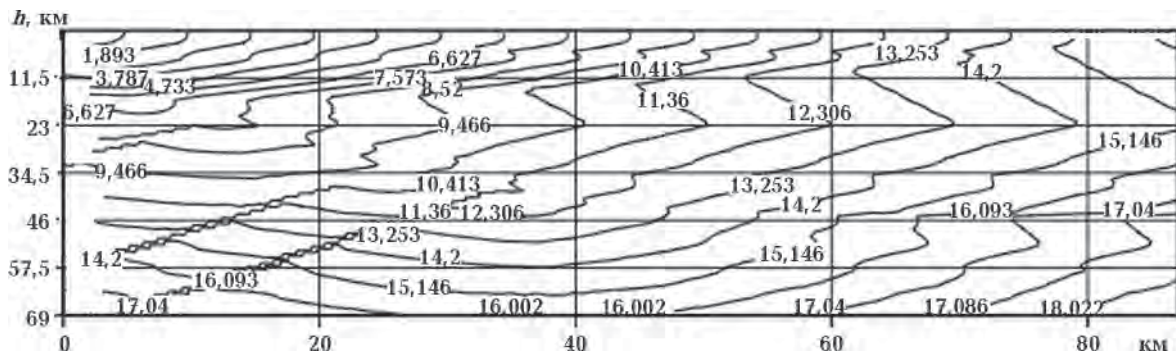


Рис. 6. Макет фронтов продольных волн после 10 тысяч итераций работы модели.

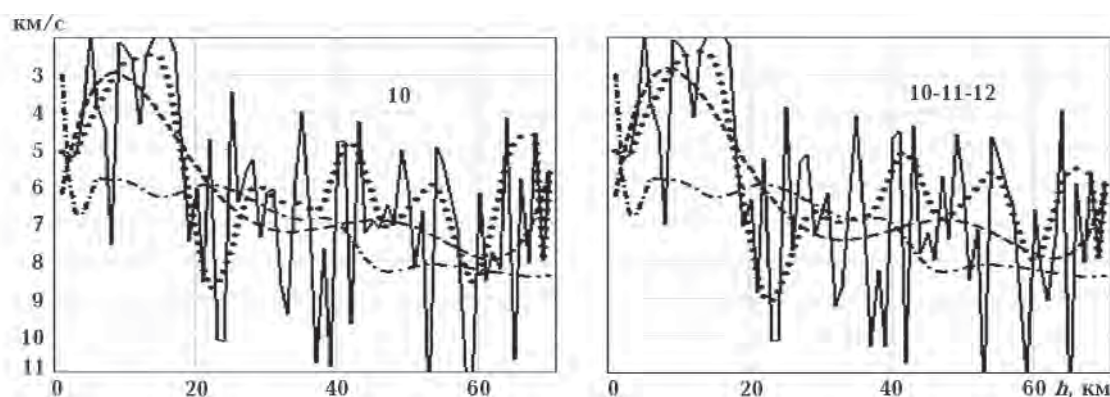


Рис. 7. Функция скорости: сплошная — на выходе алгоритма после окончания итераций, точки — фильтр ошибок Гуэрра, пунктир — аппроксимация полиномом 5-й степени, штрих-пунктир — форма начальной скоростной кривой.

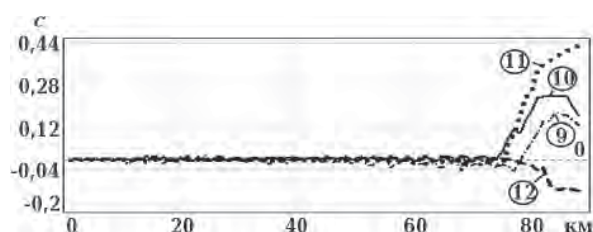


Рис. 8. Искажения времен пробега фронтов продольных волн, вызванные фильтрацией функции скорости, полученной после 9, 10, 11 и 12 тысяч итераций.

В правой верхней части макета разреза волнового поля можно наблюдать участок фронта волны с повышенной скоростью, определяемой по коррелируемым минимумам времен вступления фронта волны, которая выходит в первые вступления в районе 80 км. Такое объяснение выброса, фиксируемого на рис. 5, кажется нам вполне правдоподобным.

Работа алгоритма в режиме фильтрации функции скорости. Имитация отжига является нелинейной процедурой оптимизации, использующей случайный поиск для ее реализации и принимающей произвольные величины случайных возмущений, что может привести к появлению нереальных значений наряду с существенным улучшением поиска глобального минимума [Goffe et al., 1994], т. е. приходится ожидать выходную функцию с высоким уровнем шума. Для смягчения такой ситуации используются различные подходы. Так, в работе [Ammon, Vidale, 1993] использовался фильтр высоких частот со случайной в процессе вычислений вариабельностью полосы фильтрации, позволяющий удерживать максимальную амплитуду любого возмущения в пределах 1% фоновых значений.

Для входных возмущений было использовано очевидное ограничение $s_k > 0$ (20), а для

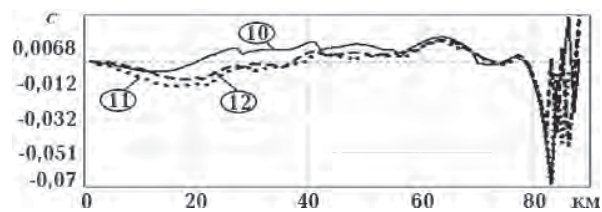


Рис. 9. Невязка между референц-годографом и моделируемым после 10, 11 и 12 тысяч итераций.

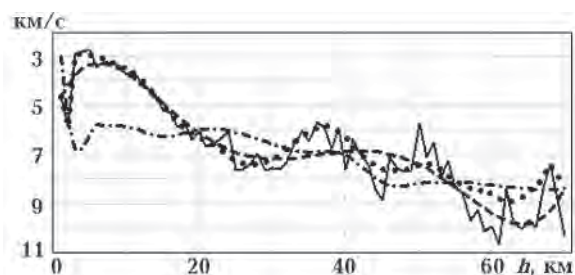


Рис. 10. Работа алгоритма в режиме фильтрации функции скорости после каждой тысячи итераций. Аппроксимация функции скорости после 10 тысяч итераций: сплошная — на выходе алгоритма после окончания итераций, точки — фильтр ошибок, пунктир — аппроксимация полиномом 5-й степени, штрих-пунктир — форма начальной функции скорости.

скоростной функции на выходе алгоритма применялся фильтр ошибок [Guerra, Taria, 1974]. Кроме того, осуществлялось ограничение поискового пространства путем выбора стартовых значений управляющего параметра и ограничением модифицируемых параметров, а также путем запрета роста каждого на величину % от стартового значения. На рис. 7 приведены результаты аппроксимации и сглаженные значения функции скорости после 10 тысяч итераций и эти же средние значения результатов 10, 11 и 12 тысяч итераций.

Был опробован и другой режим аппроксимации, состоящий в проведении промежу-

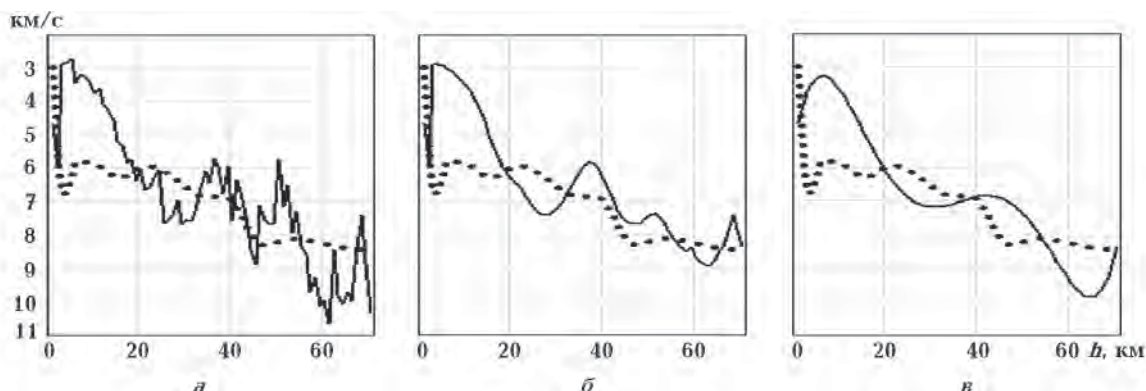


Рис. 11. Результат применения актов фильтрации функции скорости после каждой последующей 1-й тысячи итераций. Сплошная кривая — среднее результатов аппроксимации скорости после 10 (а), 11 (б) и 12 тысяч итераций (в). Точки — первичная функция скорости.

точных актов фильтрации функции скорости после каждой последующей тысячи итераций. Оценка приемлемых искажений годографа, вызываемых таким фильтрационным режимом результатов оценки функции скорости, показана на рис. 8—10. Графики осредненных значений аппроксимации функции скорости после 10 тысяч итераций приведен на рис. 11.

Референц-годограф для встречного профиля по отношению к ранее рассматриваемому длиной 187 км строился для пункта взрыва 7 на пикетах 170—82 в пределах $\lambda=35,98\div 33,61^\circ$. Так как размеры сеточной области определяются глубиной, известной для данного блока скоростной функции и длиной годографа, то для рассматриваемого годографа нижняя граница сеточной области на глубине 65 км (самому глубокому доступному нам значению скорости) может генерировать фантомные фазы волн, что

приведет к построению экзотической структуры распределения скоростей. Чтобы избежать или, по крайней мере, уменьшить возможность такого сценария, после 65 км глубины функция скорости искусственно продлена до 95 км с увеличением значений по 0,1 км/с для каждого последующего интервала в 5 км, что показано в таблице рис. 12 ниже пунктирной линией.

Работа алгоритма отжига для встречного направления распространения сейсмических волн в общих чертах наследует характер предыдущего примера, но имеет некоторые особенности, объясняемые, по нашему мнению, в первую очередь различием стартовых скоростных функций, хотя и подобных, но отличающихся деталями, в частности связанными с достаточно умозрительным продолжением функции скорости на глубину. Аппроксимация алгоритмом стартовой скоростной функ-

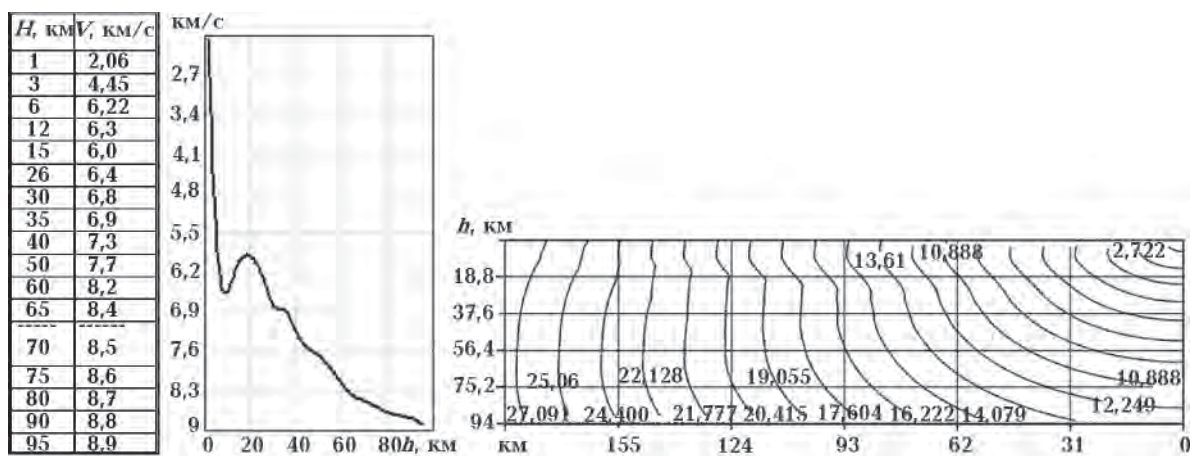


Рис. 12. Таблица значений скорости продольных волн, снятой с макета скоростного разреза вдоль профиля DOBRE-5, аппроксимация этих значений кубическими сплайнами с шагом используемой сетки (1 км) и поле времен вступления фронта самой быстрой волны для этой (стартовой) скоростной функции.

ции после 10 тысяч итераций демонстрирует хорошие результаты (рис. 13).

В настоящем примере фильтрационное сглаживание выходной функции скорости после каждого блока в тысячу итераций оказыва-

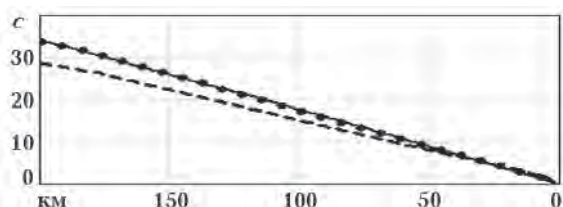


Рис. 13. Сборка годографов профиля длиной 187 км: пунктир — годограф стартовой скорости функции, сплошная — референц-годограф, точки — годограф после 10 тысяч итераций.

ет относительно сильное влияние на текущий результат аппроксимации, особенно для больших значений итераций, что видно по поведению функции невязок на примере интервалов 7—8 и 8—9 тысяч итераций (рис. 14). Но алгоритм очень эффективно ликвидирует такие искажения, показанные на рис. 15, а, формируя невязку с референц-годографом в интервале $\pm 0,25$ с, что можно считать приемлемой ошибкой аппроксимации (рис. 15, б).

На рис. 16, представленном ниже, показаны результаты решения прямой задачи при значении управляющего параметра $c=0,25$.

Рис. 17 демонстрирует результаты моделирования функции скорости после 8 тысяч итераций для рассматриваемых пикетов профиля DOBRE-5.

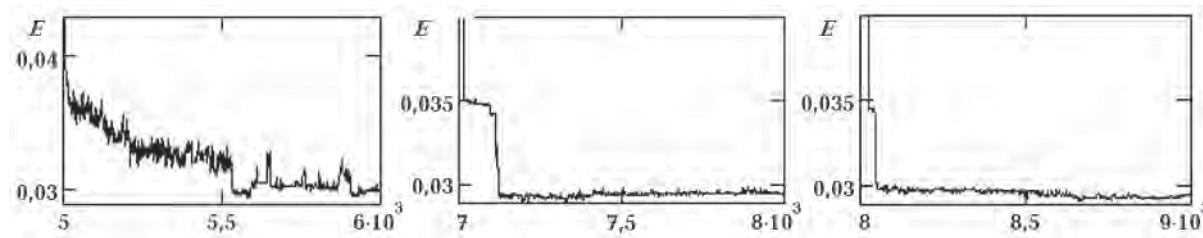


Рис. 14. Поведение среднего значения функции невязок (17) в интервале одной тысячи итераций.

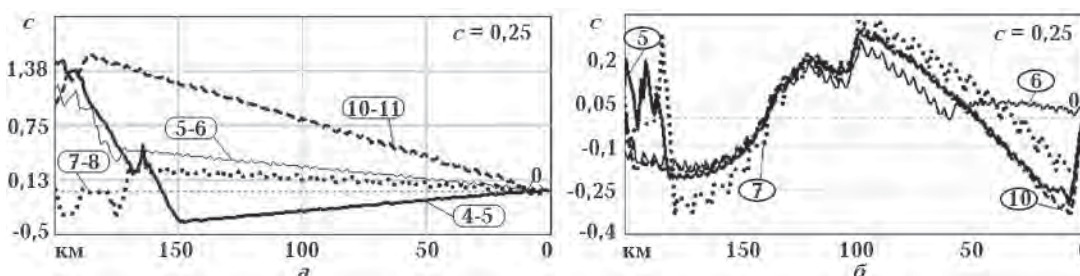


Рис. 15. Векторы невязок годографов: а — невязки, вызванные фильтрацией функции скорости для тысяч итераций, показанных в овалах; б — невязки референц-годографа с таковым, полученным в результате отжига для количества итераций, приведенных в овале.

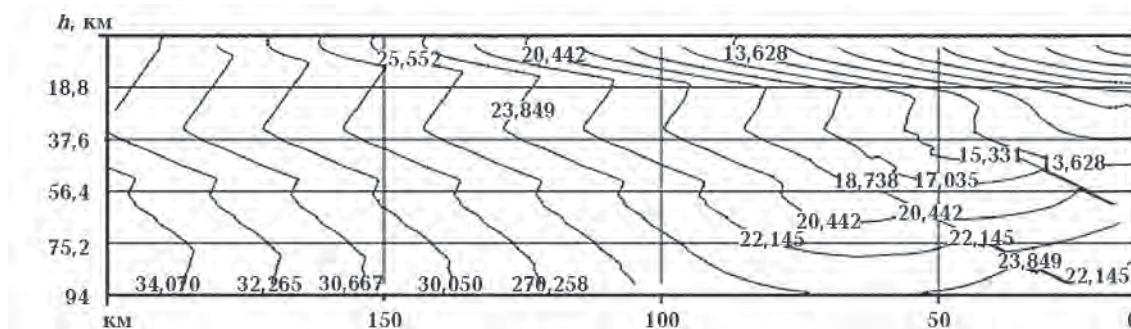


Рис. 16. Макет разреза фронтов вступления продольных волн вдоль профиля 187 км, сформированный в результате 10 тысяч итераций при стартовом управляющем параметре 0,25.

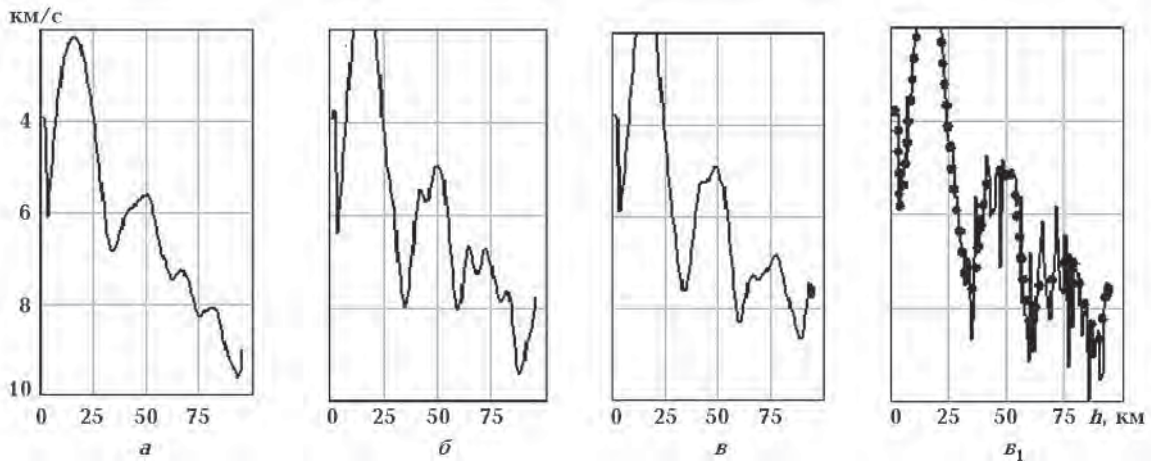


Рис. 17. «Отожженная» скоростная функция после 8 (а), 9 (б) и 10 тысяч итераций (в); сплошной линией (в₁) показан выход скоростной функции рисунка в (точка — кривая).

Для оценки моделирования скоростной функции рис. 12 был произведен запуск алгоритма отжига с различными стартовыми значениями управляющего параметра c (18). Результаты решения прямой задачи при разных значениях управляющего параметра показаны на рис. 18.

На рис. 19 показаны векторы невязок моделируемых годографов с референц-годографом

при стартовых управляющих параметрах $c=0,5$ и $c=1,0$, а также работа алгоритма в режиме фильтрации функции скорости в процессе минимизации функции стоимости потерь.

Наблюдающееся здесь увеличение ошибки моделирования на расстоянии 150 км в процессе аппроксимации функции скорости после некоторых последующих тысяч итераций может быть объяснено нарушением

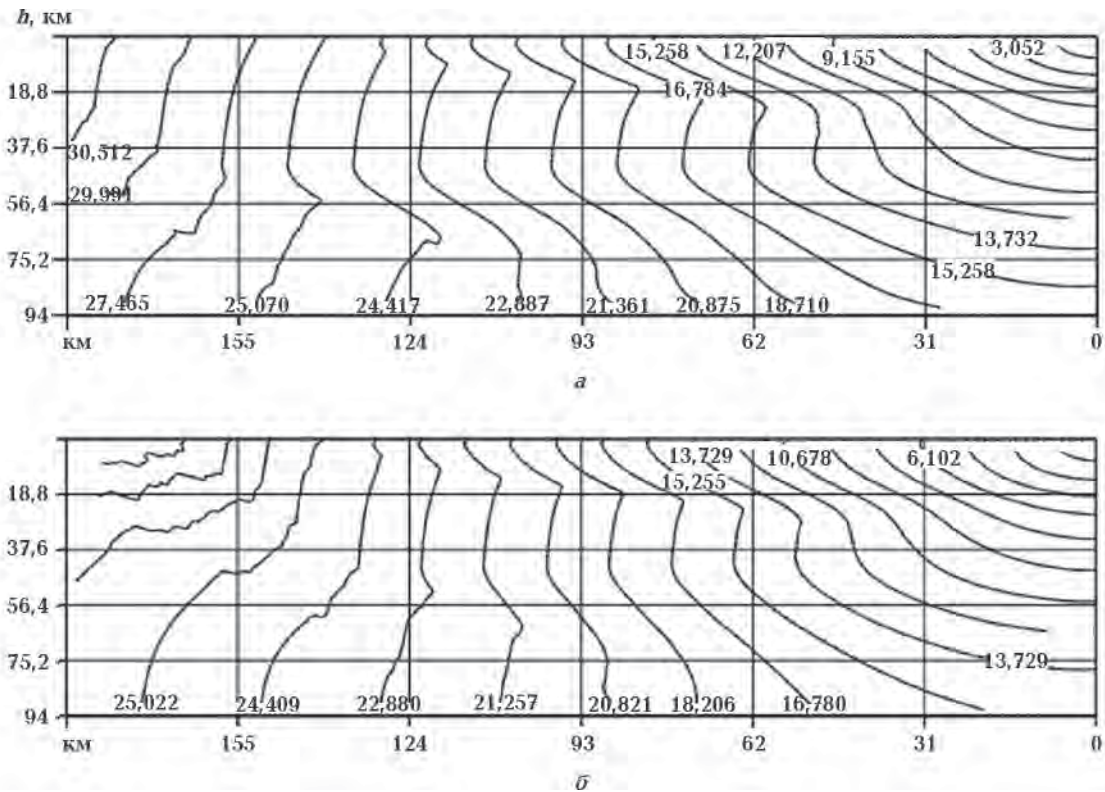


Рис. 18. Макет разреза фронтов вступления продольных волн вдоль профиля 187 км, сформированный в результате 9 тысяч итераций при стартовом управляющем параметре 0,5 (а), 1,0 (б).

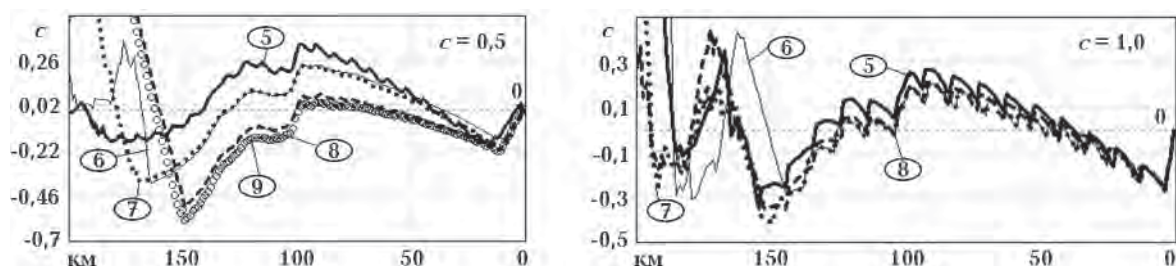


Рис. 19. Невязки годографов для циклов различных стартовых управляющих параметров, вызванные фильтрацией функции скорости на границе блоков в тысячу итераций, не подвергавшихся фильтрации.

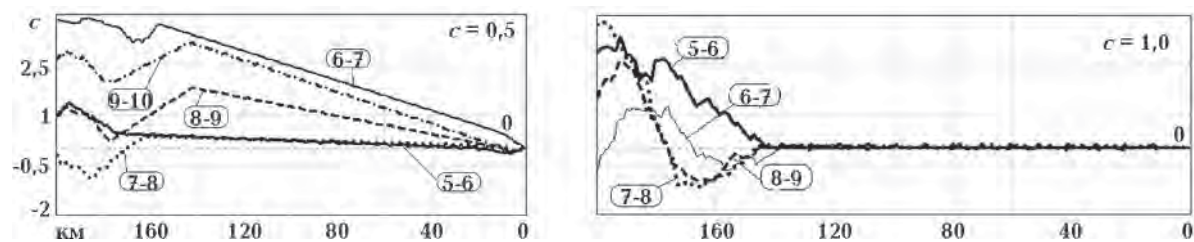


Рис. 20. То же, что и рис. 15, а, но при других стартовых значениях управляющего параметра c .

границ поискового пространства глобального минимума на сложной поверхности функции потерь E_i^k , что требует коррекции величины стартового значения управляющего параметра c и глобальных констант отжига — скорости его убывания μ , границ диапазона a случайных величин, мощности множества r_k . Заметим, что для рассмотренных выше величин стартового параметра c , ответственного за достаточный диапазон поиска глобального минимума системы, даже при значительном «разбросе» работы алгоритма ошибки моделирования годографа исчисляются секундами. Этому содействует использование в алгоритме отжига разных режимов аппроксимации, в том числе и режима фильтрации функции скорости с оценкой искажений годографа, вызываемых

таким фильтрационным режимом. При этом в вопросе выбора оптимального из конечного множества модифицированных годографа и скоростной функции, восстановленных из наблюдаемого годографа, оценка «оптимальности» рассматривается на фоне неоднократных повторных запусков алгоритма отжига.

Приведенные примеры обращения выбранных случайно годографов, призванного удовлетворить общие условия роста скорости с глубиной, дают представление, о том, что для любого годографа по предложенному алгоритму можно подобрать скоростной разрез, задав его в качестве референц-модели. Практическое применение метода имитации отжига даст материал для ответа на множество возникших в процессе реализации алгоритма вопросов.

Список литературы

- Бабич В. М., Булдырев В. С. Асимптотические методы в задачах дифракции коротких волн. Москва: Наука, 1972. 455 с.
- Базаров И. П., Геворкян Э. В., Николаев П. Н. Термодинамика и статистическая физика. Теория равновесных систем. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 312 с.
- Нолет Г. Сейсмическая томография. Москва: Мир, 1990. 415 с.
- Пападимитру Х., Стайглиц К. Комбинаторная оптимизация: алгоритмы и сложность. Москва: Мир, 1985. 512 с.
- Хаттон Л., Уэргунтон М., Мейкин Дж. Обработка сейсмических данных. Москва: Наука, 1986. С. 285.
- Ammon C. J., Vidale J. E., 1993. Tomography without Rays. *Bull. Seysmol. Soc. Am.* 83(2), 509—528.
- Alford R. M., Kelly K. R., Booret D. M., 1974. Accuracy of finite-difference modeling of the acoustic wave equations. *Geophysics* 39(6), 834—842.

- Cao S., Greenhalgh S., 1994. Finite-difference solution of the eiconal equation using an efficient, first arrival, wavefront tracking scheme. *Geophysics* 59(4), 632—643.
- Černý V., 1985. Thermodynamical approach to the traveling salesman problem: An efficient simulation algorithm. *J. Optim. Theor. Appl.* 45, 41—51.
- Goffe W. L., Farrier G. D., Rogers J., 1994. Global optimization of statistical functions with simulated annealing. *J. of Econometrics* 60, 65—99.
- Guerra V., Tapia R. A., 1974. A local procedure for error detection and data smoothing. MRC Technical Summary Report 1452, Mathematics Research Center, University of Wisconsin, Madison.
- Kim S. D., 1992. Eiconal solvtrs: first-arrival traveltimes. *Geophysics* 57(4), 632—643.
- Kirkpatrick S., Gelatt C. D., Vecchi M. P., 1983. Optimization by simulated annealing. *Science* 220, 671—680.
- Levievre P. G., Farquharson C. G., Hurich C. A., 2011. Inversion of first-arrival seismic traveltimes without rays, implemented on unstructured grids. *Geophys J. Int.* 185, 749—763. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.04964.x.
- Metropolis N., Rosenbluth F., Rosenbluth V., Teller A., Teller E., 1953. Equation of State Calculation by Fast Computing Machines. *J. Chem. Phys.* 21, 1087—1092.
- Mo L.-W., Harris J. M., 2002. Finite-difference calculations of direct arrival travel times and amplitudes. *Geophysics* 59(5), 167—176.
- Nowack R. L., 1992. Wave fronts and solutions of the eikonal equation. *Geophys. J. Int.* 110, 55—62. doi: 10.1111/gji.1992.
- Podvin P., Lecomte I., 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophys. J. Int.* 105, 271—284.
- Qian J., Symes W. W., 2002. An adaptive finite-difference method for traveltimes and amplitudes. *Geophysics* 67(1), 167—176.
- Qin F., Luo Y., Olsen K. B., Cai W., Schuster G. T., 2002. Finite-difference solution of the eikonal equation along expanding wavefronts. *Geophysics* 67(4), 1225—1231.
- Rawlinson N., Sambridge M., Rickwood P., Sommacal S., 2007. Automatic differentiation in geophysical inverse problems. *Geophys. J. Int.* 170(1), 1—8.
- Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2015. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophys. J. Int.* 201(1), 406—428.
- van Trier J., Symes W. W., 1991. Upwind finite-difference calculation of traveltimes. *Geophysics* 56(6), 812—821.
- Vidale J., 1988. Finite-difference calculation of travel times. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78(6), 2062—2076.

Correction of velocity profile by the method of imitation of annealing

© М. А. Лазаренко, О. А. Герасименко, 2016

Reversal of hodograph in 2D formulation, obtained by finite-difference solution of eikonal has been put into practice by the method of imitation of «annealing» in the problem of combinatorial optimization for uneven and interrupted functions. Hodographs of seismic studies of DSS of the territory of Ukraine (profile DOBRE-5) have been used as a target function. Velocity function of the medium was restored by two-dimensional published models of *P*-waves velocities. Refinements of optimal functioning of the algorithm of «annealing» imitation and of regime of initial function filtration during the process of minimization of the function of losses value are presented in details.

Key words: method of imitation of annealing, «eikonal» equation, finite-difference valuation, minimization of function of losses, combinatorial optimization, arrivals of longitudinal waves, solution of direct problem, DSS, function of the losses value, iteration, hodograph.

References

- Babich V. M., Buldyrev V. S.*, 1972. Asymptotic methods in problems of diffraction of short waves. Moscow: Nauka, 455 p. (in Russian).
- Bazarov I. P., Gevorkyan E. V., Nikolaev P. N.*, 1986. Thermodynamics and Statistical Mechanics. The theory of equilibrium systems. Moscow: Publ. MSU, 312 p. (in Russian).
- Nolet G.*, 1990. Seismic tomography. Moscow: Mir, 415 p. (in Russian).
- Papadimitru Kh., Stayglits K.*, 1985. Combinatorial Optimization: Algorithms and complexity. Moscow: Mir, 512 p. (in Russian).
- Hutton L., Uerdipton M., Makin J.*, 1986. Processing of the seismic data. Moscow: Nauka, 285 p. (in Russian).
- Ammon C. J., Vidale J. E.*, 1993. Tomography without Rays. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83(2), 509—528.
- Alford R. M., Kelly K. R., Booret D. M.*, 1974. Accuracy of finite-difference modeling of the acoustic wave equations. *Geophysics* 39(6), 834—842.
- Cao S., Greenhalgh S.*, 1994. Finite-difference solution of the eiconal equation using an efficient, first arrival, wavefront tracking scheme. *Geophysics* 59(4), 632—643.
- Černý V.*, 1985. Thermodynamical approach to the traveling salesman problem: An efficient simulation algorithm. *J. Optim. Theor. Appl.* 45, 41—51.
- Goffe W. L., Farrier G. D., Rogers J.*, 1994. Global optimization of statistical functions with simulated annealing. *J. of Econometrics* 60, 65—99.
- Guerra V., Tapia R. A.*, 1974. A local procedure for error detection and data smoothing. MRC Technical Summary Report 1452, Mathematics Research Center, University of Wisconsin, Madison.
- Kim S. D.*, 1992. Eiconal solvtrs: first-arrival traveltimes. *Geophysics* 57(4), 632—643.
- Kirkpatrick S., Gelatt C. D., Vecchi M. P.*, 1983. Optimization by simulated annealing. *Science* 220, 671—680.
- Levievre P. G., Farquharson C. G. Hurich C. A.*, 2011. Inversion of first-arrival seismic traveltimes without rays, implemented on unstructured grids. *Geophys J. Int.* 185, 749—763. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.04964.x.
- Metropolis N., Rosenbluth F., Rosenbluth V., Teller A., Teller E.*, 1953. Equation of State Calculation by Fast Computing Machines. *J. Chem. Phys.* 21, 1087—1092.
- Mo L.-W., Harris J. M.*, 2002. Finite-difference calculations of direct arrival travel times and amplitudes. *Geophysics* 59(5), 167—176.
- Nowack R. L.*, 1992. Wave fronts and solutions of the eiconal equation. *Geophys.J.Int.* 110, 55—62. doi: 10.1111/gji.1992.
- Podvin P., Lecomte I.*, 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophys. J. Int.* 105, 271—284.
- Qian J., Symes W. W.*, 2002. An adaptive finite-difference method for traveltimes and amplitudes. *Geophysics* 67(1), 167—176.
- Qin F., Luo Y., Olsen K. B., Cai W., Schuster G. T.*, 2002. Finite-difference solution of the eiconal equation along expanding wavefronts. *Geophysics* 67(4), 1225—1231.
- Rawlinson N., Sambridge M., Rickwood P., Sommacal S.*, 2007. Automatic differentiation in geophysical inverse problems. *Geophys. J. Int.* 170(1), 1—8.
- Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A.*, 2015. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophys. J. Int.* 201(1), 406—428.
- van Trier J., Symes W. W.*, 1991. Upwind finite-difference calculation of traveltimes. *Geophysics* 56(6), 812—821.
- Vidale J.*, 1988. Finite-difference calculation of travel times. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78(6), 2062—2076.

Основные сечения земной коры и верхней мантии Большого Кавказа по новым технологиям.

2. Сейсмотомография по профилям глубинного сейсмического зондирования

© С. А. Гонгадзе, Т. А. Челидзе, П. Ш. Миндели, Н. Я. Глonti, Д. К. Кириа,
О. В. Яволовская, 2016

Институт геофизики им. М. Нодия, Тбилиси, Грузия

Поступила 10 марта 2016 г.

Представлено членом редколлегии Т. П. Егоровой

Розглянуто можливість застосування методу сейсмічної томографії для обробки матеріалів глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ). Наведено порівняльні результати різних програмних забезпечень GeoGiga Seismic PRO 7.0 (Канада) і XТomo-LM (Санкт-Петербург). Показано можливість застосування томографії в комплексі з даними методу мікросейсмічних зондувань (МЗ). Виявлено подібність швидкісної картини, отриманої в результаті сейсмічної томографії, з побудованими раніше швидкісними моделями профілів ГСЗ Бакуріані—Степове і Нахичевань—Волгоград у переінтерпретації Г. О. Павленкової. Виділено основні перерізи земної кори і верхньої мантиї за томографічними розрізами. Встановлено, що покривля фундаменту є дуже порізаною, тому що весь фундамент розбитий на блоки, які обмежені мережею розломних порушень, визначених за градієнтними зонам швидкостей і роздробленості швидкісних неоднорідностей на томографічному розрізі. Потужність кори збільшується під Великим Кавказом до 60—70 км. За допомогою методів ГСЗ і МЗ проведено кореляційний аналіз профілю Цхінвалі—Ардон. Це дало змогу зробити висновок, що обидва методи доповнюють один одного.

Ключові слова: Великий Кавказ, земна кора, глибинне сейсмічне зондування, сейсмотомографія, мікросейсмічне зондування.

Введение. Изучение верхних частей разреза земной коры — одна из наиболее актуальных и достаточно сложных задач в геологии. Известно, что верхняя часть разреза имеет довольно сложное геологическое строение, характеризующееся резкой вертикальной и горизонтальной изменчивостью физико-механических свойств пород. В предыдущей статье [Гонгадзе, 2016] решались задачи выделения скоростных и плотностных неоднородностей и их связи с геологическим строением Большого Кавказа (БК). В настоящей статье на основе метода сейсмотомографии профилей ГСЗ Бакуріані—Степове, Нахичевань—Волгоград и Гали—Сафаралиев с использованием новейших компьютерных технологий рассмотрены такие геологические задачи: выделение основных слоев земной коры и верхней мантии, предполагаемых разрывных нарушений, установление корреляционной связи моделей земной коры БК в результате интерпретации работ, выполненных в разные

годы методами ГСЗ и микросейсмического зондирования (МЗ).

В современной складчатой структуре земной коры в пределах территории Грузии выделяют следующие структурно-морфологические единицы первого порядка: I — складчатая (складчато-покровная) система БК, II — Закавказская межгорная область, III — складчатая (складчато-надвиговая) система Малого Кавказа, которые, в свою очередь, состоят из геотектонических зон и подзон (рис. 1) [Гамкредидзе и др., 1977].

Метод ГСЗ (региональное изучение строения земной коры и верхней мантии) основан на регистрации на поверхности Земли искусственно возбуждаемых сейсмических волн. Применяется для тектонического районирования континентов и дна океанов с учетом особенностей строения земной коры и верхней мантии, для изучения строения и мощности осадочной толщи и структуры фундамента, а также для выявления структурных особенно-

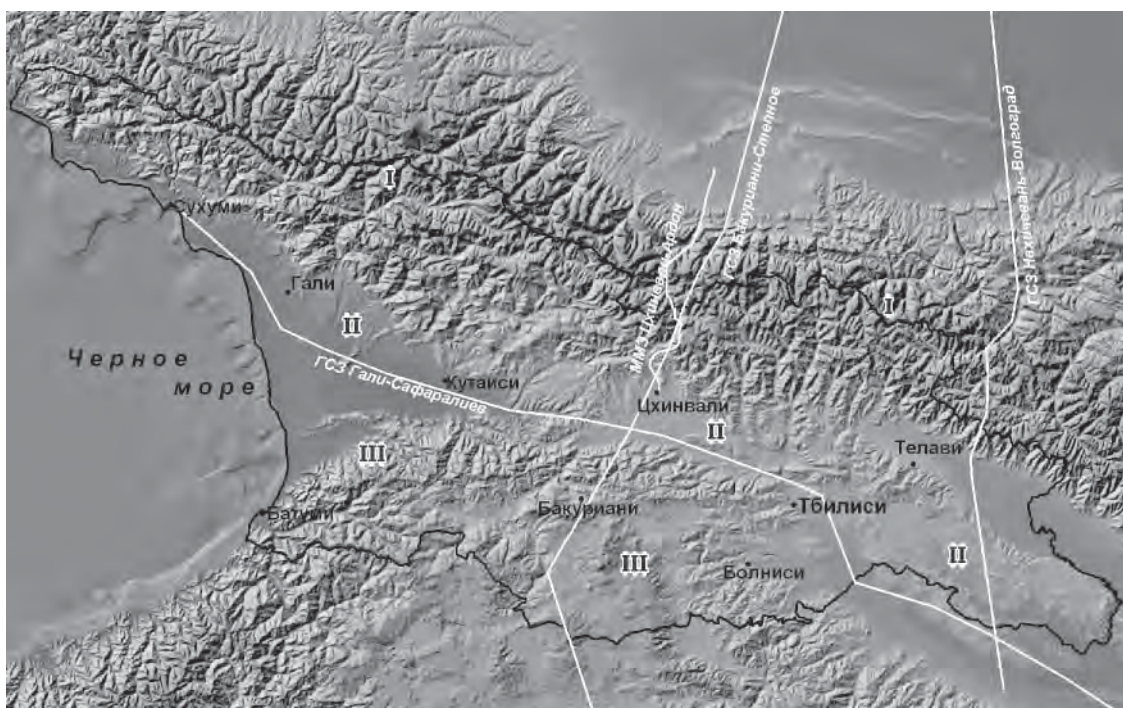


Рис. 1. Схема профилей ГСЗ и МЗ на рельефе земной поверхности.

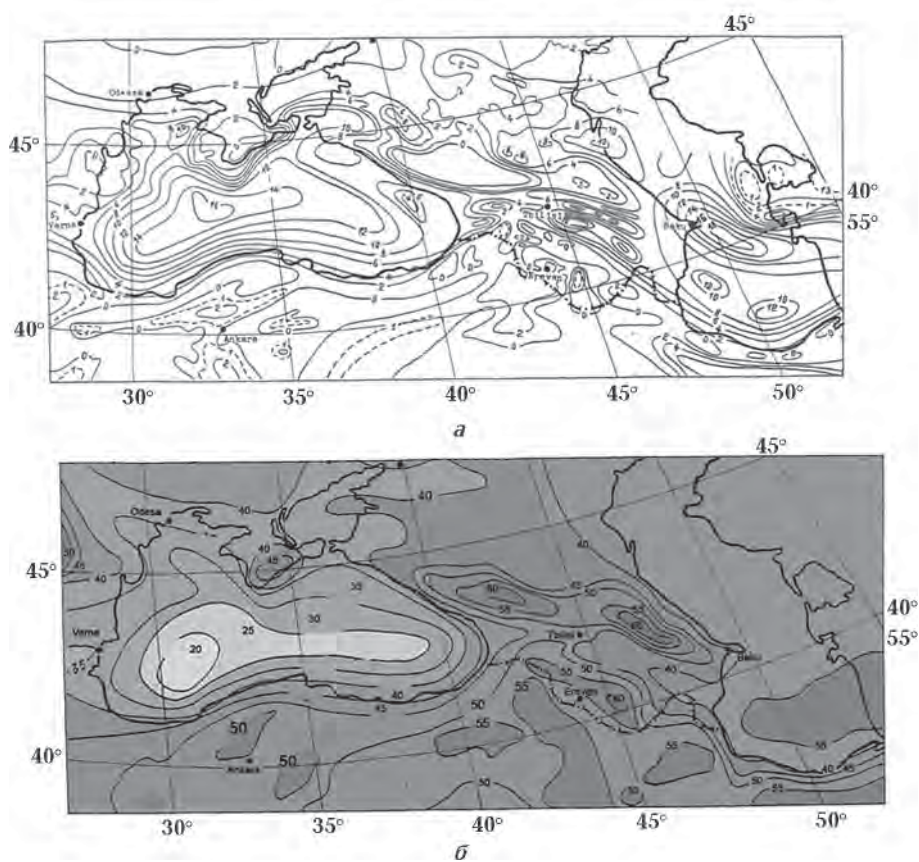


Рис. 2. Карты глубин поверхностей фундамента (а) и Мохо (б), км, по работе [Балавадзе, Шенгелая, 1961].

стей, благоприятных для образования месторождений полезных ископаемых. Профили ГСЗ Бакуриани—Степное, Нахичевань—Волгоград, Гали—Сафаралиев (его еще называют профиль «Море—Море») были отработаны организациями Министерства геологии СССР в 1960-х годах [Юров, 1963; Краснопевцева и др., 1970]. Профили Бакуриани—Степное и Нахичевань—Волгоград пересекают БК (см. рис. 1) и до сих пор остаются единственными профилями ГСЗ, секущими вкрест простирания эту крупную горную систему. Продольный профиль Гали—Сафаралиев проходит по Рионско-Куринской депрессии. Участок профиля ГСЗ по маршруту Цхинвали—Ардон фактически совпадает с профилем МЗ. Это обстоятельство предоставляет возможность провести детальное сопоставление результатов профилирования по обоим методам.

Сейсмоплотностная модель литосферы Кавказа [Балавадзе, Шенгелая, 1961] была построена для основных слоев литосферы гранитного слоя и поверхности раздела Мохо, где учитывались данные гравиметрии и интерпретации профиля ГСЗ Бакуриани—Степное (рис. 2).

Основы метода лучевой сейсмотомографии. Математической основой лучевой сейсмотомографии служит закон, сформулированный Радоном в 1917 г., который гласит, что любая непрерывная двумерная функция может быть восстановлена по ее одномерным проекциям, если число этих проекций бесконечно.

Проекции представляют собой некоторые функционалы физических характеристик среды исследований. В сейсмической томографии характеристиками обычно являются скорости сейсмических волн, поглощающие свойства среды, а проекции — это либо времена пробега, либо данные о затухании волн за счет неупругого поглощения, получаемые из наблюдений.

Рассмотрим принцип решения задачи сейсмотомографии. Параметры сейсмических волн (время прохождения, амплитуда волны), прошедших через среду, содержат информацию об этой среде. В частности, время прохождения луча по той или иной траектории равно сумме времен прохождения через элементарные интервалы (ΔS) вдоль этого луча. Если элементарные отрезки равны по длине, то время прохождения луча будет равно

$$t = \sum_i \frac{1}{V_i} \Delta S,$$

где V_i — скорость сейсмической волны вдоль луча.

Однако по $V(r)$ функции сферической модели Земли Джеффриса—Буллена возможно предсказать времена пробега с высокой точностью (0,005 %). Если длины отрезков сделать бесконечно малыми, то время распространения по i -му лучу будет равно

$$t_i = \int_{L_i} \frac{1}{V(r)} dS,$$

где $\frac{1}{V(r)}$ — медленность распространения вол-

ны на расстоянии r от начала L_i -го луча. Задержка времени определяется формулой

$$\begin{aligned} \Delta T_i &= T_i - T_i^0 = \int_{s_i} \frac{dS}{V} - \int_{s_i^0} \frac{dS}{V_0} = \\ &= \int_{s_i^0} \left(\frac{1}{V} - \frac{1}{V_0} \right) dS = - \int_{s_i^0} \frac{\Delta V(\bar{r}_i)}{V_0(\bar{r})} dS, \end{aligned}$$

где $\Delta V = V - V_0$.

Для решения томографической задачи данное выражение удобнее записывать в форме интеграла по пространственной области Ω :

$$t_i = \int_{\Omega} G_i(r) \frac{1}{V(r)} dr,$$

где $G_i(r)$ сингулярно на луче L_i и равно нулю во всей остальной части области. Приведенные формулы являются основными при решении обратных задач томографии.

Обработка и методика сейсмотомографических исследований по профилям ГСЗ. Один из важных методических вопросов при проведении итерационной томографической обработки — критерий останова, поскольку одна итерация выполняется в предположении малости возмущения ΔV . Нельзя далеко уйти от начальной скорости, но можно принять уточненную скорость (ΔV) за новое начальное приближение [Винник, 2006]. Критерием целесообразности итерирования является уменьшение невязок времени в пределах эффективной точности измерений, поскольку излишние итерации приводят к ухудшению качества получаемого решения. Основным показателем необходимости продолжения итерационного процесса служит соотношение между текущей среднеквадратичной невязкой времен пробега и погрешностью измерения первых вступлений. Если обе эти величины становятся примерно одного порядка, то некоторая слу-

чайная величина ошибки исходных данных будет интерпретироваться как регулярная невязка между теоретическими и наблюдаемыми временами пробега, что, в свою очередь, как правило, приводит к появлению хаотически расположенных ложных мелкомасштабных аномалий.

Надежность получаемого при сейсмотомографии решения данным методом во многом зависит от корректности модели первого приближения. На практике очень часто в качестве первого приближения выбирается результат решения обратной томографической задачи для случая однородной среды, рассчитанной по средней для данного разреза скорости упругих волн.

На основе имеющихся у нас материалов ГСЗ, используя программное обеспечение GeoGiga Seismic PRO 7.0 (Канада) [Geogiga..., 2009] и XТomo-LM (Санкт-Петербург) [Винник, 2006], была сделана попытка получить информацию о границах основных сечений земной коры и верхней мантии.

Годографы профилей ГСЗ были обработаны в ПО GeoGiga модулем DW Томо. В алгоритм программы заложен метод кинематической томографии нелинейного преломления волн для первых вступлений. Данная разработка включает в себя расчет кратчайшего пути трассировки лучей, используется регуляризатор Тихонова и метод Монте-Карло — нелинейный анализ неопределенностей [Zhang, Toksoz, 1998]. Решается обратная кинематическая задача томографии.

Годографы преломленных волн вводятся в программное обеспечение в виде цифровых таблиц, содержащих априорные геологические данные модели: глубины, минимальные и максимальные средние скорости среды. Количество итераций, при которых теоретическая модель, полученная методом наименьших квадратов, приближается к практической, не больше пяти. Невязка в среднем составляет до 100 мс по профилям ГСЗ.

В современной практике решения томографических задач успешное применение нашли методы улучшения заданного начального приближения. Суть заключается в следующем: выбирается опорная модель как начальное приближение. Далее производится расчет нескольких последовательных итераций, когда улучшенная модель после предыдущих итераций используется как опорная на следующей. В классе слоистых моделей, используемых в XТomo-LM, решается прямая кинематическая

задача, геометрия модели задается формой опорных линий: кровли и подошвы модели и сейсмических горизонтов [Рослов и др., 2007]. Алгоритм, используемый в XТomo-LM, основан на интегральных законах лучевой теории — принципе Гюйгенса и принципе Ферма. Адекватной сейсмической моделью для ГСЗ служит слоистая модель, волновое поле ГСЗ освещает всю толщу коры волнами разной природы. Томография на первых вступлениях дает только скоростной разрез в рамках непрерывно градиентной модели.

Особенно важно определение реальных характеристик (величин) физических свойств, в том числе скоростных параметров топографических масс, в частности центрального воздымания Главного хребта как основы фундамента осадочного покрова главного горноскладчатого сооружения Кавказского сегмента альпийского складчатого пояса. Скоростные параметры определялись в течение 50 лет прошлого века в лабораториях «Грузнефтегеофизики» на образцах, доставленных в основном из глубоких поисково-разведочных скважин, и в «Грузгеологии» на образцах, отобранных из естественных обнажений. В Институте геофизики скорости на образцах, отобранных из обнажений, определялись в ограниченном объеме.

Строение коры и верхней мантии БК по основным профилям ГСЗ. Строение коры и верхов мантии на исследованном участке региона БК по основным профилям в целом, за исключением выступающих на поверхность массивов, соответствует трехслойной стандартной модели континентального типа коры [Миндели, 1999].

Исходя из этого, тектоническая зона Главного хребта, сложенная древними магматогенно-метаморфическими породами, выделена как петроскоростная зона с максимальной скоростью 5,8—6,2 км/с, хотя данных фактического опробования мало.

При обработке годографов профиля ГСЗ Гали—Сафаралиев установлена скоростная модель Рионско-Куриной депрессии, за исключением Дзирульского массива. Осадочный слой низкоскоростной: $V_{пл.} = 3,0 \div 4,5$ км/с. Гранитный слой под осадочным чехлом в скоростном отношении относительно слабоградиентный и однородный с $V_{пл.} = 5,8 \div 6,2$ км/с. Третий, базальтовый, слой $V_{пл.} = 6,8 \div 7,5$ км/с характеризуется интенсивным нарастающим градиентом скорости. Для поверхности раздела Мохо скорость взята априори 8,0—8,2 км/с. Все эти

данные по расчету и составлению скоростных моделей приведены в монографии [Гамкрелидзе и др., 2012].

На полученных томографических разрезах ГСЗ, опираясь на скоростную модель для территории Грузии, можно провести условные границы для выделения так называемых гранитного, базальтового слоев и поверхности раздела Мохо. На рис. 3 приведена интерпретация томографии профиля Бакуриани—Степное. Томография, реализованная в ПО GeoGiga (рис. 3, б), имеет более детальный характер и позволяет провести границы более четко и выделить разломные нарушения. На модели условно выделены вышеуказанные горизонты и дополнительно горизонт в земной коре со скоростью 6,2—6,5 км/с. По нарушению целостности скоростных неоднородностей проведено несколько разломов. Томографический разрез XТомо-LM2 более сглаженный (рис. 3, а), но на обоих разделах наблюдается сходство скоростных горизонтов. По перегибам скоростных границ можно условно провести линии разрывных нарушений, которые соответствуют разломам, выделенным на томографическом разрезе ПО GeoGiga.

Сравнительный анализ проведен со скоростной моделью по профилю Бакуриани—Степное, построенной Г. А. Павленковой (2012) в новом варианте, с помощью программы лучевого моделирования Зельда. В этой программе, в отличие от используемой нами, решается прямая задача.

Анализируя профиль Бакуриани—Степное, с юга на север можно проследить следующие особенности строения земной коры и верхов мантии Кавказа. По кровле фундамента выделяются три впадины глубиной до 20 км: Куринский прогиб, впадина в центре БК и Предкавказский прогиб. Впадины на краях профиля можно не учитывать — ввиду неполной системы наблюдений распределение скоростей на краях профиля можно рассматривать как интерполяцию скорости, заложенную в программе. Кажущиеся скорости по поверхности фундамента соответствуют 6,0—6,2 км/с. В Куринской впадине выделяется блок воздымания фундамента, что, возможно, связано с кристаллическим фундаментом Дзирульского массива. На скоростном разрезе Г. А. Павленковой это также отмечается. В центральной части хребта БК наблюдается выход фундамента на поверхность, что вполне может соответствовать древнему кристаллическому ядру БК, сложенному докембрийскими и нижнесреднепалео-

зойскими метаморфическими интрузивными образованиями. Кровля фундамента имеет сильно изрезанный характер с нарушением сплошности поверхности, так как весь фундамент разбит на блоки, ограниченные сетью разломных нарушений, определенных по градиентным зонам скоростей и раздробленности скоростных неоднородностей на томографическом разрезе. Линия кровли слоя со скоростью $V_k=6,5\div 7,0$ км/с по конфигурации повторяет рельеф поверхности фундамента. Граница раздела Мохо со скоростью $V_k=8,1$ км/с несколько приподнята в южной части профиля, под БК прогибается ниже 60 км и в Предкавказском прогибе опять поднимается до глубины 30 км.

Корреляционная связь моделей на рис. 3, б, в присутствует, есть некоторое расхождение по скорости и в рисовке ограничивающих разломов, но в целом обе картины соответствуют друг другу.

При интерпретации томографии ГСЗ по профилю Нахичевань—Волгоград (рис. 4, б), как и на профиле Бакуриани—Степное, определяются те же три условных слоя. Гранитный слой на обоих профилях разбит на блоки. На профиле Нахичевань—Волгоград прослеживаются две впадины: Куринская с высокоскоростным блоком Иорского плато и Предкавказский прогиб. БК выделяется зоной повышенной расслоенности с чередованием высокоскоростных и низкоскоростных неоднородностей. Восточная зона погружения зоны Главного хребта сложена в основном граувакко-сланцевой (аспидной) толщей нижней юры и характеризуется веерообразным расположением сильно сжатых, часто изоклинальных складок, осложненных многочисленными взбросами.

Мощность земной коры на профиле Бакуриани—Степное под горами достигает 60 км, а на профиле Нахичевань—Волгоград — до 70 км. Полученный в результате лучевого моделирования скоростной разрез земной коры и верхов мантии (рис. 4, в) по профилю Волгоград—Нахичевань в интерпретации Г. А. Павленковой (2012) во многом похож на наш томографический разрез (см. рис. 4, б), наблюдается сходство скоростных границ и блоков. Разрезы по профилям, секущим горную часть Кавказа, сходны по главным особенностям строения земной коры и верхов мантии, но для них отмечаются и некоторые различия. Выделенные предполагаемые разломные зоны вполне возможно соответствуют зональному разделению БК.

Следует обратить внимание на отчетливую корреляцию форм рельефа местности с форма-

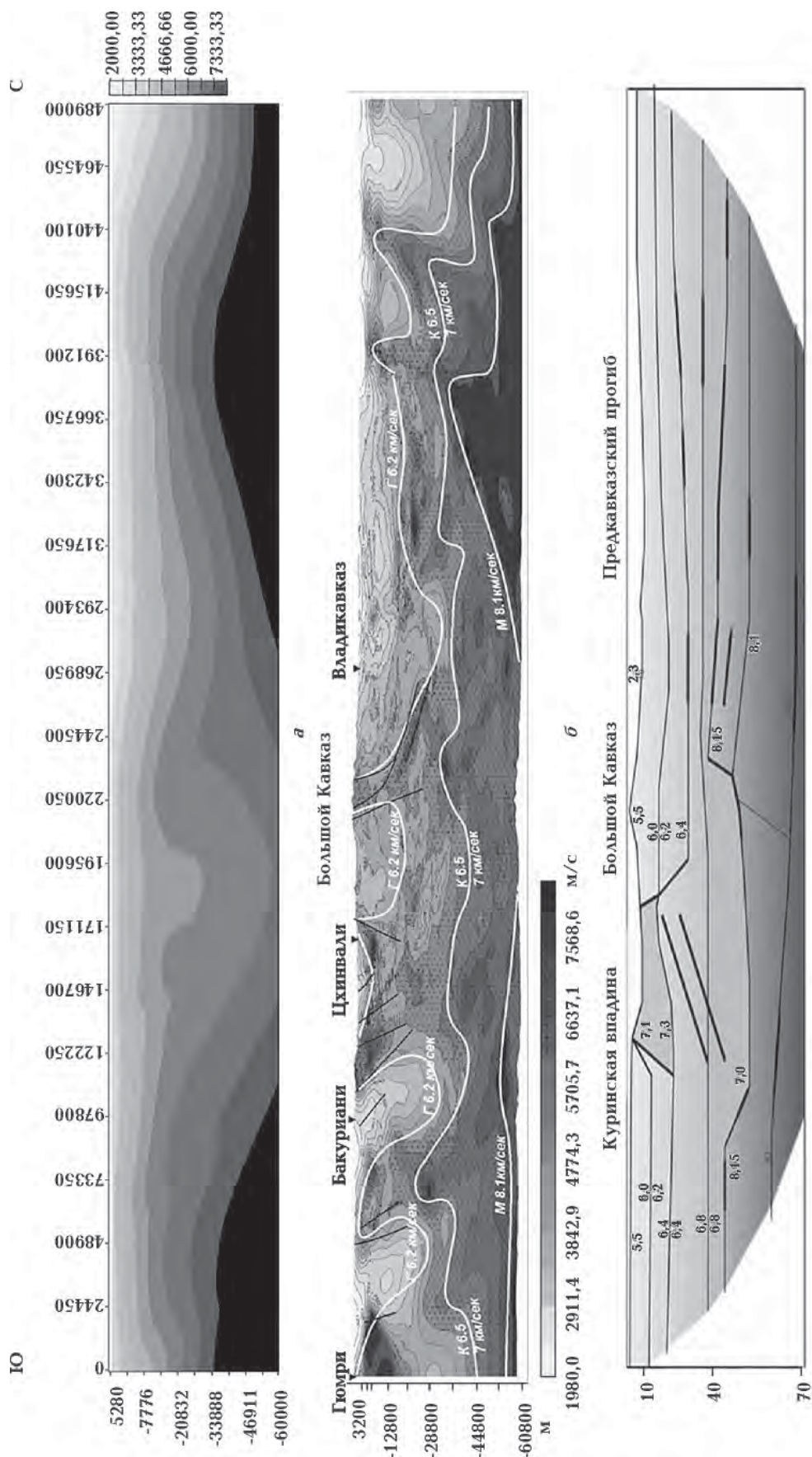


Рис. 3. Интерпретация сейсмотомографии профиля ГСЗ Бакуриани—Степное: а — томография XТomo-LM2, б — томография GeoSiga, в — скоростная модель Г. А. Павленковой, построенная с помощью SeisWide4.6.4.

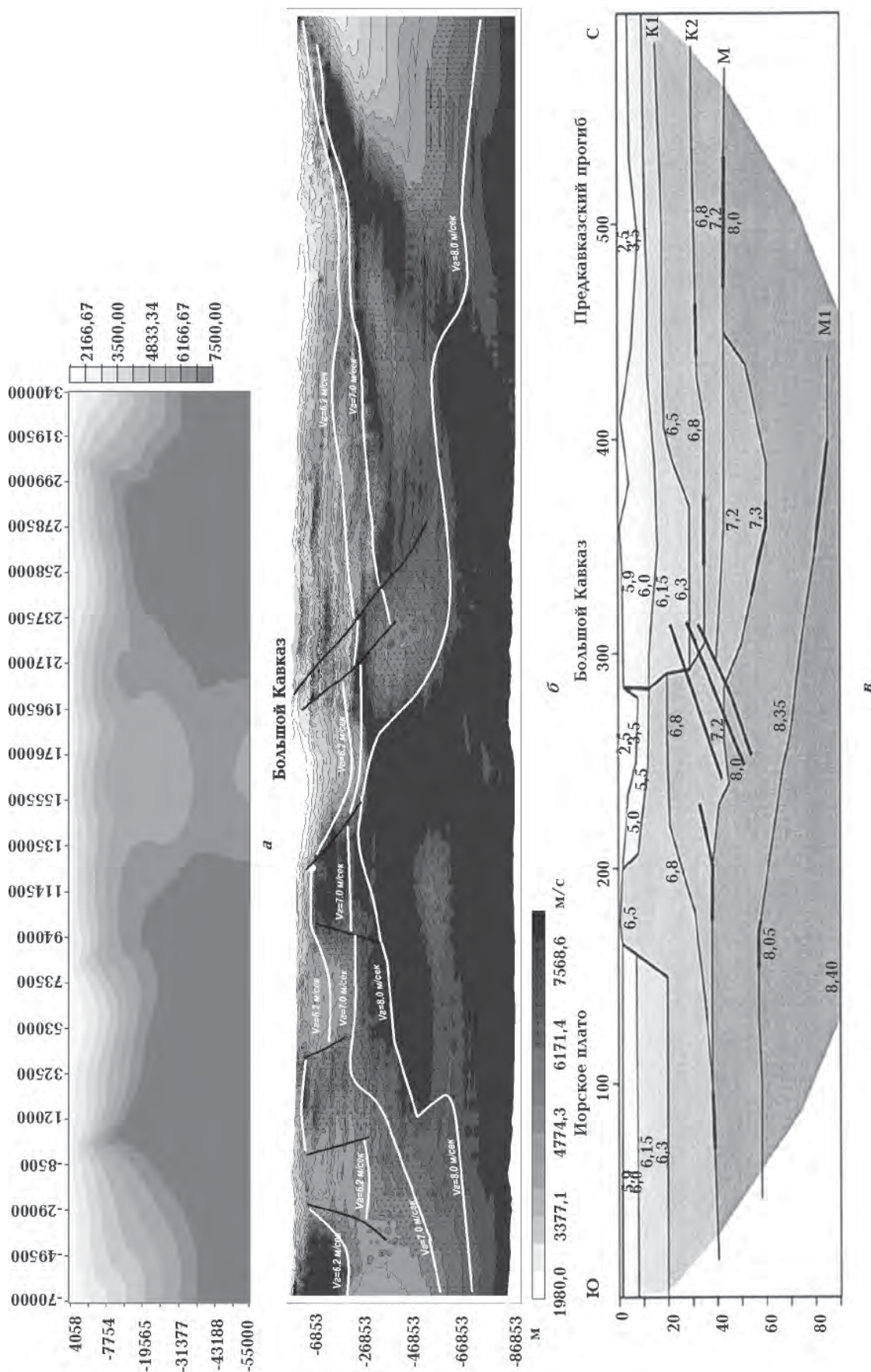


Рис. 4. Интерпретация сейсмотомографии профиля ГСЗ Нахичевань—Волгоград—Волгоград: а — томография XТomo-LM2, б — томография SeoSiga, в — скоростная модель Г. А. Павленковой.

ми рельефа кристаллического фундамента по всем профилям ГСЗ. Подобная связь наряду с результатами интерпретации тектоники может указывать на значительную унаследованность рельефа местности от рельефа кристаллического фундамента [Chelidze et al., 2012].

Для установления корреляции основных сечений земной коры и верхней мантии с поперечными профилями ГСЗ Нахичевань—

Волгоград и Бакуриани—Степное проведена интерпретация продольного профиля Гали—Сафаралиев (см. рис. 1), но имеющиеся у нас данные относятся к части профилю длиной 512 км (рис. 5).

Здесь также выделены три границы — гранитный слой ($V_k=6,2$ км/с), базальтовый ($V_k=7,0$ км/с) и поверхность раздела Мохо ($V_k=8,2$ км/с).

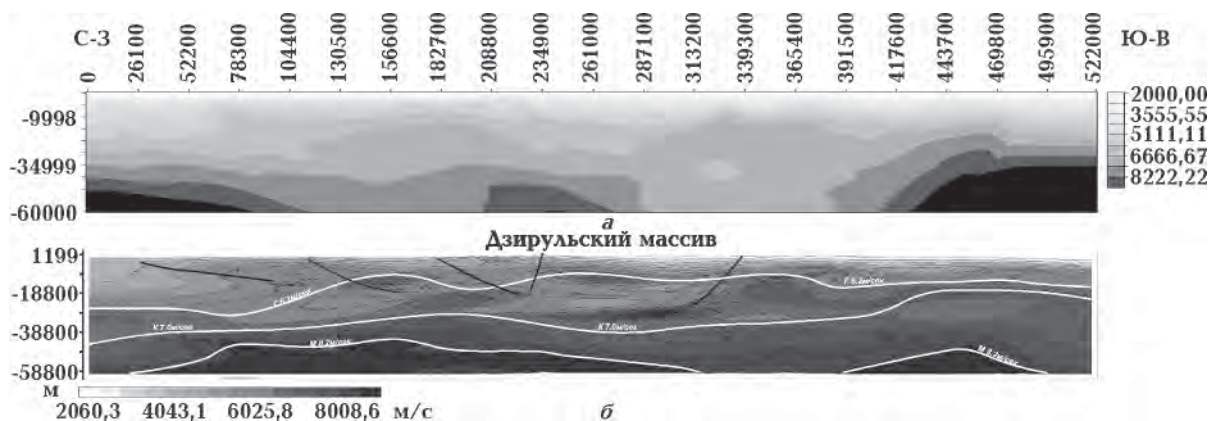


Рис. 5. Сейсмотомография ГСЗ профиля Гали—Сафаралиев: а — томография XТомо-LM2, б — томография GeoGiga.

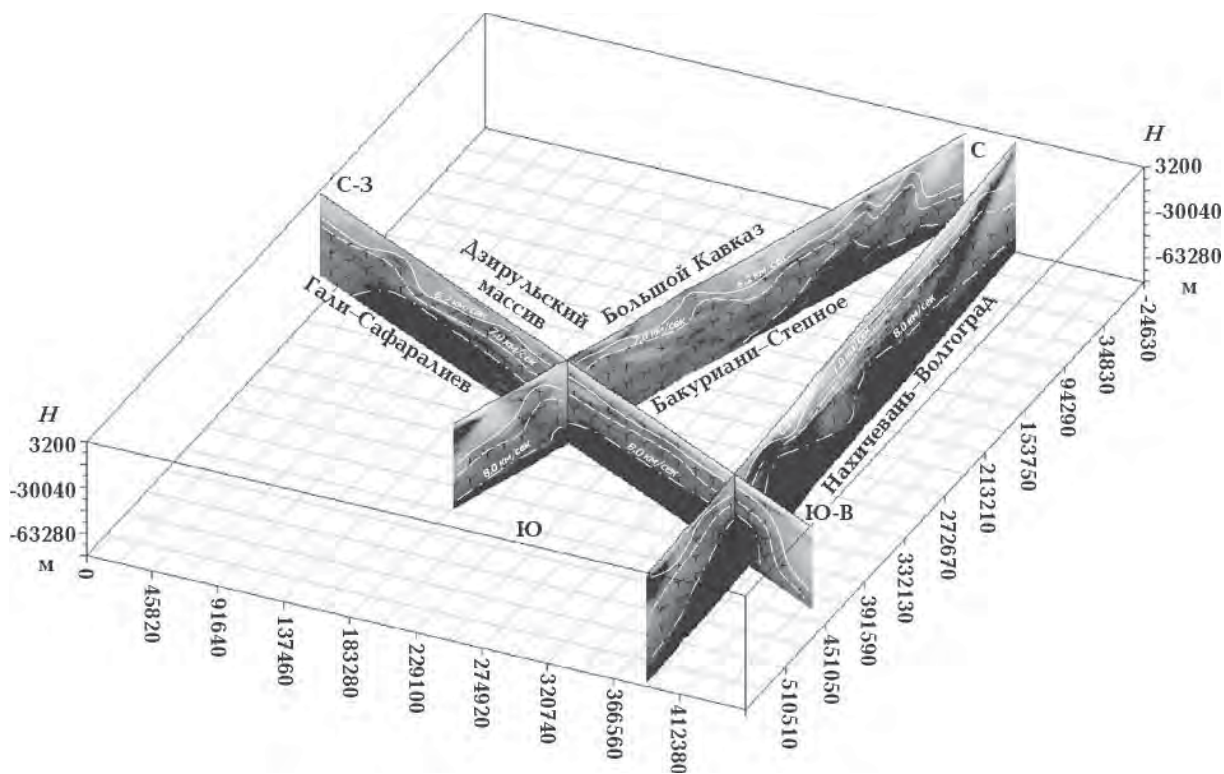


Рис. 6. Пространственное расположение профилей ГСЗ. Сплошная линия — поверхность фундамента ($V_k=6,2$ км/с); пунктирная — кровля слоя ($V_k=7,0$ км/с); штрихпунктирная — поверхность раздела Мохо ($V_k=8,0$ км/с).

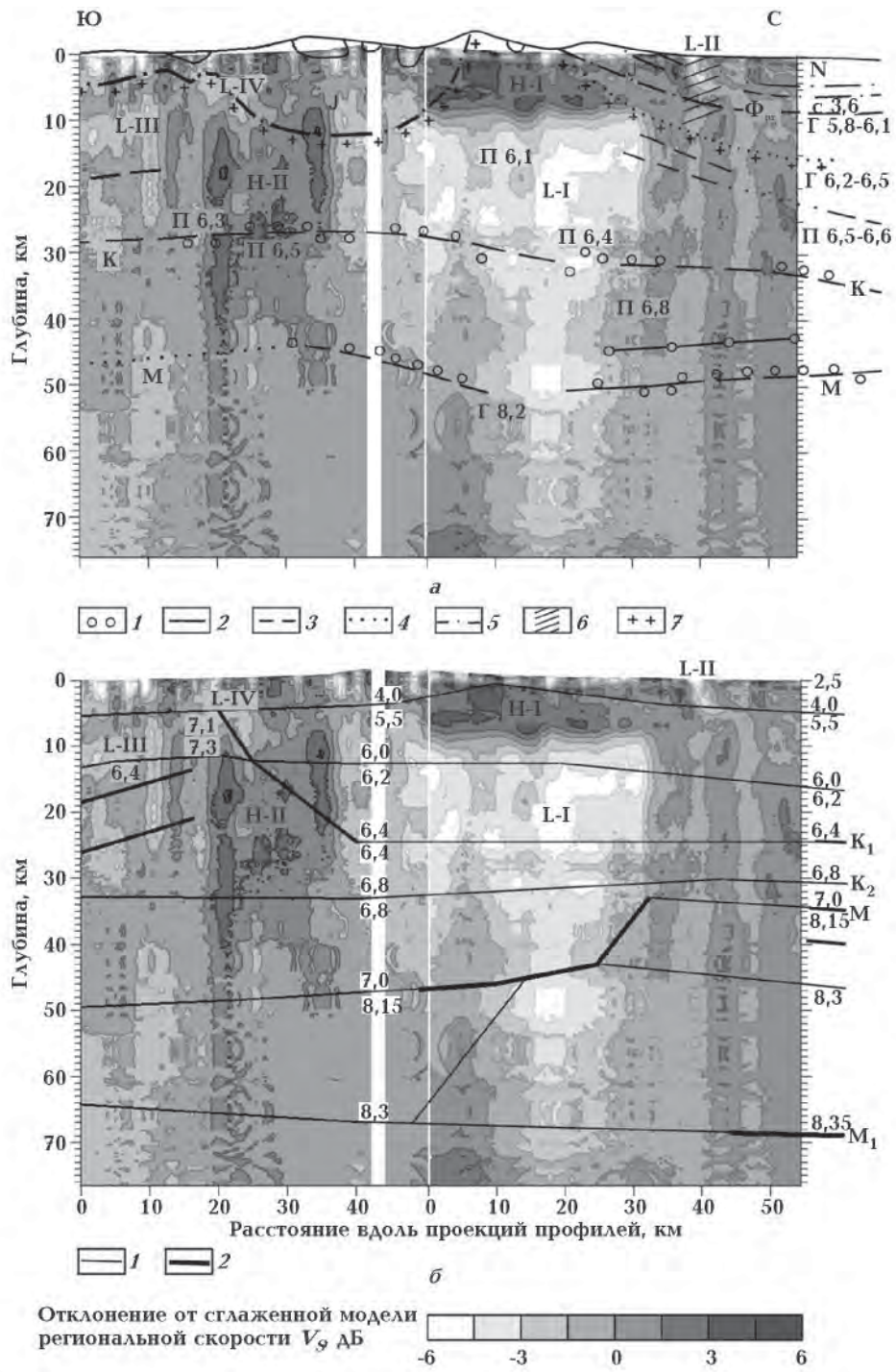


Рис. 7. Микросейсмическое зондирование по профилю Цхинвали—Ардон и результаты интерпретация центральной части профиля ГСЗ Бакуриани—Степное в интерпретации Г. В. Краснопевцевой и Г. А. Павленковой: а — сейсмогеологический разрез в интерпретации [Краснопевцева и др., 1970] (1 — значения глубин отражающих горизонтов с разных пунктов взрыва; 2, 3 — участки границ, построенные по уверенным сейсмическим данным (2), по менее уверенным (3); 4 — участки интерполяции границ; 5 — границы, построенные по геологическим данным; б — зоны нарушения корреляции сейсмических волн; 7 — поверхность «гранитного» слоя по сейсмическим данным). Скорости сейсмических волн, км/с: г — граничная, п — пластовая, с — средняя для осадочной (мезозойско-кайнозойской) толщи Предкавказского прогиба. Φ_{pz} — поверхность палеозойского фундамента; К — граница, связанная с «базальтовым» слоем или его аналогами; М — граница Мохоровичича; N, J — обобщенный возраст слоев отложений (неоген-четвертичный и юрский соответственно); б — скоростной разрез в интерпретации [Павленкова, 2012] (1 — границы между слоями с разными сейсмическими скоростями; 2 — отражающие площадки; K1 и K2 — внутрикоровые границы; М — граница Мохоровичича, M1 — внутримантийная граница. Ссылки на зоны с индексами Н и L см. в тексте.

На рис. 6 представлено пространственное расположение профилей ГСЗ для установления корреляции выделенных условных границ. При пересечении поперечных профилей с продольным выделенные горизонты взаимно увязывались.

При анализе наших томографических построений по профилям ГСЗ (с обобщением [Балавадзе, Шенгелая, 1961] и построением ими структурных карт для поверхности гранитного слоя и поверхности раздела Мохо (см. рис. 2), где учитывались данные гравиметрии и результаты интерпретации по профилю ГСЗ Бакуриани—Степное), отмечается корреляционная связь: поднятию гранитного слоя в зоне БК соответствует прогибание поверхности раздела Мохо.

Совместный анализ методов микросейсмического зондирования и ГСЗ. На рис. 7 представлены результаты сопоставления разреза по микросейсмическому зондированию с результатами интерпретации профиля ГСЗ Бакуриани—Степное Г. В. Краснопевцевой [Краснопевцева и др., 1970] и Г. А. Павленковой [Павленкова, 2012].

Сравнение результатов МЗ и ГСЗ в интерпретации Г. В. Краснопевцевой (ГСЗ-К) показано на рис. 7, а, в интерпретации Г. А. Павленковой (ГСЗ-П) — на рис. 7, б. Видно хорошее соответствие ряда фрагментов МЗ с независимыми интерпретациями по ГСЗ [Горбатиков и др., 2015].

Так, низкоскоростное субвертикальное тело, которое на рис. 7, а отмечено индексом L-I, на разрезе ГСЗ-К определяется в виде разрыва границ К и М в районе 15—20 км северного фрагмента профиля МЗ.

Что касается формы высокоскоростной зоны Н-I, то ее верхняя граница хорошо коррелирует с границей гранитного слоя на разрезе ГСЗ-К (см. рис. 7, а), а также со скоростной границей 4,0—5,5 км/с на разрезе ГСЗ-П (см. рис. 7, б). При этом подошва высокоскоростного тела Н-I соотносится со скоростной границей 6,0—6,2 км/с разреза ГСЗ-П.

Обращает на себя внимание и ряд других совпадений. Так, крутопадающая отражающая граница (см. рис. 7, б) — продолжение границы К1 на разрезе ГСЗ-П — на участке 20—40 км южного фрагмента разреза МЗ располагается почти точно в границах высокоскоростного тела Н-II. Причем в пределах тела Н-II данная граница также коррелирует с положением фундамента в интерпретации Г. В. Краснопевцевой (см. рис. 7, а). Наконец, наклон от-

ражающей границы на глубине 15—20 км в южной оконечности разреза МЗ совпадает с наклоном низкоскоростной зоны L-III. Дополнительно можно отметить, что на фоне низкоскоростного тела L-I на глубине около 30 км намечается горизонтальная граница в виде нарушения сплошности изображения, которая ассоциируется с границами К1 и К2 на рис. 7, б и границей К на рис. 7, а.

На рис. 8 приведена интерпретация методом МЗ скоростной модели Г. В. Краснопевцевой и сейсмотомографии программы GeoGiga. В верхней части разреза граница гранитного слоя хорошо коррелируется с моделью Краснопевцевой и сейсмотомографией. В нижней части отмечается несоответствие границ Конрада и Мохо, расхождение достигает 10—15 км. Высокоскоростная неоднородность в центральной приповерхностной части БК на разрезе МЗ совпадает с поднятием фундамента на томографическом разрезе. Разломные структуры, выделенные по сейсмотомографии в южной части БК, совпадают с градиентными зонами МЗ, в северной части есть расхождение порядка 10 км.

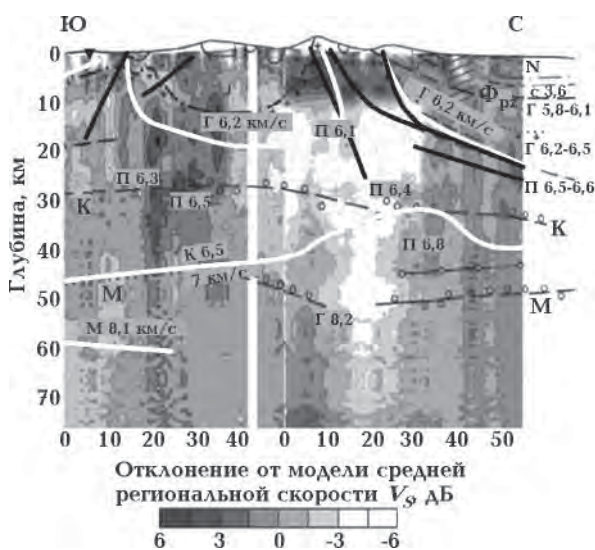


Рис. 8. Результаты ГСЗ в интерпретации Г. В. Краснопевцевой и сейсмотомографии ПО GeoGiga на разрезе МЗ. Условные обозначения для модели Краснопевцевой приведены выше на рис. 7. Белыми утолщенными линиями выделены поверхности раздела Конрада, Мохо и гранитного слоя по сейсмотомографии со значениями кажущихся скоростей. Черные утолщенные линии — разломы, выделенные по сейсмотомографии.

Имея в виду высокую чувствительность метода МЗ относительно субвертикальных скоростных границ и низкую относительно горизонтальных границ [Горбатиков, Цуканов, 2011], можно констатировать хорошее совпаде-

ние результатов МЗ и ГСЗ, причем необходимо отметить, что оба метода в определенной мере дополняют друг друга.

Заключение. На разрезах сейстотомографии профилей ГСЗ и МЗ под БК наблюдается поднятие кровли гранитного слоя (фундамента) и его прогибание в Куринской впадине и Предкавказском прогибе до 20 км. Граница поверхности раздела Мохо опускается под БК ниже 60 км. Наблюдается зона надвига в районе северной части БК, представленная серией разломов с падением на север; на профилях ГСЗ это отчетливо видно по нарушению скоростных неоднородностей. Условно проведенные границы гранитного, базальтового слоев и поверхности раздела Мохо на

томографических изображениях ГСЗ сильно варьируют, что, возможно, связано с блоковым строением БК и разделением его на зоны. Выделенные границы основных сечений земной коры по всем методам хорошо коррелируются. Совместная интерпретация методов ГСЗ и ММЗ позволяет сделать вывод, что оба метода дополняют друг друга и позволяют внести коррективы в построение геолого-геофизической модели Большого Кавказа.

Благодарности. Выражаем глубокую признательность и благодарность члену редколлегии «Геофизического журнала», сотруднику Института геофизики НАН Украины, д-ру геол. наук Т. П. Егоровой за содействие и помощь в анализе результатов исследований.

Список литературы

- Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 6. С. 131—140.
- Винник А. А. XТото-LM: Система сейсмической томографии Geo, Geo Ltd, 2006—2010.
- ГамкRELИДЗЕ П. Д., ГамкRELИДЗЕ И. П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 81 с.
- ГамкRELИДЗЕ Н. П., Гонгадзе С. А., Миндели П. Ш., Кириа Д. К., Яволовская О. В. Физика земной коры Грузии. Тбилиси: Изд. Ин-та геофизики АН Грузии, 2012. 221 с.
- Горбатиков А. В., Рогожин Е. А., Степанова М. Ю., Харазова Ю. В., Андреева Н. В., Перегдерин Ф. В., Заалишвили В. Б., Мельков Д. А., Дзеранов Б. В., Дзедобоев Б. А., Габараев А. Ф. Особенности глубинного строения и современной тектоники Большого Кавказа в осетинском секторе по комплексу геофизических данных. Физика Земли. 2015. Т. 51. № 1. С. 26—37.
- Горбатиков А. В., Цуканов А. А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования. Физика Земли. 2011. № 4. С. 96—112.
- Гонгадзе С. А. Сравнительный анализ глубинного строения Большого Кавказа на основе геофизических данных по новым технологиям. Ч. 1. Гравиметрия, магнитометрия, локальная сейстотомография и микросейсмозондирование. Геофиз. журн. 2016. Т. 38. № 3. С. 145—154.
- Миндели П. Ш. Гравитационная модель литосферы Кавказа и Восточного Средиземноморья. Тбилиси: Изд. ГСУ, 1999. С. 3—54.
- Краснопецева Г. В., Матушкин Б. А., Шевченко В. И. Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное-Бакуриани на Кавказе. Сов. геология. 1970. № 8. С. 113—120.
- Павленкова Г. А. Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичевань (результаты переинтерпретации первичных данных). Физика Земли. 2012. № 5. С. 16—25.
- Рослов Ю. В., Винник А. А., Копылова А. В. Восстановление сложнопостроенных скоростных моделей на основе интегрирования сейсмической томографии и кинематической миграции. Модели Земной коры и верхней мантии: Материалы Междунар. научн.-практ. семинара 18—20 сентября 2007 г. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007, С. 177—180.
- Юров Ю. Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. Сов. геол. 1963. № 9. С. 42—47.
- Chelidze T., Gugunava G., Gamkrelidze N., Mindeli P., Kiria J., Ghonghadze S., Yavolovskaya O., 2012. The Deep Structure and 3D Thermo-geodynamics of the Caucasus by Geophysical Data. EGU General Assembly 22—27 April 2012, Vienna, Austria, P. 8242.
- Geogiga Seismic Pro 6.0 New Features, Geogiga Technology Corp., 2009.
- Zhang J., Toksoz M. N., 1998. Nonlinear refraction travel-time tomography. Geophysics. 63(5), 1726—1737.

Main Sections of the Earth Crust and Upper Mantle of the Greater Caucasus by New Technologies. 2. Deep Seismic Sounding, Micro Seismic Sounding

© *S. A. Ghonghadze, T. L. Chelidze, P. Sh. Mindeli, N. I. Ghlonti,
J. K. Kiria, O. V. Yavolovskaya, 2016*

The work reviews the possibility of application of the seismic tomography method for processing the materials of deep seismic sounding (DSS). It presents comparative results by various softwares as GeoGiga Seismic PRO 7.0 (Canada), XTomolm (St. Petersburg). The work shows the possibility of using tomography together with the data of the micro seismic sounding (MSS) method. The basic section of the Earth's crust and upper mantle by tomographic sections. It is determined that the cover of the foundation is strongly indented, i.e., all the foundation is fragmented into blocks, which are enclosed by the net of faults formed according to the gradient zones of speeds and fragmentation of speed inhomogeneity in the tomography section. The thickness of the earth crust under the Greater Caucasus increases to 60—70 km. It reveals the speed image obtained as a result of seismic tomography, earlier constructed speed models of the DSS profiles of Bakuriani-Stepnoye and Nakhchivan—Volgograd reinterpreted by Pavlenkova G.A, also correlative analysis of the method of deep seismic sounding (DSS) and the method of micro seismic sounding (MSS) of the profile of Tskhinval—Ardon.

Key words: the Greater Caucasus, Earth's crust, deep seismic sounding, seismic tomography, micro seismic sounding.

References

- Balavadze B. K., Shengelaya G. Sh.*, 1961. Main features the structure of the crust of the Greater Caucasus from gravity data. *Doklady AN SSSR* 136(6), 131—140 (in Russian).
- Vinnik A. A.*, 2006. XTomolm: seismic tomography system Geo, Geo Ltd, 2006—2010 (in Russian).
- Gamkrelidze A. A., Gamkrelidze I. P.*, 1977. Tectonic covers southern slope of the Greater Caucasus. Tbilisi: Metsniereba, 81 p. (in Russian).
- Gamkrelidze N. P., Gongadze S. A., Mindeli P. Sh., Kiria D. K., Yavolovskaya O. V.*, 2012. Physics of the Earth's crust Georgia. Tbilisi: The Institute of Geophysics of the Academy of Sciences of Georgia Publ., 221 p. (in Russian).
- Gorbatikov A. V., Rogozhin E. A., Stepanova M. Yu., Kharazova Yu. V., Andreeva N. V., Perederin F. V., Zaalishvili V. B., Mel'kov D. A., Dzeranov B. V., Dzeboev B. A., Gabaraev A. F.*, 2015. The pattern of deep structure and recent tectonics of the Greater Caucasus in the Ossetian sector from the complex geophysical data. *Fizika Zemli* 51(1), 26—37 (in Russian).
- Gorbatikov A. V., Tsukanov A. A.*, 2011. Modeling of Rayleigh waves near the scattering velocity heterogeneities. Research opportunities microseismic sensing method. *Fizika Zemli* (4), 96—112 (in Russian).
- Gongadze S. A.*, 2004. The deep structure of the Greater Caucasus on the basis of geophysical data according to new technologies. 1. Gravimetry, magnetometry, local seismic tomography and micro seismic sounding. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(3), 145—154 (in Russian).
- Mindeli P. Sh.*, 1999. Gravity model of the lithosphere of the Caucasus and the Eastern Mediterranean. Tbilisi: GCY. (in Russian).
- Krasnopevtseva G. V., Matushkin B. A., Shevchenko V. I.*, 1970. New NHS interpretation of the data on the profile of the Steppe-Bakuriani in the Caucasus. *Sovetskaya geologiya* (8), 113—120 (in Russian).
- Pavlenkova G. A.*, 2012. Structure of the crust of the Caucasus on profiles NHS Steppe-Bakuriani and Volgograd-Nakhichevan (reinterpretation of the primary data). *Fizika Zemli* (5), 16—25 (in Russian).
- Roslov Yu. V., Vinnik A. A., Kopylov A. V.*, 2007. Restoration of complex velocity models based on the integration of seismic tomography and kinematic migration. Models of the Earth's crust and upper mantle: Proc. of the International scientific-practical seminar on 18—20 September 2007. St. Petersburg: Publ. VSEGEI, P. 177—180. (in Russian).
- Yurov Yu. G.*, 1963. Structure of the Earth's crust in the Caucasus and isostasy *Sovetskaya geologiya* (9), 42—47 (in Russian).

Chelidze T., Gugunava G., Gamkrelidze N., Mindeli P., Kiria J., Ghonghadze S., Yavolovskaya O., 2012. The Deep Structure and 3D Thermo-geodynamics of the Caucasus by Geophysical Data. EGU General Assembly 22—27 April 2012, Vienna, Austria, P. 8242.

Geogiga Seismic Pro 6.0 New Features, Geogiga Technology Corp., 2009.

Zhang J., Toksoz M. N., 1998. Nonlinear refraction travel-time tomography. *Geophysics*. 63(5), 1726—1737.

Тектонічні умови формування рудовмісних структур Приазовського мегаблока Українського щита (на прикладі Дібровської)

© Л. С. Осьмачко, 2016

ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», Київ, Україна
Надійшла 6 квітня 2016 р.

Представлено членом редколегії О. Б. Гінтовим

Согласно предыдущим исследованиям, структурный узор восточной части Украинского щита, формировавшийся в несколько этапов существенно сдвиговых трансформаций кристаллического основания при *PT*-условиях минеральных преобразований, по совокупности данных соответствует дислокационной системе сдвига—ротации, окончательное становление которой произошло в палеопротерозое. Линейные составляющие системы несут признаки образования в геолого-динамических условиях сдвига—сжатия, а дугообразные — сдвига/ротации. Дибровская рудовмещающая и другие подобные структуры формировались синхронно с иными составляющими Приазовской дислокационной системы. Исследуемые объекты занимают закономерные геолого-структурные позиции в докембрийском структурном узоре Приазовья. Показано, что история формирования рудных минералов, агрегатов и тел такая же, как и породообразующих минералов, агрегатов и рудовмещающих тел. Приуроченность рудных тел к присдвиговым теньям давлений в протерозойском структурном рисунке Приазовья является ведущим поисковым критерием.

Ключевые слова: дислокационная система, структуры, рудные тела, структурные ячейки.

Вступ. Об'єктами вивчення були рудовмісні структури західної частини Приазовського мегаблока Українського щита (УЩ). Установлення закономірностей їх розміщення є доволі актуальним з огляду на чималий попит на енергоресурси в Україні. Питання умов формування зазначених структур і походження рудних покладів достатньо широко дискутуються у зв'язку з неоднозначним трактуванням специфіки тектонічних явищ [Слензак, 1984; Паталаха и др., 1995; Геолого-геоэлектрическая..., 2005; Гинтов и др., 2008; Ісаков та ін., 2014; Перспективи..., 2014] у процесі становлення кристалічної основи цієї частини УЩ, а саме причин і механізмів деформаційних перетворень кристалічного фундаменту, кількості їх етапів, кінематики, *PT*-умов тощо.

Зокрема, щодо умов формування Дібровської структури, безпосереднього об'єкта наших досліджень, і рудних покладів в її межах існує кілька точок зору [Кичурчак и др., 1991; Семка и др., 2010; Перспективи..., 2014]. Дібровська структура розміщується у північно-західній частині Приазовського мегаблока УЩ (рис. 1), її інтерпретують [Перспективи..., 2014] як брахіскладку, витягнуту з півночі на південь

майже на 4 км за ширини 2 км. Брахіскладка (синклінальна структура, за [Кореляційна..., 2004]) виповнена товщею порід дібровської світи палеопротерозою. Породи світи метаморфізовані переважно в умовах амфіболітової фації метаморфізму [Кореляційна..., 2004]. У північній частині брахіскладки розміщується комплексне рідкісноземельно-уран-торієве (REE-U-Th) зруденіння (Дібровське родовище) [Перспективи..., 2014] у вигляді субпаралельних лінзоподібних тіл середньою потужністю 5 м, які за простяганням простежено на відстань до 1700 м, за падінням — до глибини 700.

За даними праці [Перспективи..., 2014], Дібровське родовище комплексних REE-U-Th руд є полістадійно-полігенним і належить до типу регенерованих. Первинне зруденіння — типу «давніх ураноносних конгломератів» (родовища Вітватерсланд, Блайнд-Рівер та ін.), а апоконгломератові вторинні кварцити утворились унаслідок денудації мезоархейських гранітоїдів, перенесення рудоносних прибережно-морських осадових порід, їх діягенезу та метаморфізму в амфіболітової фації. Головною рудоконтролюючою структурою Дібровського родовища, за [Перспективи..., 2014], є

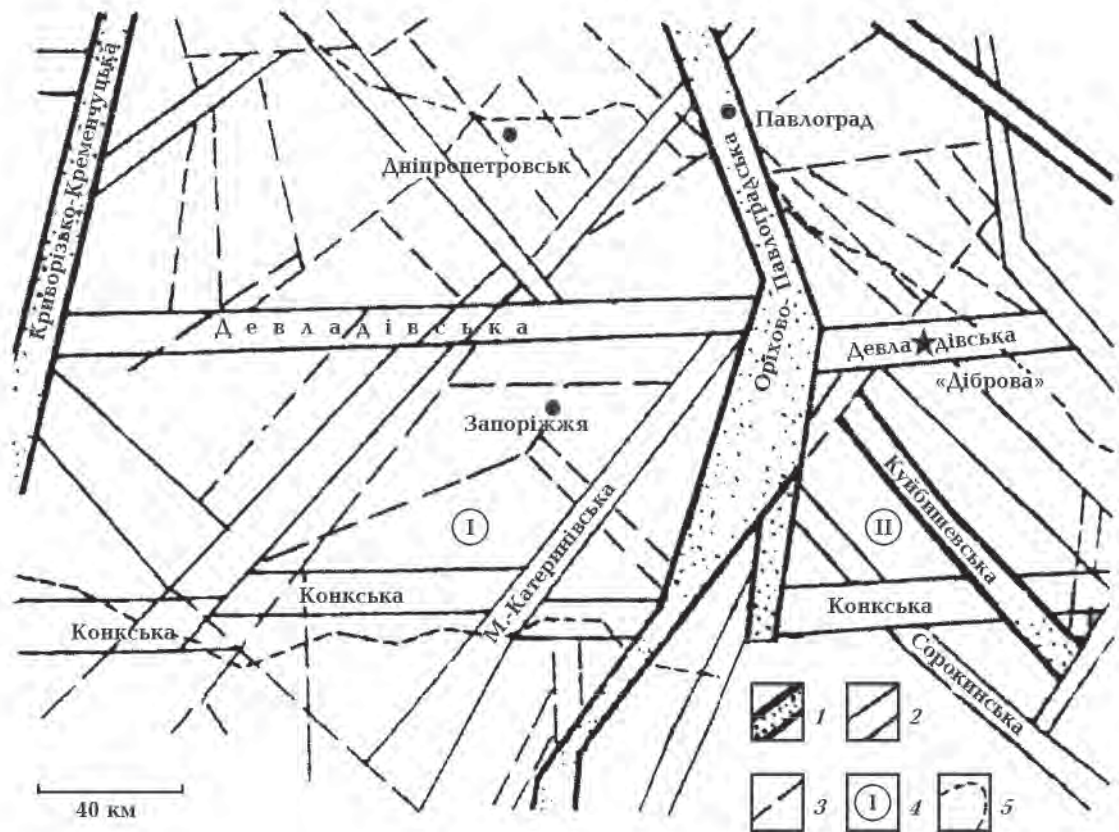


Рис. 1. Схема розміщення Дібровського рідкісноземельно-уран-торієвого родовища в межах Приазовського мегаблока [Перспективи..., 2014]: 1 — глибинні міжблокові зони розломів I рангу; 2 — глибинні мантіїно-корові внутрішньоблочні розломи II рангу; 3 — розломи інших рангів; 4 — мегаблоки: Середньопридніпровський (I) і Приазовський (II); 5 — межа УЩ. Зірочка — місце розміщення родовища.

Девладівська глибинна мантіїно-корова зона розломів, у межах якої в результаті багатоактної активізації і пульсаційного надходження флюїдів у вторинні кварцити родовища давні поклади трансформувалися без суттєвої зміни їх седиментаційно-пошарової морфології. Петрологічний контроль комплексного зрудення чітко виражений у локалізації рудної мінералізації в трьох пластових зонах проникних, тріщинуватих і катаклавованих силіманітових, мусковіт- і фуксит-силіманітових кварцитів. Регенерація зрудення Дібровського родовища пов'язана з етапами активізації Девладівської глибинної зони розломів, які розтягнулися в часі (починаючи з неoarхея) і зафіксовані складними поліхронними тектонітами та багатостадійною рудною і супутньою мінералізацією [Перспективи..., 2014]. Девладівська зона розломів, за [Гинтов и др., 2008], сформувалася на суботсько-мошоринському деформаційному етапі УЩ, що розпочався з право- і лівозсувних переміщень, продовжився

підкидо-зсувними (в межах цієї зони) й завершився скидами, які відбулися швидше за все в пізньому протерозої або фанерозої.

За даними статті [Семка и др., 2010], в результаті магматичної диференціації апліт-пегматоїдних гранітів накопичувалися РЗЕ, уран і торій в остаточних розплавах, збагачених кремнеземом, лугами й леткими, із яких формувалися жильні тіла турмалінвмісних аплітів і пегматитів. Основна маса зазначених елементів сконцентрована в акцесорних мінералах — цирконі й монациті. На постмагматичному етапі за різкого падіння тиску в умовах відкритої тріщинної тектоніки знижувалася температура і різко підвищувалася кислотність залишкових розчинів. Під дією цих розчинів відбувалось кислотне вилугування пегматитів та аплітів і формувалися по них рудоносні вторинні кварцити. Родовище приурочено до екзоконтактової частини слабоеродованого гранітного масиву, що має штокоподібну форму з крутими контактами і овальним попере-

чним зрізом. Рудні тіла розміщені у північній частині масиву і тяжіють до контролюючих кільцевих розломів, які утворились у процесі остигання гранітної магми [Семка и др., 2010].

Мета наших досліджень — установлення геолого-структурних закономірностей будови рудних об'єктів Приазов'я та їх тектонічних позицій у зв'язку з вирішенням завдань металогенічного прогнозу.

Базовий метод роботи — структурно-парагенетичний, за [Слензак, 1984; Егоров, 1994; Паталаха и др., 1995; Осьмачко, 2004, 2014].

Результати досліджень. Раніше ми встановили [Осьмачко, 2004, 2014], що досліджуваний фрагмент УЩ (Приазовський мегаблок та суміжні шовні зони) є результатом тектонометаморфічних трансформацій докембрійського субстрату. Такі трансформації відбувались упродовж усієї докембрійської й фанерозойської історії приазовської частини УЩ та реалізувались за 10 етапів. Дислокаційні перетворення (для перших 5 етапів — це орієнтована перекристалізація та перерозподіл речовини, для інших — здебільшого крихке руйнування) проходили у зсувних умовах за зміни напрямків тектонічних напружень на фоні переважно поступового зниження *PT*-значень середовища. Такі перетворення кожного з етапів проковували поглиблення структурної та речовинної переробки субстрату. Внаслідок цього на ділянках накладення трансформацій сформувались гібридні (складні) макроструктури, які об'єднують у собі мікро- та мезоструктурні парагенезиси усіх етапів еволюції докембрійського субстрату. При цьому первинні парагенезиси нерідко повністю знищені з формуванням нових форм залягання із новим речовинним складом — вторинних дислокаційних структур. Останнє спостерігається на всіх рівнях організації геологічного середовища (від рівня макроструктур до рівня породоутворювальних і акцесорних мінералів). Гібридні дислокаційні структури макромасштабу, формуючись послідовно у часі й просторі та накладаючись одна на одну, створили структурний рисунок, що відповідає дислокаційній системі зсуву та ротації.

Таку систему ідентифіковано за закономірним просторовим розміщенням, морфологією й внутрішньою організацією різнорангових, різновікових і речовинно різних геологічних тіл, що її формують. У межах системи виділено лінійні та субкільцеві складові (підзони), які є композитними утвореннями, адже сфор-

мовані тілами різновікових порід докембрію. При цьому вони різняться будовою, ступенем структурно-речовинних перетворень субстрату та динамічно-кінематичними умовами становлення.

Лінійні підзони — субмеридіонального простягання й субвертикального падіння (Оріхово-Павлоградська шовна зона (ОПШЗ), Корсацька, Мангуська зони), сформовані еліпсоподібними, лінійно витягнутими тілами різновікових порід. Лінійні складові дислокаційної системи у сучасному структурному узорі кристалічного фундаменту відповідають сформованим за динамічно-кінематичних умов транспресії (зсуву—стиснення, скучування). Серед лінійних складових дислокаційної системи виділено вищі рангові сегменти, що різняться за інтенсивністю перетворень субстрату, наприклад Корсацька зона відносно ОПШЗ.

Субкільцеві підзони (складові дислокаційної системи) сформовані округлими, лінзо- і дугоподібними тілами різновікових порід центриклінального падіння (Салтичанська, Гуляйпільська структури та інші, дрібніші). Ці підзони у сучасному структурному узорі кристалічного фундаменту відповідають таким, що сформувались за динамічно-кінематичних умов зсуву/ротації.

В цілому становлення Приазовської суттєво зсувної дислокаційної системи (Приазовський мегаблок та суміжні шовні зони) відбувалось у декілька тектонічних імпульсів, що зафіксовано у цифрах ізотопного віку (>3,2; 3,1—2,9; 2,8—2,7; 2,2—2,0; 2,0—1,8 млрд років) [Гранитоиды..., 1993; Геохронология..., 2005; Бибилова и др., 2008; Артеменко и др., 2010], за *PT*-умов динамометаморфічних перетворень речовини геологічних тіл, що її формують. Від імпульсу до імпульсу динамокінематичний статус інтерпретованих нами складових системи (лінійних та субкільцевих) змінювався [Геолого-электрическая..., 2005; Осьмачко, 2014]. Відміна та зміна кінематики можуть бути зумовленими різними факторами: первинною неоднорідністю субстрату, швидкістю деформацій, часом прикладення сил, інтенсивністю процесу, хвилеподібним поширенням тектонічних явищ тощо.

Остаточне оформлення досліджуваного фрагмента УЩ ми прив'язуємо до часу 2,0—1,8 млрд років тому, адже структурний малюнок (каркас) Приазовської дислокаційної системи окреслений (сформований) геологічними тілами ранньопротерозойського віку.

Опираючись на факти та досягнення попе-

редників, ми інтерпретуємо становлення рудовмісних структур східної частини УЩ, зокрема Дібровської, як таке, що відбувалося синхронно з тілами, що їх вміщують (складовими Приазовської дислокаційної системи), тобто також у декілька етапів дислокаційних (структурних і речовинних) перетворень докембрійської основи. Провідними механізмами були орієнтована перекристалізація та перерозподіл речовини у зсувних умовах. Крім зображених на рис. 2 продуктів деформацій відомо ще до 6 пізніших їх генерацій. Заради неускладнення сприйняття їх не відображено. Зауважимо, що розміщення геологічних тіл, а також напрямки зміщень і крап на рис. 2 реставровано, згідно з просторовою орієнтацією спостережених нами дислокаційних структур, з огляду на наукові досягнення дослідників, які розвивали ідеї зсувної тектоніки [Слензак, 1984; Егоров, 1994; Паталаха і др., 1995]. Приймаємо, за [Паталаха, 1970], що головні нормальні напруження, в умовах динамометаморфічних перетворень докембрію в центральних частинах зон лінеаризації збігаються з кінематичними осями структур: максимального здавлювання σ_c — з віссю c , мінімального σ_a — з віссю a , σ_b — з віссю b . Якщо початкове положення осей a докембрійських структур i мало певний кут до $\sigma_{a'}$, то з часом в умовах ранньопротерозойської лінеаризації відбувалася їх ротація до стану, паралельному $\sigma_{a'}$ або й дезінтеграція в напрямку σ_a [Паталаха, 2005].

Зазначене підтверджують нові факти, зібрані нами, та дані попередників, що наведені нижче.

1. Просторове розміщення Дібровської структури — в частині Приазовського мегаблока, де переважають дугоподібні форми геологічних тіл. У плані ця структура — будиноподібна, сформована з двох подібних за будовою субкільцевих тіл (рис. 2, 3) у цілому субвертикального падіння [Кичурчак і др., 1991; Семка і др., 2010; Перспективи..., 2014]. Внутрішня її будова — лускуватоконцентрична [Семка і др., 2010; Перспективи..., 2014].

2. Субзгідне з однаковими елементами залягання нерудних і рудних геологічних тіл, а також вмісних. Морфологія їх пластоволіноподібна. Відсутні зональність рудних тіл, що характерно для гідротермального процесу, та навколорудні змінення; відсутня уранова мінералізація за межами складки та в залізорудних кварцитах [Кичурчак і др., 1991; Семка і др., 2010; Перспективи..., 2014].

3. Внутрішньо геологічні тіла неоднорідні — смугасті, сланцюваті, з мінералами та їх агрегатами ліно-, σ -, s -подібних форм тощо (рис. 4). На мікрорівні виділено декілька генерацій сланцюватості. В цілому структурний малюнок об'єкта, на всіх рівнях організації, підпорядкований одному провідному структурному плану.

4. Для геологічних тіл Дібровської структури відомо декілька цифр віку — 3,3—3,2 (апліт-

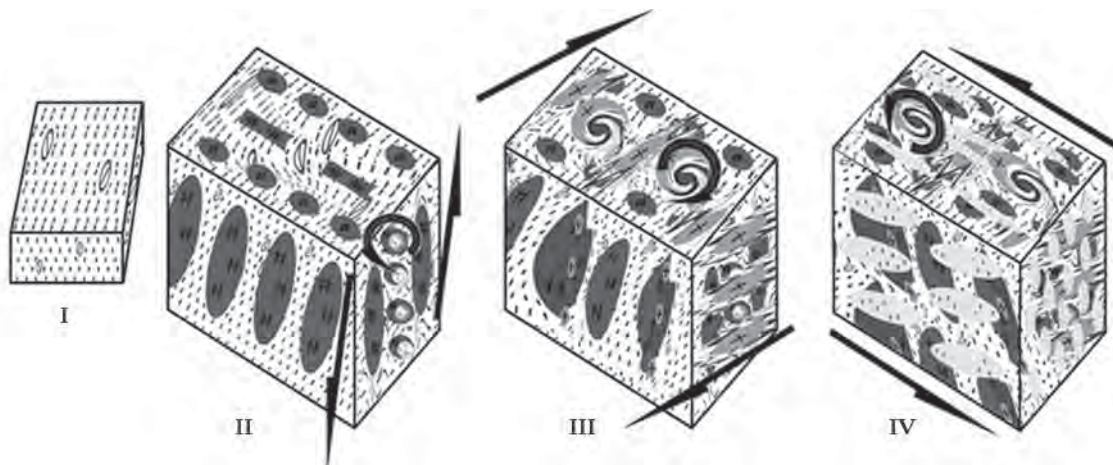


Рис. 2. Принципова схема формування Дібровської структури (й інших подібних) і комплексів обрамлення з елементами геодинаміки на головні чотири етапи формування структурного каркасу досліджуваної частини УЩ: II — на час 2,8 млрд років (цифри віку за даними попередників), III — 2,0, IV — 1,9 млрд років тому.

Геологічні тіла: темно-сірі етапу II — позамасштабне узагальнене зображення породних новоутворень, що сформовані за трансформацій зсуву на 2,8 млрд років; сірі етапу III — те саме на 2,0 млрд років; світло-сірі етапу IV — те саме на 1,9 млрд років. Прямі стрілки — реставровані напрямки зміщення за дії сил зсуву—стиснення, округлі — зсуву/прокручування.



Рис. 3. Дібрівська структура (показано контуром) та її обрамлення в магнітному полі. Фрагмент листа М-37-XXXI («Тернівка») аеромагнітного знімання, за даними КП «Кіровгеологія».



Рис. 4. Гібридна будова мікрорівня рудного кварциту Дібрівської структури з торій-урановою вкрапленою мінералізацією. Св. 22, глибина 355 м: I — фото зразка; II — радіографія, за [Перспективи..., 2014]; III — узагальнююча зарисовка: 1 — дислокаційний малюнок, сформований структурами генерації-1 (S_1) (а — лінійні складові (власне сланцюватість), б — складова, сформована σ -зернами і лінзоподібними зернами та їх агрегатами, в — ділянки максимального скупчення рудних мінералів генерації, які містяться в тінях тиску); 2 — дислокаційний малюнок, сформований структурами генерації-2 (S_2) (а — кліваж, б — ділянки максимального скупчення рудних мінералів цієї генерації). Стрілки — напрямки зміщення на час формування структур генерації-1.

пегматоїдні двопольовошпатові граніти, апліти), 2,9—2,8 (монацит і циркон із вторинних кварцитів) і 1,9 млрд років (зростки настурану і бранериту) [Семка і др., 2010] та 830 і 550 млн років (уранової мінералізації) [Перспективи..., 2014], тобто вони містять декілька генерацій породоутворювальних й акцесорних мінералів. Для геологічних тіл інших макроструктур досліджуваної дислокаційної системи також відомі подібні цифри ізотопного віку [Гранитоїди..., 1993; Геохронологія..., 2005; Бибикина и др., 2008; Артеменко и др., 2010].

Інтерпретація зазначеного в пунктах 1—4 така. Асоціація субкільцевих тіл докембрію (Дібровська, Гуляйпільська, Салтичанська й інші дрібніші структури) та лінійних (Мангуська структура, ОПШЗ, Корсацька) сформувалась у полях напружень деформацій зсуву та розтягу/ротації в декілька тектонічних імпульсів. На мікро- і мезорівнях становлення структур (описано як структури етапів 0—5 [Осьмачко, 2004]) відбувається аналогічно — шляхом видовження/скорочення й зміщення всіх складових дислокаційної системи та прокручування окремих утворювальних тіл. Іншими словами, це вторинна стратифікація (структурна та речовинна перебудова), лінеаризація гранітно-метаморфічного середовища, яка зумовлена перешаруванням дуже сплюснених, витягнутих і зміщених усіх без винятку за складом геологічних тіл. На мікрорівні (пункт 3) вона реалізована внаслідок синдеформаційної (компенсаційної) перекристалізації (дифузійний перерозподіл речовини) у напрямку відносно понижених деформаційних тисків.

Кількість цифр віку (пункт 4) засвідчує декількоетапність, імпульсність формування досліджуваного об'єкта, адже певний різновид акцесорного мінералу є кінцевим продуктом відповідного мінералоутворювального процесу (результатом особливостей хімізму, симетрії геологічного об'єму, насиченості компонентами росту, *PT*-умов геологічного середовища тощо) на певний момент. Отже, кожен із вікових різновидів порід є результатом прояву одного з тектонічних імпульсів.

Подібність цифр віку для лінійних і дугоподібних складових Приазовської дислокаційної системи підтверджує, що зсувних перетворень у декілька імпульсів зазнав увесь об'єм досліджуваного геологічного середовища. Інакше кажучи, і дугоподібні, і лінійні тіла зазначеної системи у кожному із часових міток: 3,2; 2,8 і 1,9 млрд років тому формувалися в одному і тому самому полі напружень.

5. Форма виділень рудних мінералів — вкраплення і їх скупчення та дрібні субузгоджені мікропрожилки [Перспективи..., 2014]. Вони приурочені до мікроструктур декількох реологічних типів: а) структур розсланцювання у супроводі розвальцювання; б) кліважу; в) зон дроблення за [Перспективи..., 2014]. У першому випадку агрегати рудних мінералів і зерна акцесорних містяться в межах ділянок відзначених мікроструктур, що у геолого-кінематичному сенсі є тіннями тиску (рис. 4, в). У другому випадку агрегати рудних приурочені до кліважних площин і разом з останніми відтворюють малюнок ешелонуваних сколів. Отже, розміщення і форма виділень рудних мінералів підпорядковані структурному малюнку певного рівня організації об'єкта.

6. Установлено полістадійний і регенераційний характер мінеральних асоціацій від високо- до низькотемпературних з багатозаміщенням одних рудних парагенезисів іншими. Зруденіння є поліхронним регеноерованого типу — сформувалось у результаті мобілізації і перевідкладення рудних компонентів [Перспективи..., 2014].

Узагальнення пунктів 5, 6 визначає таке. Рудовмісними є лейкократові різновиди порід — кінцеві члени процесів тектонометаморфічних трансформацій. Рудні мінерали займають у них певні структурні позиції, беруть участь у формуванні структурного малюнку на породному рівні; отже, і історія їхнього формування (рудних) така сама — сформувались під час багатоактного тектонічного процесу (зсуву/ротації), що і породоутворювальні мінерали. Отже, «полістадійний і регенераційний характер» є результатом зазначених тектонічних явищ.

7. *PT*-параметри рудогенеруючого процесу за станом системи кіаніт—андалузит—силіманіт — 400—420 °C і 220—240 МПа. За включеннями скла у кварці температуру оцінено у 1000—1180 °C, тиск 720—870 МПа і більше [Перспективи..., 2014], за включеннями водний розчин + CO₂-флюїд — 230—245 °C і ~110 МПа. Надходження флюїдних потоків у зону родовища було пульсаційним і визначалося тектономагматичними умовами його становлення. *PT*-умови формування вторинних кварцитів родовища змінювалися в напрямку, що відповідає наведеному вище порядку. Прояви високих температур і тисків газового флюїду короткотривалі, низьких — тривалі [Перспективи..., 2014].

Для інших структур макрорівня відомо таке. Гранитоїди (тоналіти і тронд'єміти) Гуляйпіль-

ської структури з віком >2,9 млрд років сформувалися за тиску 1,0—1,5 ГПа і температури 1000—1200 °С. На дискримінаційній діаграмі f_1 — f_2 вони потрапляють у поле островодужних гранітів [Артеменко и др., 2010].

Гранодіорити Гуляйпільської структури віком 2,9—2,7 млрд років [Артеменко и др., 2010] формувалися за тиску 1,0—1,5 ГПа й температури близько 1000 °С, на дискримінаційній діаграмі f_1 — f_2 містяться в полі колізійних гранітів.

Для Салтичанської структури, за [Гранитоиды..., 1993; Бибикова и др., 2008; Артеменко и др., 2010], гранітоїди цього вікового діапазону відповідають тоналітам, тронд'ємітам, діоритам, кварцовим діоритам, гранодіоритам, кварцовим монзонітам, за даними [Гранитоиды..., 1993], температура їх кристалізації — 650—850 °С.

Гранітоїди цього самого віку Корсацької й Мангуської структур — піроксенвмісні [Гранитоиды..., 1993], кристалізувалися за температури 850—750 °С.

Склад гранітоїдів віком 2,2—2,0 млрд років Гуляйпільської структури відповідає гранодіоритам і кварцовим діоритам [Гранитоиды..., 1993; Бибикова и др., 2008; Артеменко и др., 2010]. На дискримінаційній діаграмі f_1 — f_2 вони містяться в полі колізійних гранітів, але нижче відносно давніших гранітоїдів.

Температура кристалізації гранітоїдів (діорити, кварцові діорити — кварцові сієніти) цього ж часового діапазону Салтичанської і Мангуської структур — 900—600 °С [Гранитоиды..., 1993].

Гранітоїди віком 2,1—1,9 млрд років кристалізувалися за температури 700—600 °С [Гранитоиды..., 1993].

Тут акцентуємо увагу саме на тілах гранітоїдного складу, адже вони фактично викреслюють структурний узор досліджуваної частини УЩ і мають ознаки синдеформаційних утворень [Осьмачко, 2004, 2014].

Узагальнивши дані пункту 7, стверджуємо: оскільки геологічні тіла, від мікро- до макrorівня організації, відтворюють структурний малюнок, що може бути лише за деформацій зсуву/ротації, наведені параметри характеризують *PT*-умови дислокаційних явищ. Причому останні фактично були синхронними в межах всієї Приазовської дислокаційної системи.

8. Девладівська зона розломів пересікає Дібровську структуру в широтному напрямку [Перспективи..., 2014]. Дібровська гілка цієї зони, до якої «приурочено» Дібровське родовище, є скидом. У його зоні північне крило

брахіскладки змістилося, а породи, що її складають, набули вертикального і навіть зворотного падіння [Перспективи..., 2014]. Указане крило зазнало багатоетапного процесу дислокаційного метаморфізму. При цьому кварцитова товща насичена катаклазитами, брекчіями тощо. Поліхронно-полігенні руди Дібровського родовища, формування яких почалося з виникнення давнього первинного зруденіння седиментаційно-діагенетичного типу, трансформувалися під впливом пізніших пульсуючих потоків рудних флюїдів у межах активних і проникних тектонічних зон [Перспективи..., 2014].

Наш коментар до даних пункту 8: морфологія й просторове розміщення Девладівської зони розломів не збігаються ні з однією із дислокаційних структур макrorівня, що схарактеризовані нами раніш [Осьмачко, 2004, 2014]; крім того, більшість з них, як і рудовмісні тіла Дібровської структури, сформовані за високих *PT*-умов. Продукти ж руйнування в межах Девладівської зони представлені переважно постметаморфічними утвореннями — брекчіями, катаклазитами, мілонітами, які накладені на давніші — смугастість і сланцюватість. Дібровська структура набула субкільцевих обрисів, як й інші складові Приазовської дислокаційної системи, внаслідок роз'єднання/ротації окремих частин фундаменту за тотальних зсувних трансформацій у ранньому протерозої. Отже, Девладівська зона є накладеною, молодшою відносно Дібровської субкільцевої структури і просторово її охоплює. Це підтверджується і тим, що більша частина ореолів урану, радію і гелію, в тому числі водних, контролюється широтним Девладівським розломом.

Узагальнення. Дібровська структура (й інші подібні за будовою) — лійко-спіралеподібна із субвертикальною головною віссю, сформована субкільцевими тілами вищого рангу. Будова останніх — луската, зумовлена згідним перемежуванням речовинно строкатих та різновікових тіл-складових. Ці, в свою чергу, представлені структурами розлінзування, вторинного розшарування, розсланцювання. На мікрорівні вони виражені як структури односпрямованого заміщення й перекристалізації. Такі складові (лінзування, смугастість, сланцюватість) Дібровської структури високовпорядковані, односистемні (когерентні), самоподібні на всіх рівнях організації, сформовані різко диференційованою речовиною (є мономінеральними (породними) агрегатами). Зазначене свідчить про сумісне й взаємозалежне формування і розвиток речовини та її морфологічного

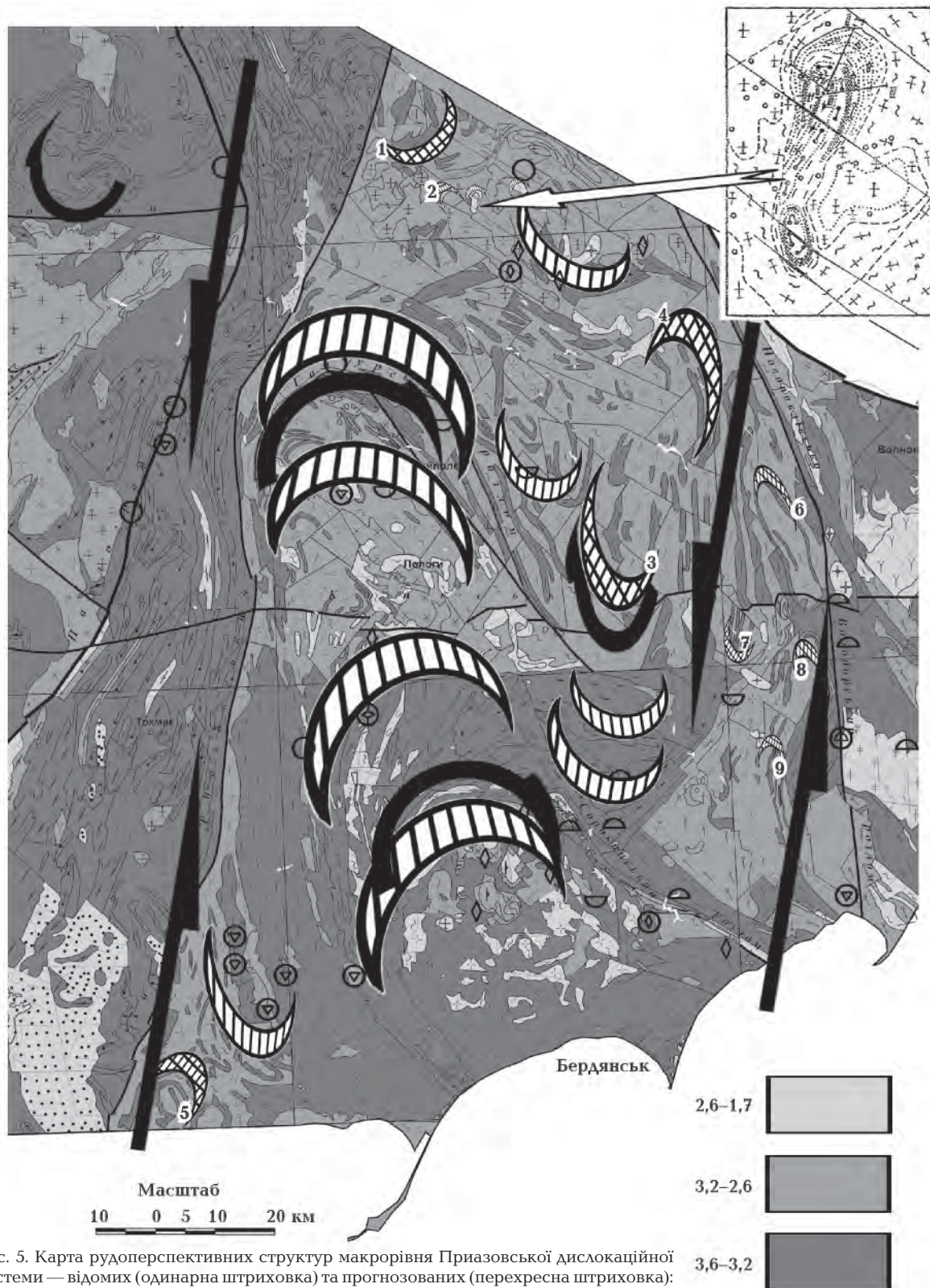


Рис. 5. Карта рудоперспективних структур макрорівня Приазовської дислокаційної системи — відомих (одинарна штриховка) та прогнозованих (перехресна штриховка): 1 — Улянівська, 2 — Зеленогайська (за [Семка и др., 2010]), 3 — Крутоярівська, 4 — Мокроялинська, 5–7 — інші. На основі карти [Геолого-геоэлектрическая..., 2005] з доповненнями автора та залученням даних [Металогенічна..., 2002]. Вікова шкала — в млрд років. На врізці — позамасштабне зображення Дібрівської структури, за [Кичурчак и др., 1991], та її місцезнаходження (показано білою стрілкою), див. контур на рис. 3. Прямі односторонні стрілки — видимі напрямки зміщення (в сучасних координатах) за дії сил зсуву—стиснення, округлі — здвигу/прокручування на час становлення (палеопротерозой) докембрійського структурного малюнку.

вияву (структур). Досконала будова й всепроникна кореляція описаних вище атрибутів досліджуваного об'єкта вказують на наявність під час його формування тектонічного керівного параметра, за [Слензак, 1984; Егоров, 1994; Патахла и др., 1995; Осьмачко, 2004, 2014]. Викладені факти свідчать, що всі без винятку породні різновиди геологічних тіл в об'ємі середовища, що відповідає Дібровській структурі і її обрамленню, були неодноразово (що відбивається в цифрах ізотопного віку) задіяні зсувною течією (залучені до зсувних переміщень у супроводі речовинних перетворень). Просторове розміщення таких зсувів зафіксовано в орієнтації головних площин ($a:v$) досліджуваних структур; PT -параметри (наведені вище) процесів відповідали умовам, за яких відбувалися перекристалізація й перерозподіл речовини з накопиченням високих рудних концентрацій.

Висновки і перспективи. Будова та речовинне наповнення Дібровської структури є вторинними — сформованими внаслідок неодноразових проявів деформацій зсуву та ротації, тобто морфологія та наповнення цієї структури до 1,8 млрд років тому були іншими і навряд чи підлягають реставрації. Генезис Дібровського родовища, що в ній розміщується, змішаного типу: тектонометаморфічний і регенерований. Інакше кажучи, рудна речовина вилучалась із порід кристалічної основи, перетворювалася (разом з нерудними компонентами), переміщувалася та набувала нових речовинних і просторових форм, пристосовуючись до відповідних PT - й кінематичних умов, прокованих, як мінімум, шістьма тектонічними імпульсами. Перші три з них реалізувались у в'язкопластичних умовах (3,3—1,9 млрд років тому) [Осьмачко, 2004; Артеменко и др., 2010], інші — у пружно-крихких. Овал Дібровської структури як тій тиску за зсувних трансформацій в окремі часові інтервали (можливо,

1,9 млрд, 830 і 550 млн років тому [Семка и др., 2010; Перспективи..., 2014]) був зоною енергетичного розвантаження.

З усіх наведених вище даних випливає, що інші рудні геологічні тіла (відомі й прогнозовані), як закономірні складові (такі, що структурно й речовинно еволюціонували синхронно з нерудними тілами) Приазовської дислокаційної суттєво зсувної системи, повинні займати в ній певні, в геолого-кінематичному аспекті, комірки. Це складові частини системи, де на час її остаточного становлення (палеопротерозой) панували умови відносно понижених деформаційних тисків (рис. 5). Такими є головню підзони субкільцевих тіл Приазовської дислокаційної системи, де розміщуються геологічні макротіла серпоподібних конфігурацій, зокрема, Улянівська (тіло 1 на рис. 5), Зеленогайська (тіло 2) структури, за [Семка и др., 2010], а також субкільцеві фрагменти Крутоярівської (тіло 3) синклінали, Мокроялинської антиклінали (тіло 4) та інші (тіла 5—7 на рис. 5). Всі вони речовинно є глибоко диференційованими субкільцевими сегментами Приазовської дислокаційної системи, що набули остаточної будови на ранньопротерозойський час унаслідок неодноразового перерозподілу породотворювальних й рудних елементів в умовах нерівномірного розподілу деформаційних тисків під час трансформацій зсуву/ротації (структурами вихороподібного скручування товщ [Слензак, 1984] лійкоподібних форм, які утворюються між зсувними площинами). Зони виклинювання таких серпоподібних макротіл є найперспективнішими щодо розшуку нових покладів корисних копалин.

Приуроченість рудних тіл до певних структурних позицій — призсувних тіней тиску в протерозойському структурному малюнку досліджуваної частини УЩ, вважаємо провідним пошуковим критерієм.

Список літератури

- Артеменко Г. В., Самборская И. А., Швайка И. А., Калинин В. И. Особенности гранитоидного магматизма в Гуляйпольской гранит-зеленокаменной структуре (Приазовский мегаблок УЩ). *Минерал. журн.* 2010. Т. 32. № 4. С. 63—76.
- Бибикова Е. В., Лобач-Жученко С. Б., Артеменко Г. В., Клаэссон С., Коваленко А. В., Крылов И. Н. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение, изотопный возраст, источники вещества. *Петрология.* 2008. Т. 16. № 3. С. 227—247.
- Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита. Под ред. Н. Я. Азарова. Киев: Наук. думка, 2005. 190 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита (архей). Отв. ред. Н. П. Щербак. Киев: Наук. думка, 2005. 243 с.

- Гинтов О. Б., Орлюк М. И., Мычак С. В., Бакаржи-ева М. И., Фарфуляк Л. В. Субботско-Мошоринский этап деформирования земной коры Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 6. С. 23—38.
- Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность. Справочник. Отв. ред. Н. П. Щербак. Киев: Наук. думка, 1993. 231 с.
- Егоров Д. Г. Структурно-вещественные признаки самоорганизующихся систем в железорудных месторождениях Кольского полуострова: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 1994. 20 с.
- Исаков Л. В., Паранько І. С., Сукач В. В. Послідовність формування гранітоїдних комплексів Середньопридніпровської та Західноприазовської мегаструктур Українського щита з позицій плюм-тектоніки: *Зб. тез Міжнар. наук. конф. «Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6—1,6 млрд років) Євразійського континенту (16—17 вересня 2014 р.)*. Київ: ІГМР, 2014. С. 60—61.
- Кичурчак В. М., Бойко А. З., Берзенин Б. З. О разрезе сачкинской свиты центрально-приазовской серии в северном обрамлении Дибровской структуры (Западное Приазовье). *Геолог. журн.* 1991. № 4. С. 101—107.
- Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. Вид. К. Ю. Єсипчук, О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк, М. П. Щербак, Є. Б. Глеваський, В. М. Скобелев, А. С. Дранник, М. В. Гейченко. Київ: УкрДГРІ, 2004.
- Металогенічна карта України. М-б 1:1 000 000. Ред. Д. С. Гурський. Київ: Держгеолслужба України, 2002. 6 л.
- Осьмачко Л. С. О вариациях геохимического состава гранитоидов Приазовского мегаблока Украинского щита при тектонических активизациях. *Наук. вісник НГУ.* 2014. № 6. С. 15—21.
- Осьмачко Л. С. Типи, умови та етапи формування дислокаційної тектоніки Сорокинської зони та її обрамлення (із позицій тектонофаціального аналізу): Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2004. 25 с.
- Паталаха Е. И. Геодинамическое моделирование типовых геологических структур. Киев: ПП «ЕКМО», 2005. 144 с.
- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 215 с.
- Паталаха Е. И., Лукиенко А. И., Гончар В. В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Феникс, 1995. 159 с.
- Перспективи розвитку уранової сировинної бази ядерної енергетики України. Відп. ред. Г. В. Лисиченко. Київ: Наук. думка, 2014. 355 с.
- Семка В. А., Пономаренко А. Н., Бондаренко С. Н., Донской Н. А., Шумлянський Л. В., Мельникова Е. Е. Дибровское редкоземельно-уран-ториевое месторождение в Приазовском мегаблоке Украинского щита. *Геохімія та рудоутворення.* 2010. № 28. С. 48—76.
- Слензак О. И. Локальные структуры зон напряжений докембрия. Киев: Наук. думка, 1984. 102 с.

The tectonic condition formed of ore-structures of the Peri-Azovian megablock of the Ukrainian Shield (at the examples fo Dibrovka)

© L. S. Os'machko, 2016

According to previous studies, the structural pattern of the eastern part of the Ukrainian shield, which was formed during several stages of essentially landslide transformations of crystalline basement, corresponds to dislocation system of displacement-rotation, formation of which took place in Paleoproterozoic. Linear components of the system have got features of formation under geologically-dynamic displacement-pressure conditions; the arched ones — under displacement-rotation conditions. It has been grounded that Dibrovka ore-bearing structure and other similar ones were generated synchronously with the mentioned components of the Peri-Azovian dislocation system. It has been shown that the history of formation of ore minerals, aggregates and bodies is the same as of rock-forming minerals aggregates and ore-bearing bodies. Confinement of ore bodies to pushed forward shadows of pressure in Proterozoic structural pattern is the key search characteristic.

Key words: dislocation system, structures, ore bodies, structural cells.

References

- Artemenko G. V., Samborskaya I. A., Shvayka I. A., Kalinin V. I., 2010. Peculiarities of Granitoid Magmatism in Gulyaipole Granite-Greenstone Structure (Peri-Azovian Megablock of the Ukrainian Shield). *Mine-ralogicheskii zhurnal* 32(4), 63—76 (in Russian).
- Bibikova E. V., Lobach-Zhuchenko S. B., Artemenko G. V., Klaesson C., Kovalenko A. V., Krylov I. N., 2008. Late Archean Magmatic Complexes of the Azov Terrane, Ukrainian Shield: Geological Setting, Isotopic Age, Sources of Material. *Petrologiya* 16(3), 227—247 (in Russian).
- Geological-geoelectric model of Orehovo-Pavlograd suture zone of the Ukrainian Shield, 2005. Ed. N. Ya. Azarov. Kiev: Naukova Dumka, 190 p. (in Russian).
- Geochronology of the Early Precambrian Ukrainian Shield (Archean), 2005. Ed. N. P. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 243 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Orliuk M. I., Mychak S. V., Bakarzhieva M. I., Farfulyak L. V., 2008. Subotsko-moshorinsky stages of dislocation each crust of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskii zhurnal* 30(6), 23—38 (in Russian).
- Granitoids of the Ukrainian shield. Petrochemicals, geochemistry, ore content. Handbook, 1993. Ed. N. P. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 231 p. (in Russian).
- Yegorov D. G., 1994. Structural-material markers of self-organization systems in the iron-deposits of the Kolskiy peninsula. Extended abstract of candidate's thesis. Sankt-Peterburg, 20 p. (in Russian).
- Isakov L. V., Paranko I. S., Sukach V. V., 2014. Sequence formed of granitoids complex's of the Midlprydni-provska and Westazov megastructures of the Ukrainian Shield from the point of view of plum-tectonic. *Early Precambrian (3,6—1,6 GA) geochronology and geodynamics of the Eurasian continent. Abstracts of International scientific conference*. Kiev: IGMR, P. 60—61 (in Ukrainian).
- Kichurchak V. M., Boyko A. Z., Berzenin B. Z., 1991. About sector of sachkinskaia formation of the centralpriazovskaia series in nordic round Dibrovskaia structure (Western Peri-Azovian). *Geologicheskii journal* (4), 101—107 (in Russian).
- Correlation geochronology sham of early Precambrian of the Ukrainian Shield, 2004. Compilers K. Yu. Yesypchuk, O. B. Bobrov, L. M. Stepanyuk, M. P. Shcherbak, Ye. B. Hlevaskyy, V. M. Skobelyev, A. S. Drannyk, M. V. Heychenko. Kiev: UkrDGRI (in Ukrainian).
- Metalogenic map of Ukraine, 2002. 1:1 000 000. Ed. D. S. Hurskyy. Kyiv: State geological Survey of Ukraine, 6 p. (in Ukrainian).
- Osmachko L. S., 2014. About the variations of geochemical composition of granitoids of the Peri-Azovian megablock of Ukrainian shield with tectonic activity. *Naukovyy visnyk NHU* (6), 15—21 (in Russian).
- Osmachko L. S., 2004. Types, conditions and forming stages of dislocation tectonics of Sorokinskaya zone and adjacent territory (from the point of view of tectonofacies analysis: Extended abstract of candidate's thesis. Kyiv, 25 p. (in Ukrainian).
- Patalakha E. I., 2005. The geodynamic modelling a types geological structures. Kiev: EKMO, 144 p. (in Russian).
- Patalakha E. I., 1970. The mechanism of birth flow-structures in the shear-zones. Almaty: Nauka, 215 p. (in Russian).
- Patalakha E. I., Lukienko A. I., Gonchar V. V., 1995. Tectonic flows as a basis for understanding the geological structures. Kiev: Feniks, 159 p. (in Russian).
- Perspectives development of uranium raw basis of nuclear energetic of the Ukrainian, 2014. Ed. G. V. Lysyuchenko. Kyiv: Naukova Dumka, 355 p. (in Ukrainian).
- Semka V. A., Ponomarenko A. N., Bondarenko S. N., Don-skoy N. A., Shumlyanskiy L. V., Melnikova E. E., 2010. Rare-earth-uranium-thorium Dibrovskoe deposit in the Peri-Azovian megablock of the Ukrainian Shield. *Heokhimiya ta rudoutvorenniya* (28), 48—76 (in Russian).
- Slenzak O. I., 1984. Local structures of strain zones of the Precambrian. Kiev: Naukova Dumka, 102 p. (in Russian).

Результати та аналіз земноприпливних спостережень із свердловинним нахиломіром у Полтаві

© А. М. Кутний, В. Г. Павлик, Т. М. Бабич, В. П. Плис, 2016

Полтавська гравіметрична обсерваторія Інституту геофізики НАН України, Полтава, Україна
Надійшла 8 квітня 2016 р.

Представлено членом редколегії В. І. Старостенко

Приведены результаты гармонического анализа восьмилетних земноприливных наблюдений с помощью скважинного наклономера Полтавской гравиметрической обсерватории. Получены высокоточные параметры главных приливных волн и чисел Лява h и k , которые практически совпадают с аналогичными данными из наклономерных и гравиметрических наблюдений в 25 пунктах Украины. Не обнаружено азимутальное неравенство фактора γ в направлениях NS и EW. Резонансное влияние жидкого ядра Земли совпадает с рассчитанным теоретически.

Ключевые слова: скважинный наклономер, земные приливы, наклономерные наблюдения, гармонический анализ, приливные параметры, числа Лява, резонанс ядра Земли.

Вступ. До 1960 р. з метою визначення пружних параметрів Землі нахиломірні спостереження у світі виконували переважно у глибоких печерах, штольнях і шахтах за допомогою нахиломірів Репсольда–Левицького, Томашека–Еленбергера, Швейдара та ін., які сконструйовано на базі горизонтального маятника. Ці прилади не мали дистанційного керування, що призвело до певних незручностей, знижувало точність отриманих результатів та унеможливило спостереження у характерних місцях земної поверхні.

З появою нахиломірів конструкції Островського [Островский, 1961] та Мельхіора [Melchior, 1966] з дистанційним керуванням стало можливим виконувати спостереження у шурфах діаметром близько 1 м і завглибшки 10–15 м. Проте спостереження у шурфах пов'язані зі значними фінансовими затратами та залежністю від рівня ґрунтових вод. Нахиломіри Мельхіора хоча і забезпечені дистанційним керуванням, але їх установлювали лише у невеличких нішах шахт і штолень, де, як показано у статтях [Harrison, 1976; Хасилев, 1978], спостерігали значний і достатньо неконтрольований ефект порожнини.

У 1970 р. фірма «Асканія» сконструювала та випробувала [Flach, Rozenbach, 1981] свердловинний двокомпонентний нахиломір з дистанційним керуванням на базі вертикального маятника та фотоелектричного перетворювача малих переміщень. Як відомо, вертикальний маятник порівняно з горизонтальним має сут-

тєву перевагу завдяки можливості у декілька разів збільшити базу контакту з об'єктом спостережень. Крім того, стало можливим установлювати цей прилад у свердловинах на значних глибинах від земної поверхні, де вплив збурювальних гідротермічних факторів і ефекту порожнини практично відсутній.

Результати земноприливних спостережень з екземпляром свердловинного нахиломіра фірми «Асканія» на станції Полушкіно під Москвою показали його значні переваги перед нахиломірами системи Островського [Шировков, Анохина, 1975].

У Полтавській гравіметричній обсерваторії (ПГО) розроблено конструкцію та виготовлено екземпляр свердловинного двокомпонентного нахиломіра на базі вертикального маятника з дистанційним керуванням і можливістю використання його як для наукових, так і для інженерних цілей [Кутний, Овчинников, 1992].

Результати та аналіз нахиломірних спостережень. З 2008 р. на території ПГО розпочато регулярні спостереження за приливними та повільними нахилами земної поверхні у двох взаємно перпендикулярних напрямках, близьких до NS (350° W) та EW (80° E) за допомогою свердловинного нахиломіра конструкції ПГО. Прилад установлено у вертикальній свердловині на глибині 8,5 м, діаметр обсадної труби із нержавіючої сталі близько 100 мм. Орієнтування за азимутом виконано з точністю одного градуса дуги. Свердловина розташована на незначному північно-східному схилі у 200 м

від невеликої притоки р. Ворскла. Покази нахиломіра зі щогодинними п'ятихвилинними розривами реєстрували на фотострічці за чутливості у межах 100—300 мм/с дуги. В разі заміни фотоелементів на фоторезистори можлива реєстрація показів нахиломіра на самопис чи АЦП і комп'ютер з чутливістю до 1000 мм/с дуги. Живлення ланок фотоелектричних перетворювачів малих переміщень, регулювання положення маятників і контрольних імпульсів чутливості нахиломіра здійснювали від високоточних стабілізаторів напругою 9 В. Поточну обробку матеріалу спостережень виконано за схемою гармонічного аналізу Матвеева [Матвеев, 1966], що потребує 30-добових неперервних щогодинних даних та виділення амплітудних факторів γ і $\Delta\varphi$ п'яти найбільших добових і півдобових припливних хвиль.

Фактор $\gamma = 1+k-h$ — це відношення амплітуди реальної припливної хвилі до її теоретичного аналогу, обчисленого за умови абсолютної твердості Землі, що пов'язано з числами Лява h і k . Фактор $\Delta\varphi$ є різницею між фазами, отриманою зі спостережень та обчисленою теоретично для відповідної припливної хвилі. Точність отриманих параметрів γ і $\Delta\varphi$ виявилась невисокою, у середньому близько 1—2 % для γ та 2—3 градуса дуги для $\Delta\varphi$, унаслідок гідротермічних збурень, що генеруються у поверхневому шарі та передаються на значні глибини Землі [Nakano, 1963]. З появою методики обробки експериментального матеріалу, яка дає змогу виключити вплив аномальних гідротермічних збурень [Кутний та ін., 2013], було переоброблено ряди восьмирічних спостережень за допомогою свердловинного нахиломіра конструкції ПГО. Отримані при цьому щорічні середньовагові параметри γ і $\Delta\varphi$ та їх середні квадратичні помилки після введення поправок за еталонування нахиломіра [Багмет, Кутний, 1973], за приведення до напрямків NS і EW [Матвеев, 1966], за вплив океанічних і морських припливів [Перцев, 1967], за вплив інерційних сил [Парийский, Перцев, 1980], за еліпсоїдну нормаль [Wensel, 1974] та нутацію Землі [Молоденский, 1980] для кожного року і всього періоду спостережень наведено для головних припливних хвиль і напрямків NS і EW у табл. 1 і 2.

У табл. 1, 2 також подано інформацію про кількість місячних серій, які отримані у кожному році, та середні теоретичні амплітуди головних припливних хвиль R_T .

Під час осереднення результатів по окремих хвилях у межах кожного року за ваги було взя-

то величини, обернено пропорційні квадрату суми середньоквадратичних помилок та абсолютних відхилень від середнього арифметичного. Для всього періоду спостережень вважали, що ваги, крім того, пропорційні числу місячних серій спостережень.

Як бачимо, для всіх припливних хвиль, за винятком хвилі K_1 у напрямках NS і EW, незважаючи на значну відмінність їх амплітуд, отримано в середньому для всього періоду спостережень практично збіжні результати параметрів γ і $\Delta\varphi$, хоча помилки їх визначень, особливо для добових хвиль O_1 і K_1 напрямку NS, суттєво різняться і обернено пропорційні амплітудам наведених хвиль.

Параметри найбільшої припливної хвилі M_2 для напрямків NS і EW у межах відповідних помилок майже збігаються, що свідчить про незалежність фактора γ у певному пункті від азимута спостережень. Збільшення фактора γ хвилі K_1 порівняно з аналогічним фактором хвилі O_1 пов'язане із резонансним впливом рідкого ядра Землі [Wahr, 1981; Dehant, 1987; Mathews et al., 1995] і для найімовірніших моделей Землі становить у середньому 0,042. За даними свердловинного нахиломіра ПГО різниця амплітудних факторів хвиль K_1 і O_1 у середньому дорівнює $0,0460 \pm 0,0018$, що відповідає аналогічним даним на 20 пунктах України [Кутний та ін., 2015].

Якщо вилучити резонансний вплив рідкого ядра Землі із фактора γ хвилі K_1 , то отриманий результат практично збігатиметься з параметрами інших хвиль і може бути використаний під час загального осереднення результатів спостережень за напрямками NS і EW. За ваги для такого осереднення взято величини, пропорційні амплітудам припливних хвиль та обернено пропорційні квадрату суми середньоквадратичних помилок і абсолютних відхилень від середньоарифметичного значення відповідно для факторів γ та $\Delta\varphi$.

З урахуванням поправок за еталонування для Полтави отримано: $\gamma = 0,6922 \pm 0,0015$, $\Delta\varphi = 1,68 \pm 0,23$ градуса дуги.

У результаті багаторічних рядів гравіметричних спостережень у Полтаві отримано високоточний фактор $\delta = 1+h-\frac{3}{2}k = 1,1583 \pm 0,0004$ [Кутний та ін., 2015], тому без жодних припущень можна знайти числа Лява h і k , які характеризують фізичні властивості Землі і є основою вибору її достовірної теоретичної моделі. Для Полтави значення цих чисел виявились такими: $k = 0,2990 \pm 0,0031$; $h = 0,6069 \pm 0,0046$.

Наведені вище значення в межах помилок

Таблиця 1. Параметри припливних хвиль на ГМП у Полтаві (з урахуванням поправок за еталонування, приведення до напрямку NS, морські припливи, вплив інерційних сил, еліпсоїдну нормаль, нутацію Землі). Напрямок NS

| Рік спостережень/ кількість місячних серій | Вид осереднення | Параметри припливних хвиль | | | | | | | | | |
|---|----------------------|----------------------------|----------------|--------------------|-----------------|--------------------|-----------------|--------------------|-----------------|--------------------|-----------------|
| | | $O_1 (R_T=1,02)$ | | $K_1 (R_T=1,44)$ | | $N_2 (R_T=1,49)$ | | $M_2 (R_T=7,80)$ | | $S_2 (R_T=3,63)$ | |
| | | γ | $\Delta\phi$ | γ | $\Delta\phi$ | γ | $\Delta\phi$ | γ | $\Delta\phi$ | γ | $\Delta\phi$ |
| 2008 4 | Середнє арифметичне | 0,6737± ±0,0075 | 8,2± ±0,78 | 0,7191± ±0,0103 | -4,69± ±0,81 | 0,6835± ±0,0084 | -1,8± ±0,45 | 0,6894± ±0,0029 | -1,32± ±0,18 | 0,6982± ±0,0097 | -1,39± ±0,16 |
| | Середнє вагове | 0,6764± ±0,0122 | 7,84± ±0,88 | 0,7239± ±0,0081 | -4,42± ±0,54 | 0,6817± ±0,0076 | -1,72± ±0,67 | 0,6893± ±0,0016 | -1,32± ±0,14 | 0,6917± ±0,0038 | -1,38± ±0,33 |
| 2009 10 | Середнє арифметичне. | 0,6652± ±0,0070 | 8,38± ±0,58 | 0,7393± ±0,0096 | -2,87± ±0,86 | 0,6908± ±0,0093 | -2,3± ±1,12 | 0,6828± ±0,0022 | -1,15± ±0,10 | 0,6852± ±0,0027 | -1,13± ±0,34 |
| | Середнє вагове | 0,6700± ±0,0068 | 7,86± ±0,50 | 0,7419± ±0,0052 | -2,33± ±0,34 | 0,6853± ±0,0060 | -1,47± ±0,53 | 0,6831± ±0,0011 | -1,18± ±0,10 | 0,6856± ±0,0020 | -0,56± ±0,18 |
| 2010 12 | Середнє арифметичне | 0,6958± ±0,0073 | 8,12± ±0,52 | 0,7245± ±0,0057 | -3,67± ±0,43 | 0,7059± ±0,0064 | -0,34± ±0,81 | 0,6938± ±0,0011 | -1,10± ±0,08 | 0,6893± ±0,0035 | -0,77± ±0,17 |
| | Середнє вагове | 0,6922± ±0,0066 | 8,10± ±0,47 | 0,7231± ±0,0043 | -3,69± ±0,29 | 0,7085± ±0,0048 | -0,85± ±0,40 | 0,6940± ±0,0009 | -1,05± ±0,08 | 0,6894± ±0,0019 | -0,89± ±0,17 |
| 2011 12 | Середнє арифметичне | 0,6827± ±0,0106 | 7,88± ±0,82 | 0,7196± ±0,0086 | -3,78± ±0,67 | 0,7009± ±0,0093 | -1,9± ±0,74 | 0,6972± ±0,0020 | -2,17± ±0,35 | 0,6933± ±0,0037 | -1,97± ±0,46 |
| | Середнє вагове | 0,6772± ±0,0097 | 8,01± ±0,69 | 0,7160± ±0,0068 | -3,70± ±0,46 | 0,6939± ±0,0057 | -0,94± ±0,49 | 0,6969± ±0,0011 | -1,03± ±0,09 | 0,6927± ±0,0021 | -1,03± ±0,18 |
| 2012 9 | Середнє арифметичне | 0,6721± ±0,0112 | 8,00± ±1,56 | 0,7183± ±0,0142 | -4,61± ±0,62 | 0,6780± ±0,0155 | 0,81± ±0,90 | 0,6955± ±0,0015 | -0,69± ±0,32 | 0,6838± ±0,0040 | -1,10± ±0,42 |
| | Середнє вагове | 0,6712± ±0,0111 | 9,20± ±0,80 | 0,7071± ±0,0072 | -4,43± ±0,49 | 0,6723± ±0,0068 | 1,2± ±0,61 | 0,6928± ±0,0012 | -0,28± ±0,11 | 0,6822± ±0,0025 | -0,73± ±0,22 |
| 2013 12 | Середнє арифметичне | 0,6902± ±0,0109 | 8,35± ±0,67 | 0,7269± ±0,0060 | -2,47± ±0,45 | 0,7004± ±0,0041 | -0,06± ±0,60 | 0,6927± ±0,0014 | -0,83± ±0,11 | 0,6847± ±0,0025 | -0,99± ±0,15 |
| | Середнє вагове | 0,6923± ±0,0092 | 8,37± ±0,65 | 0,7277± ±0,0057 | -2,94± ±0,38 | 0,7018± ±0,0061 | 0,0± ±0,52 | 0,6933± ±0,0011 | -0,83± ±0,10 | 0,6835± ±0,0023 | -0,97± ±0,20 |
| 2014 12 | Середнє арифметичне | 0,6624± ±0,0106 | 8,63± ±1,03 | 0,7124± ±0,0051 | -5,47± ±0,68 | 0,6820± ±0,0168 | -0,38± ±0,60 | 0,6888± ±0,0028 | -0,70± ±0,24 | 0,6913± ±0,0039 | -1,26± ±0,37 |
| | Середнє вагове | 0,6609± ±0,0122 | 8,52± ±0,90 | 0,7141± ±0,0073 | -5,17± ±0,49 | 0,7009± ±0,0071 | -0,53± ±0,61 | 0,6885± ±0,0014 | -0,6± ±0,12 | 0,6892± ±0,0031 | -1,18± ±0,14 |
| 2015 7 | Середнє арифметичне | 0,6868± ±0,0106 | 8,62± ±0,62 | 0,7261± ±0,0083 | -3,97± ±1,09 | 0,6918± ±0,0058 | -1,01± ±4,14 | 0,6917± ±0,0012 | -0,79± ±0,10 | 0,6795± ±0,0035 | -0,53± ±0,24 |
| | Середнє вагове | 0,6884± ±0,0113 | 8,70± ±0,80 | 0,7292± ±0,0066 | -3,19± ±0,44 | 0,6929± ±0,0064 | -0,79± ±0,56 | 0,6919± ±0,0011 | -0,81± ±0,10 | 0,6810± ±0,0024 | -0,60± ±0,21 |
| Загальне середньовагове | | 0,6779± ±0,0060 | 8,24± ±0,34 | 0,7233± ±0,0033 | -3,69± ±0,24 | 0,6931± ±0,0041 | -0,76± ±0,32 | 0,6919± ±0,0011 | -0,90± ±0,09 | 0,6868± ±0,0019 | -0,92± ±0,12 |

Примітка. Тут і в табл. 2 R_T — в мілісекундах дуги, $\Delta\phi$ — у градусах дуги.

збігаються з регіональними значеннями чисел Лява для України [Кутний та ін., 2015].

Висновки. 1. Згідно з даними земнопри-

пливних спостережень за допомогою свердловинного нахиломіра конструкції ПГО для Полтави після вилучення з експерименталь-

Т а б л и ц я 2. Параметри припливних хвиль на ГМП у Полтаві (з урахуванням поправок за еталонування, приведення до напрямку EW, морські припливи, вплив інерційних сил, еліпсоїдну нормаль, нутацію Землі). Напрямок EW

| Рік спостережень/ кількість місячних серій | Вид осереднення | Параметри припливних хвиль | | | | | | | | | |
|---|---------------------|----------------------------|----------------|--------------------|-----------------|--------------------|----------------|--------------------|----------------|--------------------|-----------------|
| | | $O_1 (R_T=1,02)$ | | $K_1 (R_T=1,44)$ | | $N_2 (R_T=1,49)$ | | $M_2 (R_T=7,80)$ | | $S_2 (R_T=3,63)$ | |
| | | γ | $\Delta\phi$ | γ | $\Delta\phi$ | γ | $\Delta\phi$ | γ | $\Delta\phi$ | γ | $\Delta\phi$ |
| 2008 4 | Середнє арифметичне | 0,6915± ±0,0045 | 3,00± ±0,11 | 0,7374± ±0,0036 | 4,10± ±0,13 | 0,6887± ±0,0058 | 0,81± ±0,49 | 0,6961± ±0,0030 | 1,65± ±0,17 | 0,7215± ±0,0014 | -0,05± ±0,85 |
| | Середнє вагове | 0,6943± ±0,0027 | 3,05± ±0,21 | 0,7405± ±0,0015 | 4,07± ±0,12 | 0,6819± ±0,0066 | 0,78± ±0,54 | 0,6959± ±0,0014 | 1,54± ±0,12 | 0,7214± ±0,0037 | -0,26± ±0,29 |
| 2009 40 | Середнє арифметичне | 0,6815± ±0,0011 | 3,92± ±0,25 | 0,7347± ±0,0026 | 4,57± ±0,16 | 0,6889± ±0,0107 | 1,10± ±0,87 | 0,6854± ±0,0019 | 2,61± ±0,25 | 0,6924± ±0,0055 | -0,51± ±0,49 |
| | Середнє вагове | 0,6799± ±0,0041 | 3,80± ±0,35 | 0,7333± ±0,0029 | 4,50± ±0,22 | 0,6888± ±0,0112 | 1,07± ±0,92 | 0,6854± ±0,0020 | 2,61± ±0,16 | 0,6936± ±0,0038 | -0,38± ±0,32 |
| 2010 8 | Середнє арифметичне | 0,6868± ±0,0030 | 3,65± ±0,26 | 0,7328± ±0,0013 | 4,81± ±0,38 | 0,6632± ±0,0101 | 2,25± ±0,72 | 0,6886± ±0,0019 | 2,32± ±0,10 | 0,6857± ±0,0100 | -0,57± ±0,23 |
| | Середнє вагове | 0,6861± ±0,0021 | 3,57± ±0,17 | 0,7317± ±0,0014 | 4,42± ±0,12 | 0,6691± ±0,0061 | 2,70± ±0,52 | 0,6887± ±0,0013 | 2,30± ±0,10 | 0,6966± ±0,0025 | -0,46± ±0,20 |
| 2011 12 | Середнє арифметичне | 0,6862± ±0,0024 | 3,31± ±0,23 | 0,7397± ±0,0024 | 3,93± ±0,12 | 0,7062± ±0,0058 | 2,42± ±0,68 | 0,6972± ±0,0009 | 2,13± ±0,09 | 0,7088± ±0,0035 | -0,33± ±0,19 |
| | Середнє вагове | 0,6865± ±0,0019 | 3,17± ±0,16 | 0,7405± ±0,0013 | 3,95± ±0,10 | 0,7117± ±0,0025 | 1,70± ±0,38 | 0,6974± ±0,0009 | 2,06± ±0,07 | 0,7093± ±0,0018 | -0,23± ±0,15 |
| 2012 10 | Середнє арифметичне | 0,6851± ±0,0029 | 3,01± ±0,27 | 0,7378± ±0,0018 | 4,06± ±0,22 | 0,6892± ±0,0111 | 2,17± ±0,59 | 0,6955± ±0,0012 | 2,06± ±0,15 | 0,7074± ±0,0033 | -1,06± ±0,36 |
| | Середнє вагове | 0,6877± ±0,0027 | 3,03± ±0,23 | 0,7373± ±0,0018 | 3,91± ±0,14 | 0,6995± ±0,0072 | 2,08± ±0,58 | 0,6965± ±0,0013 | 2,05± ±0,10 | 0,7093± ±0,0024 | -0,15± ±0,20 |
| 2013 11 | Середнє арифметичне | 0,6906± ±0,0017 | 3,63± ±0,23 | 0,7355± ±0,0008 | 4,10± ±0,13 | 0,6910± ±0,0073 | 3,52± ±0,34 | 0,6937± ±0,0012 | 2,29± ±0,18 | 0,7098± ±0,0025 | -0,45± ±0,35 |
| | Середнє вагове | 0,6898± ±0,0021 | 3,59± ±0,17 | 0,7364± ±0,0013 | 4,18± ±0,10 | 0,6925± ±0,0050 | 3,47± ±0,41 | 0,6933± ±0,0009 | 2,40± ±0,07 | 0,7086± ±0,0017 | -0,57± ±0,14 |
| 2014 12 | Середнє арифметичне | 0,6887± ±0,0025 | 3,46± ±0,19 | 0,7385± ±0,0022 | 3,84± ±11,21 | 0,7109± ±0,0049 | 1,87± ±0,52 | 0,6955± ±0,0016 | 1,49± ±0,14 | 0,7106± ±0,0039 | -0,30± ±0,30 |
| | Середнє вагове | 0,6893± ±0,0013 | 3,77± ±0,17 | 0,7374± ±0,0013 | 4,05± ±0,10 | 0,7097± ±0,0048 | 1,62± ±0,38 | 0,6944± ±0,0009 | 1,50± ±0,07 | 0,7077± ±0,0018 | -0,48± ±0,15 |
| 2015 8 | Середнє арифметичне | 0,6829± ±0,0022 | 3,61± ±0,23 | 0,7343± ±0,0034 | 3,90± ±0,19 | 0,6917± ±0,0102 | 0,60± ±0,90 | 0,6795± ±0,0023 | 1,92± ±0,10 | 0,6953± ±0,0046 | -0,75± ±0,21 |
| | Середнє вагове | 0,6825± ±0,0028 | 3,61± ±0,23 | 0,7313± ±0,0016 | 4,04± ±0,13 | 0,6941± ±0,0058 | 1,88± ±0,47 | 0,6799± ±0,0011 | 1,97± ±0,09 | 0,6966± ±0,0022 | -0,76± ±0,18 |
| Загальне середньовагове | | 0,6872± ±0,0014 | 3,50± ±0,15 | 0,7365± ±0,0012 | 4,10± ±0,08 | 0,6937± ±0,0038 | 1,84± ±0,28 | 0,6928± ±0,0017 | 2,05± ±0,06 | 0,7073± ±0,0024 | -0,43± ±0,11 |

них даних аномальних гідротермічних збурень і врахування поправок за еталонування, вплив океанічних і морських припливів, приведення до напрямків NS і EW, вплив інерційних сил, еліпсоїдну нормаль та нутацію

Землі не виявлено азимутальної нерівності фактора γ у напрямках NS і EW. Для найбільшої хвилі M_2 різниця $\gamma_{NS} - \gamma_{EW} = 0,0003 \pm 0,0020$, що не перевищує її середньої квадратичної помилки.

2. Фактор γ та числа Лява h і k для Полтави відповідають аналогічним даним, що раніше отримані з результатів нахиломірних та гравіметричних спостережень на 25 станціях України [Кутний, та ін., 2015]. Різниця фактора γ для добових хвиль O_1 і K_1 підтверджує вплив рідкого ядра Землі на деформацію її кори. Ця різниця практично збігається з аналогічними

експериментальними даними [Melchior, 1966; Кутний та ін., 2015] і розрахованими теоретично для ймовірних моделей внутрішньої будови Землі [Wahr, 1981; Dehant, 1987; Mathews et al., 1995]. Отже, свердловинний нахиломір конструкції ПГО є надійним і за його допомогою можна вирішувати відповідні наукові та інженерні завдання.

Список літератури

- Багмет А. Л., Кутний А. М. Эталонирование наклономеров с фотоэлектрическим увеличением на малых углах наклона. *Вращение и приливные деформации Земли*. 1973. Вып. 5. С. 50—56.
- Кутний А. М., Павлик В. Г., Булацен В. Г., Голубицкий В. Г., Богдан І. Ю., Корба П. С., Бабич Т. М., Плис В. П. Результати та аналіз земноприливних спостережень на території України. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 2. С. 57—73.
- Кутный А. М., Овчинников В. А. Скважинный наклономер Полтавской гравиметрической обсерватории. *Вращение и приливные деформации Земли*. 1992. Вып. 24. С. 109—117.
- Кутний А. М., Павлик В. Г., Бабич Т. М. Моделювання та роздільне виключення збурень земноприливних спостережень. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 2. С. 157—162.
- Матвеев П. С. Гармонический анализ месячной серии наблюдений земных приливов. В кн.: *Земные приливы*: Киев: Наук. думка, 1966. С. 54—93.
- Мологенский С. М. Влияние вынужденной нутации Земли на результаты приливных наблюдений. В кн.: *Изучение земных приливов*. Москва: Наука, 1980. С. 36—41.
- Мологенский М. С., Крамер М. В. Земные приливы и нутация Земли. Москва: Изд-во АН СССР, 1961. 40 с.
- Островский А. Е. Наклономер с фотоэлектрической регистрацией. В кн.: *Изучение земных приливов*. Москва: Изд-во АН СССР, 1961. С. 41—75.
- Парийский Н. Н., Перцев Б. П. Влияние инерционных сил на наблюдения приливных изменений силы тяжести и наклонов. В кн.: *Изучение земных приливов*. Москва: Наука, 1980. С. 22—35.
- Перцев Б. П. Оценка влияния морских приливов на земные в пунктах, удаленных от океанов. В кн.: *Земные приливы и внутреннее строение Земли*. Москва: Наука, 1967. С. 10—22.
- Хасилев А. Е. Эффект полости в штольнях некоторых сечений. *Вращение и приливные деформации Земли*. 1978. Вып. 10. С. 22—30.
- Широков И. А., Анохина К. М. О сравнительных наблюдениях приливных наклонов скважинным наклономером «Аскания» и наклономерами Островского. *Вращение и приливные деформации Земли*, 1975. Вып. 7. С. 21—24.
- Dehant V., 1987. Tidal parameters for an inelastic Earth. *Phys. Earth Planet. Int.* 49, 97—116.
- Flach Von D., Rozenbach O., 1981. Der Ascanis Bohrloch Neigungsmesster (Gezeitenpendel) nach A. Graf auf der Test-station Zellerfeld-Muh-lenhone. *Obs. Roy. Belg. BIM* 60, 2934—2944.
- Harrison J. C., 1976. Cavity and topographic effects in tilt and strain measurement. *J. Geophys. Res.* 81(2), 319—328.
- Mathews P. M., Buffett B. A., Shapiro I. I., 1995. Love numbers for diurnal tides: Relation to wobble admittances and resonance expansions. *J. Geophys. Res.* 100, 9935—9948.
- Melchior P., 1966. The earth tides. Edinburch. New York. Paris. Frankfurt. Oxford. London: Pergamon press., 458 p.
- Nakano S., 1963. The effect of surface temperature on the crustal deformations. *Bull. Disaster. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.*, 6—15.
- Wahr J. M., 1981. Body tides on an elliptical, rotating, elastic, and oceanless Earth. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 64, 677—703.
- Wensel H. G., 1974. The correction of tidal development to ellipsoidal normal. *BIM.* (68), 37—90.

Results and analysis of earth tide observations with the borehole tiltmeter in Poltava

© A. M. Kutnyy, V. G. Pavlyk, T. M. Babych, V. P. Plys, 2016

Results of harmonic analysis of eight years earth tides observations with the borehole tiltmeter of the Poltava Gravimetric Observatory are presented. High-precision parameters of the main tidal waves and Love's numbers h and k which practically coincide with similar data from tiltmetric and gravimetric observations in 25 stations of Ukraine are received. The azimuthal inequality of a factor γ in the NS and EW directions isn't revealed. Resonant influence of the liquid core of Earth coincides with calculated theoretically.

Key words: borehole tiltmeter, earth tides, tiltmetric observations, harmonic analysis, tidal parameters, Love's numbers, resonance of the Earth's core.

References

- Bagmet A. I., Kutnyy A. M., 1973. Standartization of tiltmeters from the photo-electric increase on small tilt angles. *Vrashcheniye i prilivnye deformatsii Zemli* (is. 5), 50—56 (in Russian).
- Kutnyy A. M., Pavlyk V. G., Bulatsen V. G., Golubitskiy V. G., Bogdan I. Yu., Korba P. S., Babych T. M., Plys V. P., 2015. Results and analysis of the Earth's tidal observations in the territory of Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(2), 56—72 (in Ukrainian).
- Kutnyy A. M., Ovchinnikov V. A., 1992. The borehole tiltmeter of Poltava Gravimetric Observatory. In: *Rotation and tidal deformations of Earth*. Kiev: Naukova Dumka, P. 109—117 (in Russian).
- Kutnyy A. M., Pavlyk V. G., Babych T. M., 2013. Modeling and separate exception of disturbance of Earth's tidal observations. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(2), 157—162 (in Ukrainian).
- Matveev P. S., 1966. Harmonic analysis of monthly series of the Earth's tidal observations. In: *Earth tides*. Kiev: Naukova Dumka, P. 54—93 (in Russian).
- Molodenskiy C. M., 1980. Effect of forced nutation of the Earth on the results of tidal observations. In: *Study of the Earth tides*. Moscow: Nauka, P. 36—41 (in Russian).
- Molodenskiy M. C., Kramer M. V., 1961. Earth tides and nutation of the Earth. Moscow: Publ. House of the USSR Academy of Sciences, 40 p. (in Russian).
- Ostrovskiy A. E., 1961. Tiltmeter with photoelectric recording. In: *Study of the Earth tides*. Moscow: Publ. House of the USSR Academy of Sciences, P. 41—75 (in Russian).
- Pariyskiy N. N., Pertsev B. P., 1980. Effect of inertial forces on the observations of tidal gravity changes and tilts. In: *Study of the Earth tides*. Moscow: Nauka, P. 22—35 (in Russian).
- Pertsev B. P., 1967. Estimation of influence of sea tides on the earth tides at points remote from the oceans. In: *Earth tides and internal structure of the Earth*. Moscow: Nauka, P. 10—22 (in Russian).
- Khasilev L. E., 1978. Effect of cavity in adits of some sections. *Vrashcheniye i prilivnye deformatsii Zemli* (is.10), 22—30 (in Russian).
- Shirokov I. A., Anokhina K. M., 1975. About comparative observations of tidal tilts with borehole Askaniya tiltmeter and Ostrovsky's tiltmeters. *Vrashcheniye i prilivnye deformatsii Zemli* (is.7), 21—24 (in Russian).
- Dehant V., 1987. Tidal parameters for an inelastic Earth. *Phys. Earth Planet. Int.* 49, 97—116.
- Flach Von D., Rozenbach O., 1981. Der Ascanis Bohrloch Neigungsmesster (Gezeitenpendel) nach A. Graf auf der Test-station Zellerfeld-Muh-lenhone. *Obs. Roy. Belg. BIM* 60, 2934—2944.
- Harrison J. C., 1976. Cavity and topographic effects in tilt and strain measurement. *J. Geophys. Res.* 81(2), 319—328.
- Mathews P. M., Buffett B. A., Shapiro I. I., 1995. Love numbers for diurnal tides: Relation to wobble admittances and resonance expansions. *J. Geophys. Res.* 100, 9935—9948.
- Melchior P., 1966. The earth tides. Edinburch. New York. Paris. Frankfurt. Oxford. London: Pergamon press., 458 p.
- Nakano S., 1963. The effect of surface temperature on the crustal deformations. *Bull. Disaster. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.*, 6—15.
- Wahr J. M., 1981. Body tides on an elliptical, rotating, elastic, and oceanless Earth. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 64, 677—703.
- Wensel H. G., 1974. The correction of tidal development to ellipsoidal normal. *BIM.* (68), 37—90.

Застосування магнітних методів для контролю змін продуктивних земель

© О. І. Меньшов, 2016

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ «Інститут геології», Київ, Україна
Надійшла 13 квітня 2016 р.

Представлено членом редколегії М. І. Орлюком

Развитие агропромышленного комплекса Украины требует повышения урожайности сельскохозяйственных культур, что может приводить к снижению продуктивности почв: потере гумуса, эрозии, деградации. Актуальными при этом являются картирование аграрных угодий и моделирование опасных процессов внутри почвенных покровов с целью разработки оптимальных схем их дальнейшей эксплуатации и устойчивого развития территорий. Для решения указанных проблем целесообразно привлечение магнитных методов, которые демонстрируют высокую информативность как по результатам наших собственных исследований, так и на основе зарубежного опыта. Исследована магнитная восприимчивость в пределах аграрного участка Харьковской обл. Почвенный покров представлен черноземами. Среднее значение удельной магнитной восприимчивости (χ) почв составляет $69 \cdot 10^{-8}$, минимальное — $50 \cdot 10^{-8}$, максимальное — $86 \cdot 10^{-8}$ м³/кг. Коэффициент вариации равен 12,48 %, что указывает на отсутствие экстремальных значений данного параметра — изменения типов почв, техногенной нагрузки. Ландшафтные условия Одесской обл. на побережье Черного моря характеризуются как равнина с высоким обрывом у морской полосы. Было исследовано латеральное сечение с целью выявления эрозионно опасных частей почвенного покрова. Магнитная восприимчивость высокомагнитных неизмененных черноземов достигает $160 \cdot 10^{-8}$ м³/кг, а при воздействии эрозионных вымывных процессов и замещения верхнего гумусового горизонта подстилающим глинистым горизонтом составляет около $80 \cdot 10^{-8}$ м³/кг. Содержание гумуса тесно связывается с формированием магнитных минералов в процессе почвообразования (педогенный характер магнетизма) вне влияния литогенной основы, антропогенных и техногенных факторов. При этом формирование магнитных минералов происходит при наличии органического вещества в почвенном агрегате и благоприятных условий для процессов изменения валентности железа. Верхние гумусовые горизонты продуктивных почв Украины наиболее остро испытывают воздействие эрозионных процессов, могут содержать в своей структуре мелкозернистый окисленный магнетит и маггемит педогенного происхождения, который формируется при выветривании материнской породы. Образование такого магнетита происходит за счет жизнедеятельности специальных магнетотактичных бактерий.

Ключевые слова: магнитная восприимчивость, почвы, гумус, эрозия, деградация земель, аграрный сектор.

Вступ. Події, що відбуваються останнім часом у нашій державі, змінюють пріоритети розвитку її економіки. При цьому все більшої значущості набуває аграрне виробництво, яке базується на використанні продуктивності сільськогосподарських земель. Враховуючи необхідність вимоги прибутковості галузі з одночасним збереженням родючих ґрунтів для подальшої експлуатації та сталого розвитку, актуальним постає завдання картування аграрних угідь та моделювання небезпечних процесів усередині ґрунтових покривів. Кар-

тування цих покривів і моделювання процесів, що проходять усередині ґрунтів, з метою попередження їх деградації є одним з фундаментальних інструментів для побудови оптимальної схеми управління природними ресурсами. Важливим є запровадження принципів урахування індивідуальних властивостей конкретних аграрних ділянок для їх сталого розвитку в умовах виробничого навантаження або несприятливих природних впливів. Мова йде передусім про розуміння причин деградації ґрунтів та розробки оптимальних способів

для запобігання негативним наслідкам їх інтенсивного використання, забруднення, природній ерозії.

Актуальним є визначення потенційної родючості ґрунтових покривів, вмісту гумусу, необхідності внесення органічних та неорганічних добрив, використання чи невикористання протягом тривалого проміжку часу конкретних ділянок у виробництві.

Для вирішення наведених вище завдань доцільним є залучення магнітних методів, які демонструють високу інформативність як за результатами наших власних досліджень, так і на підставі закордонного досвіду, який розглянуто нижче.

Постановка задачі. Ерозія є одним із ключових чинників, що призводить до деградації продуктивних земель. На жаль, завдання дослідження саме ерозійно небезпечних ділянок ускладнюється у країнах, що не мають сталої економіки [Mandal, Sharda, 2013]. Пояснюється ця обставина браком необхідної інформації про розподіли фізичних і хімічних показників у ґрунтах, а також відсутністю оптимальних механізмів збору та обробки матеріалів (найчастіше через відсутність фінансування проведення відповідних робіт). Водночас акцентується увага на важливості залучення ефективніших методів для контролю деструкції ґрунтів, зокрема на основі геопросторових технологій. Очевидно, що таким вимогам відповідають і магнітні методи, які характеризуються експресністю, низькою вартістю та високою роздільною здатністю.

Закордонні дослідники, розглядаючи основні принципи визначення, контролю та запобігання ерозії ґрунтів, пропонують цікаві підходи до забезпечення сталого розвитку на конкретних прикладах. У Іспанії, де проблема ерозії ґрунтів, що спричинена веденням сільського господарства, набуває загрозливих тенденцій, пропонується розробка загальнодержавної стратегії щодо запобігання втрати земель та відновлення їх функціональності [García-Orenes et al., 2009]. Зауважимо, що у середземноморських умовах використовують спеціальні рослини та мульчування з метою зниження втрат ґрунтів у разі їх обробки [Giménez-Mogera et al., 2010]. Важливим є врахування впливу на ерозію ґрунтів інтенсивності опадів, кута нахилу території землекористування і їх апіорної зволоженості [Ziadat, Taimeh, 2013].

Для інтенсифікації розв'язання зазначених вище проблем успішно залучають магнітні ме-

тоди вивчення ерозії, різних форм деградації, продуктивності та інших ґрунтозначущих показників. У статті [Chen et al., 2015] розглянуто вплив на магнетизм ґрунтового покриву агропромислового вирощування рису протягом тривалого часу. Одним з важливих висновків дослідження є інформація про те, що на деградацію продуктивних сільськогосподарських земель, а отже, і на зміну магнітної сприйнятливості впливає насамперед не інтенсивність ведення сільського господарства, а зміна під його впливом вологості верхніх гумусових горизонтів ґрунту.

Крім того, встановлено зв'язок між магнітними параметрами, показником рН і вмістом органічної речовини у ґрунті [Yang et al., 2015a]. Автори статті взяли до уваги сучасний вплив процесів урбанізації у місті. Виявлено кореляційні зв'язки (позитивна і негативна кореляція, відсутність кореляції) між магнітними параметрами та зазначеними вище агрономічними показниками.

За результатами досліджень [Yang et al., 2015b] оцінено вплив на магнітну сприйнятливості і вміст органічної речовини орних ґрунтів процесів іригації із джерел очищених стічних або ґрунтових вод. Визначено, що вміст органічної речовини і магнітна сприйнятливості ґрунтів, які зрошували стічними водами, збільшилися на 7,1 і 13,5 % відповідно порівняно з такими показниками сільськогосподарських земель, які зрошували виключно ґрунтовими водами. Автори наполягають на антропогенно-техногенному факторі підвищення магнетизму ґрунтів, що підтверджується значеннями відповідних індикативних магнітних параметрів. Отже, визначення магнітної сприйнятливості можна використовувати як швидкісний метод для виявлення потенційного забруднення орних земель.

У публікації [Armstrong et al., 2012] пропонується використання магнітного методу як ефективного та експресного підходу до визначення ерозії ґрунтів без залучення фізико-хімічних вартісних досліджень. За цим методом ґрунти нагрівають з подальшим визначенням змін їх магнітних властивостей як показника ерозійних процесів.

В Україні вивчення ерозійних процесів продуктивних земель із застосуванням магнітних методів ми проводимо спільно із фахівцями ННЦ «Інститут ґрунтознавства та агрохімії імені О. Н. Соколовського» [Круглов та ін., 2014].

У 2008—2011 рр. було виконано дослід-

ження у межах Сьомої рамкової програми Європейського Союзу FP7 «iSOIL» (Interactions between soil related sciences—Linking geophysics, soil science and digital soil mapping). Частина досліджень щодо магнетизму глейових ґрунтів виконано поблизу Рослау, Німеччина [Jordanova et al., 2013]. Отримано високі кореляційні зв'язки між магнітними параметрами ґрунтів і вмістом у них важливих для сільськогосподарства поживних речовин — азоту, вуглецю та сірки.

Інформативність магнетизму ґрунтів успішно використовують у сільському господарстві для контролю продуктивності земель, їх родючості та визначення ерозійних процесів за результатами досліджень [Карічка et al., 2013]. Найвищі значення магнітної сприйнятливості та вмісту органічної речовини у ґрунтах було зафіксовано на рівнинній верхній частині дослідної ділянки, де залишився верхній родючий шар ґрунту. Найнижчі значення магнітної сприйнятливості отримано у межах крутих схилів долини.

Отже, для розуміння основних принципів оцінювання ерозії ґрунтів на основі дослідження магнітної сприйнятливості та більш однозначної інтерпретації результатів вимірювань потрібно розглядати групу факторів [Jordanova et al., 2011]: тип магнітних мінералів, концентрації та розмір їх зерен, стабільність магнетиків, площовий розподіл значень магнітної сприйнятливості, крім того, слід всебічно використовувати доступну агрономічну інформацію.

Результати. Розглянемо декілька прикладів дослідження магнітної сприйнятливості ґрунтів у межах продуктивних аграрних земель України.

Приклад 1. На рис. 1 показано результати дослідження магнітної сприйнятливості у межах аграрної ділянки Харківської обл. (первинний матеріал наданий О. Кругловим та П. Назарком). Ґрунтовий покрив представлений чорноземами. Проведено лабораторні вимірювання питомої магнітної сприйнятливості, визначення гумусу, розраховано індекс ерозійної небезпеки. Середнє значення питомої магнітної сприйнятливості (χ) ґрунтів цієї ділянки дорівнює $69 \cdot 10^{-8}$, мінімальне — $50 \cdot 10^{-8}$, максимальне — $86 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. Коефіцієнт варіації становить 12,48 %, що вказує на відсутність його екстремальних значень — зміни типів ґрунтів, техногенного навантаження. Найвищі значення χ зафіксовано у південно-західній частині ділянки, низькі — у північно-східній.

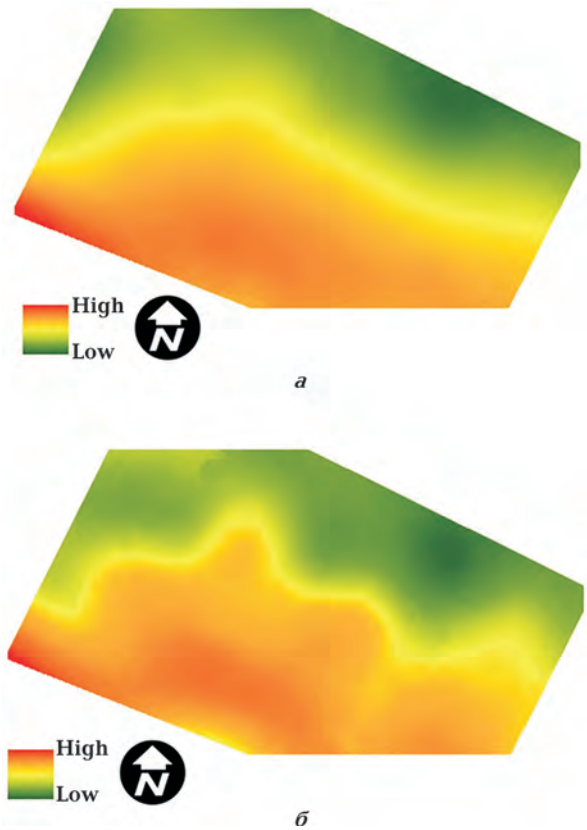


Рис. 1. Просторовий розподіл магнітної сприйнятливості аграрної ділянки у Харківській обл. Приклади інтерполяції найбільш (а) і найменш точними (б) методами із застосуванням реальних даних та моделювання.

Відповідні тенденції чітко прослідковано за переходом від верхньої частини схилу до нижньої.

Загалом магнітна сприйнятливість у межах наведеного прикладу має високу просторову залежність. Результати інтерполяції показали, що метод локальної поліноміальної функції є найменш точним у цьому випадку, метод звичайного кригінгу найкраще прогнозує розподіл магнітної сприйнятливості еродованих ґрунтів.

Магнітна сприйнятливість пов'язана з антропогенно-природним розподілом вмісту гумусу ($r=0,87$; $R^2=0,76$) та з індексом ерозійної небезпеки ($r=0,87$; $R^2=0,75$).

Приклад 2. Дослідження виконано у межах Одеської обл. на узбережжі Чорного моря. Ділянка знаходиться поза впливом аграрного обробітку, але є потенційно перспективною для ведення аграрного виробництва. Ландшафтні умови характеризуються як рівнинна частина з високим обривом біля морської смуги. Найтипівішими ґрунтами території є чорноземи

південні. Загалом вони займають північну частину Причорноморської низовини і південну частину Степового Криму, утворилися під ковилово-типчаківими степами в умовах посушливого клімату. Товщина гумусового горизонту 45—60 см. На глибині 180—200 см залягає шар з дрібними кристалами гіпсу. Південні чорноземи відрізняються від чорноземів звичайних (які поширені у межах досліджуваної території углиб континенту) меншою кількістю гумусу: у верхньому горизонті його вміст становить 3,5—4,5%. Реакція нейтральна. Ґрунти високопродуктивні за умов зрошення.

Ми досліджували латеральний переріз з метою виявлення ерозійно небезпечних частин ґрунтового покриву (рис. 2). Степова ділянка за ширишки близько 200 м (далі йде забудова) розміщується на високому обриві (близько 100 м над рівнем моря). Територія рівнинна, вкрита типовою степовою рослинністю, розрізана мережею польових доріг. Цікавою особливістю з точки зору дослідження інформативності магнетизму ґрунтового покриву при вивченні деградації аграрних земель є зафіксовані ділянки водної ерозії поблизу безпосередніх обривів.

Розглянемо детальніше зміни магнітної сприйнятливості ґрунтів (рис. 2). Ландшафтний переріз складений кількома блоками. Перший сформовано власне типовими ґрунтами для цієї ґрунтово-кліматичної зони України — незмінними чорноземами південними. Це луки поза сільськогосподарським обробітком без перепаду висот. Ерозійні процеси фактично не спостерігаються, а питома магнітна сприйнятливості становить $(80\text{—}100)\cdot 10^{-8}$ м³/кг. Другий блок ландшафтного перерізу скла-

дений польовими дорогами. У цих місцях верхній шар ґрунтового покриву неперенесений, але водночас ущільнений. Магнітна сприйнятливості зростає у 1,5—2 рази і становить $(130\text{—}180)\cdot 10^{-8}$ м³/кг. Окремо виділено частину, яку названо «дорога, глина». Особливістю її є наближеність до обриву, де візуалізуються водно-ерозійні процеси у ґрунтового покриві. Верхня частина гумусного шару змита, фактично дорога формується глинистими фракціями, магнітна сприйнятливості порівняно з наведеною вище зменшується у 2—3 рази, порівняно із незміненою польовою частиною — у 1,5 рази. Абсолютні значення питомої магнітної сприйнятливості $(50\text{—}70)\cdot 10^{-8}$ м³/кг.

Обговорення. Ерозійні процеси значно прискорюють деградацію продуктивних земель, що, у свою чергу, проявляється у зниженні ефективної потужності верхніх гумусових горизонтів, вологості ґрунтів, здатності акумулювати та утримувати необхідні поживні речовини навіть за умови їх штучного внесення, негативно позначається на фізико-хімічних властивостях верхнього шару ґрунтів [Sutherland, 1989].

Для підвищення однозначності інтерпретації отриманих результатів дослідження магнітної сприйнятливості у межах продуктивних аграрних земель України з метою виявлення небезпечних ерозійних процесів слід враховувати низку факторів. Серед них потужність родючого шару ґрунту, вміст гумусу, магнітні параметри ґрунтів, просторовий розподіл фізичних і хімічних характеристик, зовнішні антропогенні й техногенні впливи та природні кондиції формування ґрунтів. Серед при-

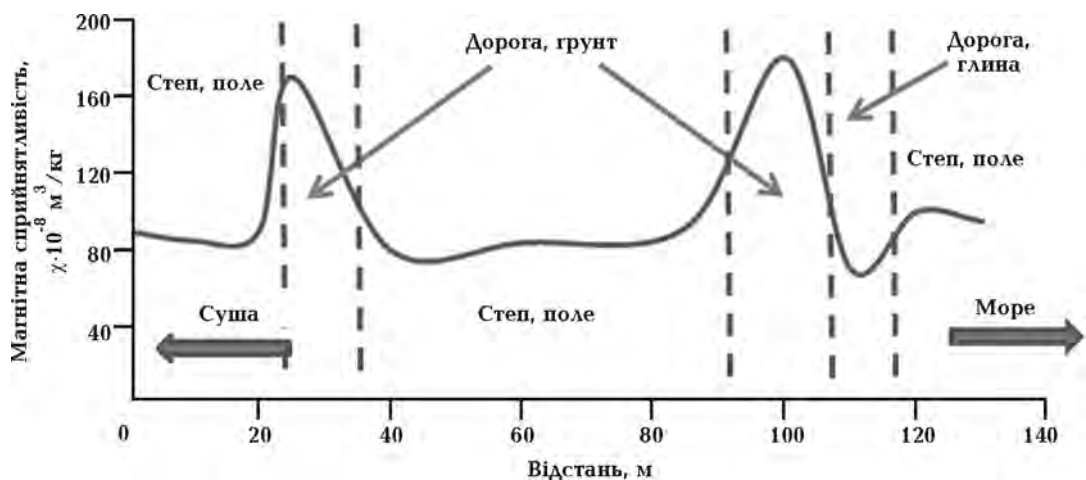


Рис. 2. Магнітна сприйнятливості ґрунтів уздовж ландшафтного перетину аграрної ділянки у Одеській обл., Україна.

родних чинників виділяють передусім водний режим, тип підстильних материнських порід, їх магнітність, склад глибших геологічних горизонтів, наявність неотектонічних рухів.

За даними [Hanesch, Scholger, 2005], основним параметром для визначення ерозії ґрунтів є вміст у них гумусу. При цьому із збільшенням його вмісту зростає і магнітна сприйнятливість, а зі збільшенням рН — магнітна сприйнятливість знижується. Встановлено взаємозв'язок між магнітною сприйнятливістю та вмістом гумусу у чорноземах Німеччини. Це дає змогу стверджувати, що у наведених нами прикладах вивчення продуктивних чорноземів України основною ознакою ерозійних процесів є знижений вміст гумусу, а як наслідок — негативні аномалії магнітної сприйнятливості.

Вміст гумусу тісно пов'язують з формуванням магнітних мінералів у процесі ґрунтоутворення (педогенний характер магнетизму) поза впливу літогенної основи, антропогенних і техногенних факторів. При цьому магнітні мінерали утворюються за наявності органічної речовини у ґрунтовому агрегаті та сприятливих умов для процесів зміни валентності заліза [Mullins, 1977]. Виділяють кілька процесів, що визначають формування магнітних мінералів у ґрунтах [Jeleńska et al., 2008]: аутогенез, діагенез і розчинення. У процесі таких взаємодій виникають магнітні мінерали, які відповідають за диференціацію магнітних властивостей ґрунтів, їх деструкцію та деградацію. Верхні гумусові горизонти продуктивних ґрунтів України, що найбільше зазнають впливу ерозійних процесів, можуть містити у структурі дрібнозернистий окиснений магнетит та магеміт педогенного походження, які формуються в результаті вивітрювання материнської породи [Jeleńska et al., 2004]. Крім того, педогенний магнетит утворюється внаслідок життєдіяльності спеціальних магнетотактичних бактерій [Lovley, Philips, 1986; Taylor et al., 1987]. Сприятливими для цього процесу умовами є наявність органічної речовини для підтримки життя бактерій, первинного залізовмісного матеріалу (немагнітні сполуки заліза), безкисневий режим, нейтральна реакція рН.

Важливим завданням є визначення походження магнітних мінералів у ґрунтах для розрізнення антропогенних і техногенних аномалій. При цьому існує помітна різниця між ґрунтоутворювальними магнітними мінералами та магнітними сферами іншої природи [Gennadiev et al., 2010], які можуть накопичуватися у ґрунтах і зберігатися протягом

тривалого часу. Їхні розміри варіюють від кількох часток до сотень мікрометрів. Магнітні сфери складаються з магнетиту, гематиту та інших залізовмісних мінералів.

Таким чином, просторовий розподіл магнітної сприйнятливості у межах продуктивних аграрних земель України дає змогу з високою однозначністю визначати ділянки найбільшої небезпеки деградації ґрунтів та виконувати картування фермерських угідь та інших аграрних промислових територій. На підставі отриманих даних можна приймати високоефективні управлінські рішення, створювати моделі запобігання негативним впливам на ґрунтові покриви, вести господарювання на засадах сталого розвитку територій.

Висновки.

1. Застосування магнітних методів, зокрема вимірювання магнітної сприйнятливості, для контролю деградації продуктивних земель дає змогу з високою ефективністю, швидко і недорого отримувати корисну інформацію для оцінювання якості ґрунтів, втрати їх родючості, перерозподілу поживних речовин, що зумовлено сільськогосподарським обробітком та ерозійними процесами.

2. Магнітна сприйнятливість високомагнітних чорноземів продуктивних земель Харківської обл. становить $(60\text{—}80)\cdot 10^{-8}$ м³/кг, а за умови впливу ерозійних процесів знижується до $50\cdot 10^{-8}$ м³/кг.

3. Магнітна сприйнятливість високомагнітних чорноземів продуктивних ділянок Одеської обл. досягає $160\cdot 10^{-8}$ м³/кг, а за умови впливу ерозійних вимивних процесів і заміщення верхнього гумусового горизонту підстильним глинистим горизонтом становить близько $80\cdot 10^{-8}$ м³/кг.

4. Магнітна сприйнятливість пов'язана з антропогенно-природним розподілом вмісту гумусу ($r=0,87$; $R^2=0,76$) та з індексом ерозійної небезпеки ($r=0,87$; $R^2=0,75$).

5. Магнітні мінерали утворюються за наявності органічної речовини у ґрунтовому агрегаті та сприятливих умов для процесів зміни валентності заліза. Верхні гумусові горизонти продуктивних ґрунтів України можуть містити у своїй структурі дрібнозернистий магнетит і магеміт.

6. Пропонуємо використовувати магнітні методи для побудови карт і моделей ґрунтових втрат, а також впроваджувати їх у практику аграрного виробництва для забезпечення принципів сталого розвитку аграрних територій України.

Список літератури

- Круглов О. В., Назарок П. Г., Меньшов О. І. Перспективний досвід визначення проявів ерозійних процесів з використанням геофізичних методів: Матеріали наук. конференції-семінару «Сейсмологічні та геофізичні дослідження в сейсмоактивних регіонах». Львів, 2014. С. 109—110.
- Armstrong A., Quinton J. N., Maher B. A., 2012. Thermal enhancement of natural magnetism as a tool for tracing eroded soil. *Earth Surface Processes and Landforms* 37(14), 1567—1572.
- Chen L. M., Zhang G. L., Rossiter D. G., Cao Z. H., 2015. Magnetic depletion and enhancement in the evolution of paddy and non-paddy soil chronosequences. *Eur. J. Soil Sci.* 66(5), 886—897.
- García-Orenes F., Cerdà A., Mataix-Solera J., Guerrero C., Bodí M. B., Arcenegui V., Zornoza R., Semper J. G., 2009. Effects of agricultural management on surface soil properties and soil-water losses in eastern Spain. *Soil Tillage Res.* 106, 117—123.
- Gennadiev A. N., Zhidkin A. P., Olson K. R., Kachinskii V. L., 2010. Soil erosion under different land uses: assessment by the magnetic tracer method. *Eur. Soil Sci.* 43(9), 1047—1054.
- Giménez-Morera A., Ruiz Sinoga J. D., Cerdà A., 2010. The impact of cotton geotextiles on soil and water losses from Mediterranean rainfed agricultural land. *Land Degradation and Development* 21(2), 210—217.
- Hanesch M., Scholger R., 2005. The influence of soil type on the magnetic susceptibility measured throughout soil profiles. *Geophys. J. Int.* 161, 50—56.
- Jeleńska M., Hasso-Agopsowicz A., Kopcewicz B., Sukhorada A., Tyamina K., Kądziałko-Hofmokl M., Matviishina Z., 2004. Magnetic properties of the profiles of polluted and non-polluted soils. A case study from Ukraine. *Geophys. J. Int.* 159, 104—116.
- Jeleńska M., Hasso-Agopsowicz A., Kądziałko-Hofmokl M., Sukhorada A., Bondar K., 2008. Magnetic iron oxides occurring in chernozem soil from Ukraine and Poland as indicators of pedogenic processes. *Stud. Geophys. Geod.* 52, 255—270.
- Jordanova D., Jordanova N., Atanasova A., Tsacheva T., Petrov P., 2011. Soil tillage erosion by using magnetism of soils — a case study from Bulgaria. *Environ. Monit. Assess.* 183, 381—394.
- Jordanova D., Jordanova N., Werban U., 2013. Environmental significance of magnetic properties of Gley soils near Rosslau (Germany). *Environ. Earth Sci.* 69, 1719—1732.
- Kapička A., Dlouha S., Grison H., Jaksik O., Petrovsky E., Kodesova R., 2013. Magnetic properties of soils — A basis for erosion study at agricultural land in Southern Moravia. *13th International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management*. P. 577—584.
- Lovley D. R., Philips E. J. P., 1986. Organic matter mineralization with reduction of ferric iron in anaerobic sediments. *Appl. Environ. Microbiol.* 51, 683—689.
- Mandal D., Sharda V. N., 2013. Appraisal of soil erosion risk in the Eastern Himalayan region of India for soil conservation planning. *Land Degrad. Develop.* 24, 430—437.
- Mullins C. E., 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science — a review. *J. Soil Sci.* 28, 223—246.
- Sutherland R. A., 1989. Quantification of accelerated soil erosion using the environmental tracer caesium-137. *Land Degrad. Develop.* 1(is. 3), 199—208.
- Taylor R. M., Maher B. A., Self P. G., 1987. Magnetite in soils: The synthesis of single-domain and superparamagnetic magnetite. *Clay Miner.* 22, 411—422.
- Yang H., Xiong H., Chen X., Wang Y., Zhang F., 2015a. Identifying the influence of urbanization on soil organic matter content and pH from soil magnetic characteristics. *J. Arid Land.* 7(6), 820—830.
- Yang P. G., Yang M., Mao R. Z., Byrne J. M., 2015b. Impact of Long-Term Irrigation with Treated Sewage on Soil Magnetic Susceptibility and Organic Matter Content in North China. *Bull. Environ. Contam. Toxicol.* 95(1), 102—107.
- Ziadat F. M., Taimeh A. Y., 2013. Effect of rainfall intensity, slope and land use and antecedent soil moisture on soil erosion in an arid environment. *Land Degrad. Develop.* 24, 582—590.

Magnetic method applying for the control of productive land degradation

© O. I. Menshov, 2016

The development of agriculture in Ukraine requires increasing of the crop yields, which can lead to soil and humus loss, soil erosion and land degradation. The task of soil mapping and modeling within the farm lands is important to predict and control hazard processes in soil. The expected result is the elaboration of the optimal schemes of land exploitation and sustainable use management. To solve these tasks we propose to involve magnetic methods of the soil studies. They give us highly informative techniques based on our own and international experience. The first case of our investigation is magnetic susceptibility of agricultural land within Kharkiv region. The soil is presented by chernozems. We registered the average value of the soil mass-specific magnetic susceptibility (χ): $69 \cdot 10^{-8}$; minimum value is $50 \cdot 10^{-8}$; maximum value is $86 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. The coefficient of variation is 12.48 %, which indicates the low variability of magnetic susceptibility within the area. This indicates the absence of the soil type change and technogenic impact. The second example was conducted within the Odessa region. The landscape represents the plain with the bluff near the sea lanes. Lateral cross-section was investigated to identify the parts with the high level of soil erosion dangerous. The magnetic susceptibility of highly magnetic not disturbed southern chernozems reached $160 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. We identified the points of the replacement of top soil. This eroded soil, which was presented by underlying clay horizon, has the magnetic susceptibility about $80 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Humus content in soil is closely connected with the formation of magnetic minerals in the soil under the pedogenic process. We mean in this case the absence of the anthropogenic and technogenic impact. The formation of magnetic minerals is controlled only by the presence of organic matter in soil aggregates and favorable conditions for the iron valence change. The productive Ukraine top soil contains fine-grained oxidized magnetite and maghemite of pedogenic origin formed by weathering of the parent material. This soil is often presented by chernozems from the farm lands with the high level of erosion risk. The formation of the magnetite is related to the magnetotactic bacteria functions.

Key words: magnetic susceptibility, soil, humus, erosion, land degradation, agriculture.

References

- Kruglov O. V., Nazarov P. G., Menchov O. I., 2014. The perspective evidence for the erosion processes identification by geophysical methods: Proceedings of the conference-seminar «*Seismological and geophysical researches in seismically active regions*». Lviv. P. 109—110 (in Ukrainian).
- Armstrong A., Quinton J. N., Maher B. A., 2012. Thermal enhancement of natural magnetism as a tool for tracing eroded soil. *Earth Surface Processes and Landforms* 37(14), 1567—1572.
- Chen L. M., Zhang G. L., Rossiter D. G., Cao Z. H., 2015. Magnetic depletion and enhancement in the evolution of paddy and non-paddy soil chronosequences. *Eur. J. Soil Sci.* 66(5), 886—897.
- García-Orenes F., Cerdà A., Mataix-Solera J., Guerrero C., Bodí M. B., Arcenegui V., Zornoza R., Semper J. G., 2009. Effects of agricultural management on surface soil properties and soil-water losses in eastern Spain. *Soil Tillage Res.* 106, 117—123.
- Gennadiev A. N., Zhidkin A. P., Olson K. R., Kachinskii V. L., 2010. Soil erosion under different land uses: assessment by the magnetic tracer method. *Eur. Soil Sci.* 43(9), 1047—1054.
- Giménez-Morera A., Ruiz Sinoga J. D., Cerdà A., 2010. The impact of cotton geotextiles on soil and water losses from Mediterranean rainfed agricultural land. *Land Degradation and Development* 21(2), 210—217.
- Hanesch M., Scholger R., 2005. The influence of soil type on the magnetic susceptibility measured throughout soil profiles. *Geophys. J. Int.* 161, 50—56.
- Jeleńska M., Hasso-Agopsowicz A., Kopcewicz B., Sukhorada A., Tyamina K., Kądziałko-Hofmokl M., Matviishina Z., 2004. Magnetic properties of the profiles of polluted and non-polluted soils. A case study from Ukraine. *Geophys. J. Int.* 159, 104—116.
- Jeleńska M., Hasso-Agopsowicz A., Kądziałko-Hofmokl M., Sukhorada A., Bondar K., 2008. Magnetic iron oxides occurring in chernozem soil from Ukraine and Poland as indicators of pedogenic processes. *Stud. Geophys. Geod.* 52, 255—270.

- Jordanova D., Jordanova N., Atanasova A., Tsacheva T., Petrov P., 2011. Soil tillage erosion by using magnetism of soils — a case study from Bulgaria. *Environ. Monit. Assess.* 183, 381—394.
- Jordanova D., Jordanova N., Werban U., 2013. Environmental significance of magnetic properties of Gley soils near Rosslau (Germany). *Environ. Earth Sci.* 69, 1719—1732.
- Kapička A., Dlouha S., Grison H., Jaksik O., Petrovsky E., Kodesova R., 2013. Magnetic properties of soils — A basis for erosion study at agricultural land in Southern Moravia. *13th International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management*. P. 577—584.
- Kruglov O. V., Nazarov P. G., Menchov O. I., 2014. *The perspective evidence for the erosion processes identification by geophysical methods: Proceedings of the conference-seminar «Seismological and geophysical researches in seismically active regions»*. Lviv. P. 109—110 (in Ukrainian).
- Lovley D. R., Philips E. J. P., 1986. Organic matter mineralization with reduction of ferric iron in anaerobic sediments. *Appl. Environ. Microbiol.* 51, 683—689.
- Mandal D., Sharda V. N., 2013. Appraisal of soil erosion risk in the Eastern Himalayan region of India for soil conservation planning. *Land Degrad. Develop.* 24, 430—437.
- Mullins C. E., 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science — a review. *J. Soil Sci.* 28, 223—246.
- Sutherland R. A., 1989. Quantification of accelerated soil erosion using the environmental tracer caesium-137. *Land Degrad. Develop.* 1(is. 3), 199—208.
- Taylor R. M., Maher B. A., Self P. G., 1987. Magnetite in soils: The synthesis of single-domain and superparamagnetic magnetite. *Clay Miner.* 22, 411—422.
- Yang H., Xiong H., Chen X., Wang Y., Zhang F., 2015a. Identifying the influence of urbanization on soil organic matter content and pH from soil magnetic characteristics. *J. Arid Land.* 7(6), 820—830.
- Yang P. G., Yang M., Mao R. Z., Byrne J. M., 2015b. Impact of Long-Term Irrigation with Treated Sewage on Soil Magnetic Susceptibility and Organic Matter Content in North China. *Bull. Environ. Contam. Toxicol.* 95(1), 102—107.
- Ziadat F. M., Taimeh A. Y., 2013. Effect of rainfall intensity, slope and land use and antecedent soil moisture on soil erosion in an arid environment. *Land Degrad. Develop.* 24, 582—590.

Модифицированное аддитивно-усредненное расщепление для решения трехмерных уравнений гидродинамики

© Л. Н. Кацалова, 2016

Украинский гидрометеорологический институт, ГСУЧС, НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 18 июня 2016 г.

Представлено членом редколлегии Т. А. Белым

Рівняння гідродинаміки складають основу сучасних екологічних та метеорологічних моделей. Складність реалізації таких моделей обумовлена тривимірністю та нелінійністю рівнянь, а також великими масивами даних та необхідністю оперативного розв'язання. В практику увійшло використання паралельних обчислень при розв'язанні гідродинамічних систем. Такий підхід дає можливість значно зменшити час розв'язання, але потребує розробки нових методів реалізації рівнянь моделі. Викладений у статті метод розв'язання тривимірних рівнянь конвективної дифузії є модифікацією адитивно-усередненого розщеплення тривимірних рівнянь, яка проведена для збільшення ефективності роботи розщеплення при паралельних обчисленнях. Суть модифікації полягає у введенні параметра, що вказує кількість кроків, на яких одномірні задачі розв'язуються методом явного рахування паралельно на різних процесорах без обміну даними між собою. Представлені результати чисельного експерименту, які підтверджують хорошу точність, збіжність та економічність методу.

Ключові слова: гідродинаміка, рівняння конвективної дифузії, паралельні обчислення, адитивно-усереднене розщеплення, метод явного рахування.

Введение. При решении современных метеорологических и экологических задач атмосферные процессы моделируются на основе фундаментальных уравнений гидродинамики [Кибель, 1957; Гилл, 1986; Гладкий, Скопецкий, 2005]. Уравнения сохранения количества движения Навье—Стокса, энергии, массы, концентрации примеси, влажности и водности, сохранения и диссипации кинетической энергии турбулентности в полном или упрощенном видах составляют основу многих математических моделей циркуляции атмосферы [Прусов, Дорошенко, 2006].

В общем виде эти уравнения являются трехмерными нелинейными уравнениями конвективной диффузии и не имеют аналитических решений. Модели на основе уравнений гидродинамики, как правило, реализуют с помощью разностных схем [Марчук, 1967; Белов и др., 1989; Самарский, Михайлов, 2001]. Их преимуществом являются универсальность и экономичность. Для конечно-разностных методов наиболее полно развиты основные теоретические понятия: аппроксимация, устойчивость, сходимость [Самарский, Гулин, 1973; Самарский, Вабищевич, 1999], но важным является зависимость точности и времени решения

уравнений от величины пространственно-временных шагов дискретной сетки. Чем меньше шаги сетки, тем выше точность и больше машинное время решения.

Проблема точности и экономии времени особенно актуальна для метеорологических и экологических задач, основанных на уравнениях гидродинамики. Такие задачи отличаются сложностью математических вычислений, необходимостью оперировать большими массивами данных и получать решения в оперативном режиме. В мировой практике при реализации гидродинамических моделей используют параллельные вычислительные системы, которые, в свою очередь, нуждаются в соответствующих методах и алгоритмах для их эффективного применения [Дорошенко, 2000].

В настоящей статье представлена модификация метода решения трехмерных уравнений конвективной диффузии, основанного на адитивно-усредненном расщеплении [Гордзиани, Миладзе, 1974] и методе явного счета, описанного в работах [Прусов и др., 2007; Гук, 2011]. Модификация проведена с целью увеличения эффективности метода для решения задач с помощью алгоритма распараллеливания по направлениям.

Моделирование атмосферных процессов на основе уравнений гидродинамики. При математическом моделировании физических процессов, которые происходят в атмосфере Земли, наиболее распространенной является концепция, согласно которой движение воздуха в атмосфере Земли представляется как движение сплошной среды с позиции метода Эйлера [Roache, 1985; Anderson et al., 1997]. В методе Эйлера рассматривается изменение параметров движения частичек сплошной среды во времени (скорости, ускорения, плотности, температуры, давления), которые проходят через фиксированную точку пространства, и изменение их при переходе из одной точки пространства в другую. Таким образом, в методе Эйлера параметры поля движения воздуха являются функциями времени t и координат пространства $\mathbf{X} \equiv (x_1, x_2, x_3)$.

Допустим, что элементарный объем воздуха занимает положение \mathbf{X} в момент времени t : $\mathbf{X}=\mathbf{X}(t)$. Тогда некоторое свойство \mathfrak{R} этого элементарного объема воздуха будет изменяться во времени согласно равенству

$$\mathfrak{R} = \mathfrak{R}(x_1(t), x_2(t), x_3(t), t) \equiv \mathfrak{R}(\mathbf{X}(t), t).$$

Для элементарного объема скорость изменения свойства \mathfrak{R} определяется формулой

$$\begin{aligned} \frac{d\mathfrak{R}}{dt} &= \frac{\partial \mathfrak{R}}{\partial t} + \frac{\partial \mathfrak{R}}{\partial x_1} \frac{dx_1}{dt} + \frac{\partial \mathfrak{R}}{\partial x_2} \frac{dx_2}{dt} + \frac{\partial \mathfrak{R}}{\partial x_3} \frac{dx_3}{dt} \equiv \\ &\equiv \frac{\partial \mathfrak{R}}{\partial t} + \left(\frac{d\mathbf{X}}{dt} \cdot \nabla \right) \mathfrak{R} \equiv \frac{\partial \mathfrak{R}}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathfrak{R}. \end{aligned}$$

Систему уравнений, которые описывают общую циркуляцию атмосферы, запишем в векторном виде [Прусов, Сніжко, 2005]:

- уравнение сохранения массы

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \mathbf{V} = 0; \quad (1)$$

- уравнение сохранения количества движения (Навье—Стокса)

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} + 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{V} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \mathbf{g} + \nabla \cdot (\nu \mathbf{V}); \quad (2)$$

- уравнение притока тепла в атмосфере

$$\frac{d\theta}{dt} = \nabla \cdot (k_T \nabla \theta - F_{\text{rad}}) - \frac{L_v}{c_p} Q_H; \quad (3)$$

- уравнение притока удельной влажности

$$\frac{dq}{dt} = \nabla \cdot (k_d \nabla q) + Q_H; \quad (4)$$

- уравнение притока сконденсированной влаги (водности)

$$\frac{d\delta}{dt} = \nabla \cdot (k_d \nabla \delta) - Q_H; \quad (5)$$

- уравнение переноса концентрации примеси

$$\frac{ds}{dt} = \nabla \cdot (k_d \nabla s) + Q_s; \quad (6)$$

- уравнение состояния

$$p = R\rho T. \quad (7)$$

В системе уравнений (1)–(7) приняты следующие обозначения: ρ — плотность воздуха; $\mathbf{V} \equiv (v_1, v_2, v_3)$ — скорость перемещения атмосферного воздуха; p — давление воздуха; ν — коэффициент турбулентной вязкости; $\theta = T(1000/p)^{R/c_p}$ — потенциальная температура воздуха; T — абсолютная температура воздуха; $R = 287,04 \text{ Дж}\cdot\text{кг}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$ — универсальная газовая постоянная; $c_p = 3,5R$ — удельная теплоемкость при постоянном давлении; q — удельная влажность (масса водяного пара в единице массы воздуха); δ — удельная водность (масса сконденсированной влаги в единице массы воздуха); s — концентрация примеси в воздухе; $\boldsymbol{\Omega}$ — угловая скорость вращения Земли; $\mathbf{g} \equiv (0, 0, -g)$ — ускорение; k_T — коэффициент турбулентной теплопроводности; k_d — коэффициент турбулентной диффузии; F_{rad} — плотность радиационного потока энергии; $L_v \approx [2500,8 - 2,3(T - 273)] \times 10^3 \text{ Дж}\cdot\text{кг}^{-1}$ — скрытая теплота испарения; Q_H — изменение удельной влажности в единице объема воздуха, который двигается в тех частях атмосферы, где влажность достигает насыщения q_w :

$$Q_H = \begin{cases} 0, & q < q_w, \\ \rho dq/dt, & q \geq q_w; \end{cases}$$

Q_s — изменение концентрации примеси в единице объема воздуха в той части атмосферы, где имеют место химические реакции.

Коэффициент турбулентной вязкости ν определяется решением модели, которая является одной из наиболее проверенных и распространенных моделей турбулентности. В качестве зависимых переменных принимаются плотность кинетической энергии турбулентного пульсационного движения $k = \rho(v_1'^2 + v_2'^2 + v_3'^2)/2$ и скорость диссипации $\varepsilon = C_d k^{1,5} L$ турбулентной кинетической энергии k [Шуман и др., 1984]:

$$\frac{dk}{dt} = \nabla \cdot (k_k \nabla k) + v \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \frac{\partial v_i}{\partial x_j} - \varepsilon + \frac{g}{T} \frac{v}{\xi_T} \left(\frac{\partial T}{\partial x_3} + \gamma_a \right) \equiv \nabla \cdot (k_k \nabla k) + Q_k, \quad (8)$$

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \nabla \cdot (k_\varepsilon \nabla \varepsilon) + \frac{\varepsilon}{k} C_1 v \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\varepsilon}{k} \left[C_2 \frac{g}{T} \frac{v}{\xi_T} \left(\frac{\partial T}{\partial x_3} + \gamma_a \right) - C_3 \varepsilon \right] \equiv \nabla \cdot (k_\varepsilon \nabla \varepsilon) + Q_\varepsilon, \quad (9)$$

$i, j = 1, 2, 3,$

где $C_d = 0,3$; $C_1 = 1,43$; $C_2 = 0,29$, $C_3 = 0,09$ — эмпирические постоянные; $\gamma_a = 0,0098 \text{ К} \cdot \text{м}^{-1}$ — сухоадиабатический вертикальный градиент температуры. Турбулентная вязкость определяется соотношением

$$v = C_4 k^2 / \varepsilon. \quad (10)$$

Полуэмпирическая модель (8)—(10), известная в научных кругах как $(k-\varepsilon)$ -модель турбулентности, основана на полученных Рейнольдсом уравнениях движения тепло- и массопереноса для усредненных величин.

Уравнения модели циркуляции атмосферы (1)—(10) — это в основном трехмерные уравнения конвективной диффузии, не имеющие аналитических решений. Реализация подобных моделей численно связана с большими затратами машинных ресурсов и времени. В связи с этим экономичность и эффективность параллельных вычислений являются одними из главных критериев при выборе метода решения уравнений модели.

Постановка задачи. Приведенные выше уравнения гидродинамики можно записать в общем виде следующим образом:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \Lambda u = f \quad \text{при} \quad \begin{matrix} (x_1, x_2, x_3) \in \Omega / \Gamma, \\ t > 0, \end{matrix} \quad (11)$$

$$\begin{matrix} u(0, x_1, x_2, x_3) = \\ = u^0(x_1, x_2, x_3) \end{matrix} \quad \text{при} \quad (x_1, x_2, x_3) \in \Omega, \quad (12)$$

$$u(t, x_1, x_2, x_3) \equiv 0 \quad \text{при} \quad \begin{matrix} (x_1, x_2, x_3) \in \Gamma, \\ t > 0, \end{matrix} \quad (13)$$

где $\Omega = [0, \ell_1] \times [0, \ell_2] \times [0, \ell_3]$ — пространственная область определения задачи; Γ — граница области Ω ; $u = u(t, x_1, x_2, x_3)$ — зависимая функция; $f = f(t, x_1, x_2, x_3)$ — свободный член урав-

нения; $\Lambda = \sum_{\alpha=1}^3 \Lambda_\alpha$ — пространственный дифференциальный оператор, представленный суммой операторов; $\Lambda_\alpha = v_\alpha \frac{\partial}{\partial x_\alpha} - \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left(\mu_\alpha \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \right)$, v_α, μ_α — коэффициенты конвекции и диффузии.

В работах [Кацалова, 2013; 2015] предложен и исследован метод решения задачи (11)—(13). Суть метода состоит в применении аддитивно-усредненного расщепления к трехмерному уравнению и экономичной конечно-разностной схемы явного счета к последовательности полученных одномерных задач.

Решение одномерных задач можно проводить параллельно по времени на разных процессорах. Но практика показала, что при обычном аддитивно-усредненном расщеплении обмен данными на каждом шаге не позволяет получать значительную экономию времени решения задачи. В связи с этим была проведена модификация метода аддитивно-усредненного расщепления [Черниш, 2009]. Суть модификации состоит в введении параметра m , который указывает количество временных шагов, на которых можно проводить решение одномерных задач без обмена данными между ними.

Дискретизируем пространственно-временную область задачи:

$$\omega_\tau = \{ t^n = n\tau, n = 0, 1, \dots \}$$

— временная сетка,

$$\begin{aligned} \omega_h &= \omega(h_1, h_2, h_3) = \\ &= \{ (x_1 = j_1 h_1, x_2 = j_2 h_2, x_3 = j_3 h_3) : h_\alpha = \\ &= \ell_\alpha / J_\alpha, j_\alpha = 0, \dots, J_\alpha, \alpha = 1, 2, 3 \} \end{aligned}$$

— равномерная по каждому координатному направлению x_α пространственная сетка.

Определим пространство H_0 как множество векторов

$$\begin{aligned} \{ y = (y_0, y_1, \dots, y_N) : y_{b(i_1, i_2, i_3)} = \\ = 0, i_\alpha \in \{0, J_\alpha\}, \alpha = 1, 2, 3 \} \end{aligned}$$

со скалярным произведением

$$(y, v) = h \sum_{x \in \omega_h} y(x) v(x) = \sum_{i_1=1}^{J_1-1} \sum_{i_2=1}^{J_2-1} \sum_{i_3=1}^{J_3-1} h y_{b(i_1, i_2, i_3)} v_{b(i_1, i_2, i_3)},$$

где

$$N = \prod_{\alpha=1}^3 (J_\alpha + 1) - 1, \quad h = h_1 h_2 h_3,$$

$b(i_1, i_2, i_3) = a \cdot (i_1, i_2, i_3)^T$ — биективный оператор, $a = (a_1, a_2, a_3)$ — проекционный вектор, $a_\alpha = \prod_{s=0}^{\alpha-1} (J_s + 1)$, $J_0 = 0$. По сути оператор $b(i_1, i_2, i_3)$ определяет переход от трехцифрового индексирования к последовательному для каждого узла сетки ω_h и значений y в них.

Для элементов этого пространства рассматривается норма $\|y\| = \sqrt{(y, y)}$.

Определим следующие операторы, которые действуют в H_0 :

$$y_{x,i}^- = \frac{y_i - y_{i-1}}{h}, \quad y_{x,i}^+ = \frac{y_{i+1} - y_i}{h}.$$

Запишем конечно-разностную схему для задачи (11)—(13), полученную с помощью модификации аддитивно-усредненного расщепления [Прусов и др., 2009б] и метода явного счета [Гук, 2011], так:

$$\frac{y_\alpha^{n-m+1+s} - y_\alpha^{n-m+s}}{3\tau} + B_\alpha y_\alpha^{n-m+1+s} - A_\alpha y_\alpha^{n-m+s} = \Phi_\alpha^{n-m+s},$$

$$s = 0, \dots, m-1, \quad \alpha = 1, 2, 3, \quad (14)$$

где

$$(B_\alpha y)_i = \left(\frac{v_\alpha}{2} + \frac{\mu_\alpha}{h_\alpha} \right) y_{x_\alpha, i}^-,$$

$$(A_\alpha y)_i = \left(\frac{v_\alpha}{2} - \frac{\mu_\alpha}{h_\alpha} \right) y_{x_\alpha, i}^+,$$

$$i = 1, \dots, N-1,$$

$$y_\alpha^{n+1} = \frac{1}{3} \sum_{\alpha=1}^3 y_\alpha^n, \quad (15)$$

$$y_\alpha^{n-m} = y_\alpha^{n-m}, \quad \alpha = 1, 2, 3, \quad y^0 = u^0, \quad (16)$$

$$y_0^{n+1} = 0, \quad y_N^{n+1} = 0, \quad n = 1, 2, \dots \quad (17)$$

Легко видеть, что при $m=1$ имеет место аддитивно-усредненное расщепление с использованием метода явного счета. В работе [Прусов и др., 2009а] теоретически показано, что модифицированное аддитивно-усредненное расщепление дает ощутимый выигрыш времени при значениях параметра m от 2 до 10. При $m > 10$ экономия времени значительно не увеличивается по сравнению с $m=10$.

Численный эксперимент. Проиллюстрируем работу модифицированного аддитивно-усредненного расщепления и метода явного счета на примере решения двумерной задачи, которая имеет аналитическое решение:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + v_1 \frac{\partial u}{\partial x_1} + v_2 \frac{\partial u}{\partial x_2} = \frac{\partial}{\partial x_1} \left(\mu_1 \frac{\partial u}{\partial x_1} \right) + \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\mu_2 \frac{\partial u}{\partial x_2} \right) + f \quad (18)$$

при

$$(x_1, x_2) \in [0; 1]^2, \quad t \in [0; 10],$$

$$u(0, x_1, x_2) = \sin(x_1 + x_2)$$

при

$$(x_1, x_2) \in [0; 1]^2, \quad t = 0,$$

$$u(t, x_1, x_2) = u_A(t, x_1, x_2)$$

при

$$(x_1, x_2) \in \partial[0; 1]^2, \quad t \in [0; 1],$$

где

$$v_k = \sin(x_k), |v_k| \leq v_{\max} = 1, \mu_k = 0,001 + 0,1 \cdot \sin^2(x_k) > 0,$$

$$f(t, x_1, x_2) = \left(v_1 + v_2 - (v_{\max} + 0,1(\sin(2x_1) + \sin(2x_2))) \right) \times \cos(x_1 + x_2 - v_{\max} t) + (\mu_1 + \mu_2) \sin(x_1 + x_2 - v_{\max} t).$$

Аналитическое решение этой задачи конвективной диффузии имеет вид

$$u_A(t, x_1, x_2) = \sin(x_1 + x_2 - v_{\max} t).$$

Численные эксперименты были проведены при $\Delta x_1 = \Delta x_2 = 0,01$.

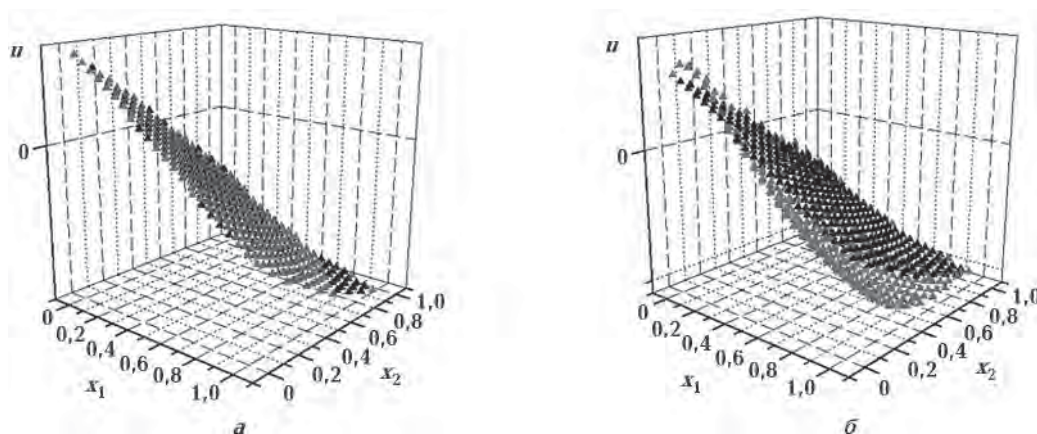
Результаты решения задачи (18) с помощью модифицированного аддитивно-усредненного расщепления и схемы явного счета представлены в табл. 1 и частично изображены на рисунке.

Результаты, представленные в табл. 1, экспериментально подтверждают устойчивость и сходимость предложенного метода. Имеет место устойчивость метода при соотношении временного и пространственного шагов $\tau=10h$; очевидно, что $er \rightarrow 0$ при $\tau \rightarrow 0$ с порядком $O(\tau)$.

Видим, что при увеличении параметра m точность ухудшается. По результатам тестирования была выведена зависимость точного решения от m : $er(m) \approx 0,9m$, где er — ошибка при $m=1$.

По сути уменьшение точности является ценой за выигрыш времени расчетов.

По данным табл. 2 очевидно ожидаемое уменьшение машинного времени с увеличением параметра m . Таким образом, применение параллельных вычислений является эффективным при значении параметра $m > 1$, при этом выигрыш времени существенный.



Результаты решения задачи (18) с помощью модифицированного аддитивно-усредненного расщепления и схемы явного счета (серый — численное решение, черный — аналитическое): а — $\tau = 0,01$, $m = 1$; б — $\tau = 0,1$, $m = 10$.

Таблица 1. Максимальное отклонение $er = \max_{i=1, N-1} |u_i - y_i|$ решения задачи (18) с помощью модифицированного аддитивно-усредненного расщепления и схемы явного счета u и аналитического решения u_A при разных значениях временного шага и параметра m

| $m \backslash \tau$ | 0,1 | 0,01 | 0,005 | 0,001 |
|---------------------|----------|----------|----------|----------|
| 1 | 0,076241 | 0,008112 | 0,004126 | 0,000841 |
| 2 | 0,130510 | 0,019590 | 0,010054 | 0,002060 |
| 4 | 0,206657 | 0,043349 | 0,022487 | 0,004643 |
| 8 | 0,414267 | 0,089145 | 0,047077 | 0,009871 |
| 10 | 0,418327 | 0,110943 | 0,059074 | 0,012479 |

Таблица 2. Время t решения задачи (18) с помощью модифицированного аддитивно-усредненного расщепления и схемы явного счета с использованием двух процессоров при разных значениях временного шага и параметра m

| m | $t(\tau=0,1)$ | $t(\tau=0,01)$ | $t(\tau=0,005)$ | $t(\tau=0,001)$ |
|-----|---------------|----------------|-----------------|-----------------|
| 1 | 0,460 | 4,58 | 9,16 | 45,812 |
| 2 | 0,264 | 2,644 | 5,284 | 26,420 |
| 4 | 0,168 | 1,680 | 3,36 | 16,792 |
| 8 | 0,124 | 1,196 | 2,392 | 11,976 |
| 10 | 0,112 | 1,104 | 2,204 | 11,02 |

Выводы. Моделирование циркуляции атмосферы, как правило, проводится на основе фундаментальных уравнений гидродинамики, которые в общем виде являются трехмерными уравнениями конвективной диффузии и не имеют аналитических решений.

Задачи метеорологии и экологии, основанные на моделях циркуляции атмосферы, имеют значительную сложность и требуют не только точных, но и быстрых решений. В силу этого обстоятельства их решение часто проводится с помощью конечно-разностных схем и параллельных вычислений. Такой подход позволяет добиться большей точности при меньших затратах машинного времени.

В статье изложен метод решения трехмерных задач конвективной диффузии, эффективный при параллельных вычислениях. Метод состоит в применении аддитивно-усредненного расщепления по направлениям на последовательность одномерных задач, которые решаются параллельно без обновления краевых условий на протяжении m временных шагов. Представлены результаты решения тестовой задачи.

Результаты численного эксперимента подтверждают эффективность применения модифицированного аддитивно-усредненного расщепления и метода явного счета для параллельных вычислений при решении многомерных уравнений конвективной диффузии. Решение

тестовых задач показало, что метод устойчив, сходим и дает хорошую точность, хорошо работает в случае переменных коэффициентов. Введенная модификация позволяет значительно уменьшить время решения задачи.

Результаты численного эксперимента под-

тверждают целесообразность использования модифицированного аддитивно-усредненного расщепления и метода явного счета при решении гидродинамических уравнений. Прежде всего, это обусловлено экономичностью и хорошей точностью описанного метода.

Список литературы

- Белов П. Н., Борисенков Е. П., Панин Б. Д. Численные методы прогноза погоды. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1989. 376 с.
- Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Москва: Мир, 1986. 416 с.
- Гладкий А. В., Скопецкий В. В. Методы чисельного моделювання екологічних процесів: Навч. посіб. Київ: НТУУ «КПІ», 2005. 148 с.
- Горгезиани Д. Г., Меладзе Г. В. О моделировании третьей краевой задачи для многомерных параболических уравнений в произвольной области одномерными уравнениями. *Журн. вычисл. матем. и матем. физики*. 1974. №1. С. 246—250.
- Гук Л. М. Метод явного рахунку для реалізації моделі циркуляції атмосфери. *Вісник Київ. нац. ун-та ім. Тараса Шевченка. Сер. фіз.-мат. науки*. 2011. № 4. С. 102—106.
- Дорошенко А. Ю. Математические модели и методы организации высокопроизводительных параллельных вычислений. Алгебродинамический подход. Киев: Наук. думка, 2000. 177 с.
- Кацалова Л. М. Дослідження збіжності адитивно-усередненого розщеплення на основі методу явного розрахунку для тривимірних рівнянь конвективної дифузії. *Геофиз. журн*. 2015. Т. 37. № 6. С. 131—136.
- Кацалова Л. М. Один метод реалізації спрощеної моделі циркуляції атмосфери. *Вісник Київ. нац. ун-та ім. Тараса Шевченка. Сер. фіз.-мат. науки*. 2013. № 1. С. 178—171.
- Кибель И. А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. Москва: Гостехиздат, 1957. 375с.
- Марчук Г. И. Численные методы в прогнозе погоды. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1967. 353 с.
- Прусов В. А., Дорошенко А. Ю. Моделювання природних і техногенних процесів в атмосфері. Київ: Наук. думка, 2006. 542 с.
- Прусов В. А., Дорошенко А. Ю., Черныш Р. И. Выбор параметра модифицированного аддитивно-усредненного метода. *Кибернетика и системный анализ*. 2009а. № 4. С. 98—105.
- Прусов В. А., Дорошенко А. Ю., Черныш Р. И. Метод численного решения многомерной задачи конвективной диффузии. *Кибернетика и системный анализ*. 2009б. № 1. С. 100—107.
- Прусов В. А., Дорошенко А. Ю., Черныш Р. И., Гук Л. Н. Эффективная разностная схема численного решения задачи конвективной диффузии. *Кибернетика и системный анализ*. 2007. № 3. С. 64—74.
- Прусов В. А., Сніжко С. І. Математичне моделювання атмосферних процесів: Підручник. Київ: Ніка-Центр, 2005. 496 с.
- Самарский А. А., Вабищевич П. Н. Численные методы решения задач конвекции-диффузии. Москва: Эдиториал УРСС, 1999. 248 с.
- Самарский А. А., Гулин А. В. Устойчивость разностных схем. Москва: Наука, 1973. 416 с.
- Самарский А. А., Михайлов А. П. Математическое моделирование: Идеи. Методы. Примеры. Москва: Физматлит, 2001. 320 с.
- Черныш Р. І. Модифікована адитивно-усереднена схема розщеплення. *Конференція молодих учених із сучасних проблем механіки і математики імені академіка Я. С. Підстригача*, 25—27 травня 2009 р.: Тези доп. Львів, 2009. С. 242.
- Шуман У., Гретцбах Г., Кляйзер Л. Прямые методы численного моделирования турбулентных течений. В кн.: *Методы расчета турбулентных течений*. Москва: Мир, 1984. С. 103—226.
- Anderson D. A., Tannehill J. C., Pletcher R. H., 1997. *Computational fluid mechanics and heat transfer*. Second Edition. Taylor and Francis, 792 p.
- Roache P. J., 1985. *Computational Fluid Dynamics*. Albuquerque: Hermosa Publ., 616 p.

Modified additive-averaged splitting for solving three-dimensional equations of hydrodynamics

© L. N. Katsalova, 2016

Hydrodynamic equations form the basis of modern ecological and meteorological models. The complexity of the implementation of such models is due to three-dimensionality and nonlinearity of the equations, as well as large amounts of data and the need for prompt solutions. The use of parallel computing for solving hydrodynamic systems entered in the world practice. This approach makes it possible to reduce solution time significantly, but requires the development of new methods of implementation of the model equations. The described method for solving three-dimensional equations of convective diffusion is a modification of additive-averaged splitting three-dimensional equations. The modification carried out to increase the efficiency of splitting for the parallel computing. The essence of the modification is the introducing a parameter that indicates the number of steps, on which one-dimensional problems are solved by an explicit account in parallel on different processors without exchange of data between them. The results of numerical experiments that confirm the good accuracy, convergence and efficiency of the proposed method are shown.

Key words: hydrodynamics, convection diffusion equation, parallel computing, additive-averaged splitting, explicit account method.

References

- Belov P. N., Borisenkov E. P., Panin B. D., 1989. Numerical methods of weather forecasting. Leningrad: Gidrometeoizdat, 376 p. (in Russian).
- Gill A., 1986. The dynamics of the atmosphere and ocean. Moscow: Mir, 416 p. (in Russian).
- Gladkiy A. V., Skopetskiy V. V., 2005. Methods of numerical modeling of environmental processes: Textbook. Kyiv: NTU «KPI», 148 p. (in Ukrainian).
- Gozeziani D. G., Meladze G. V., 1974. Simulation of the third boundary value problem for multidimensional parabolic equations in an arbitrary domain by one-dimensional equations. *Zhurnal vychislitel'noy matematiki i matematicheskoy fiziki* (1), 246—250 (in Russian).
- Huk L. M. 2011. Explicit account method for realization of atmospheric circulation model. *Visnyk Kyivskogo natsionalnogo universiteta im. Tarasa Shevchenka. Ser. fiz.-mat. nauky* (4), 102—106 (in Ukrainian).
- Doroshenko A. Yu., 2000. Mathematical models and methods of high-performance parallel computing. Algebra-dynamical approach. Kiev: Naukova Dumka, 177 p. (in Russian).
- Katsalova L. N., 2015. The study of convergence of additive-averaged splitting based on the scheme of explicit solution for three-dimensional equations of convective diffusion. *Geofizicheskyy zhurnal* 37(6), 131—136 (in Ukrainian).
- Katsalova L. N., 2013. One method of implementation of simplified atmospheric circulation model. *Visnyk Kyivskogo natsionalnogo universiteta im. Tarasa Shevchenka. Ser. fiz.-mat. nauky* (1), 178—171 (in Ukrainian).
- Kibel I. A., 1957. Introduction to hydrodynamic methods of short-term weather forecasting. Moscow: Gostekhizdat, 375 p. (in Russian).
- Marchuk G. I., 1967. Numerical methods in weather forecasting. Leningrad: Gidrometeoizdat. 353 p. (in Russian).
- Prusov V. A., Doroshenko A. Yu., 2006. Modelling of natural and anthropogenic processes in the atmosphere. Kyiv: Naukova Dumka, 542 p. (in Ukrainian).
- Prusov V. A., Doroshenko A. Yu., Chernysh R. I., 2009a. Selecting of parameter of modified additive-averaged method. *Kibernetika i sistemnyy analiz* (4), 98—105 (in Russian).
- Prusov V. A., Doroshenko A. Yu., Chernysh R. I., 2009b. The method of numerical solution of multidimensional problem of convective diffusion. *Kibernetika i sistemnyy analiz* (1), 100—107 (in Russian).
- Prusov V. A., Doroshenko A. Yu., Chernysh R. I., Guk L. N., 2007. Efficient difference scheme numerical solution of the convective diffusion problem. *Kibernetika i sistemnyy analiz* (3), 64—74 (in Russian).

- Prusov V. A., Snizhko S. I.*, 2005. Mathematical modeling of atmospheric processes: Textbook. Kyiv: Nika-Tsentr, 496 p. (in Ukrainian).
- Samarskiy A. A., Vabishchevich P. N.*, 1999. Numerical methods for solving convection-diffusion problems. Moscow: Editorial URSS, 248 p. (in Russian).
- Samarskiy A. A., Gulin A. V.*, 1973. Stability of difference schemes. Moscow: Nauka, 416 p. (in Russian).
- Samarskiy A. A., Mikhaylov A. P.*, 2001. Mathematical modeling: Ideas. Methods. Examples. Moscow: Fizmatlit, 320 p. (in Russian).
- Chernysh R. I.*, 2009. Modified additive-averaged splitting scheme. *Conference of Young Scientists from the modern problems of mechanics and mathematics named after Y. S. Pidstryhach, May 25—27, 2009: abstracts*. Lviv, P. 242 (in Ukrainian).
- Schumann W., Groetzbach G., Kleiser L.*, 1984. Direct methods for the numerical simulation of turbulent flows. In: *Methods of calculation turbulent flows*. Moscow: Mir, P. 103—226 (in Russian).
- Anderson D. A., Tannehill J. C., Pletcher R. H.*, 1997. Computational fluid mechanics and heat transfer. Second Edition. Taylor and Francis, 792 p.
- Roache P. J.*, 1985. Computational Fluid Dynamics. Albuquerque: Hermosa Publ., 616 p.

Сейсмічна добротність земної кори північної частини Українського щита

© Ю. А. Андрущенко, В. І. Осадчий, О. І. Лящук, В. В. Грабченко, 2016

Головний центр спеціального контролю НЦУВКЗ ДКА України, смт Городок, Україна
Надійшла 30 березня 2016 р.

Представлено членом редколегії О. В. Кензерю

По записам поверхностних кода-волн от сейсмических событий в районе г. Кривой Рог получены значения добротности (Q), частотного параметра (n) и коэффициента затухания (δ) сейсмических волн в земной коре северной части Украинского щита. Для определения добротности использованы цифровые записи сейсмических сигналов из района Кривого Рога, полученные сетью сейсмических наблюдений Главного центра специального контроля (ГЦСК) в течение последних 10 лет. Эмпирическая зависимость $Q_c(f)$ для северной части Украинского щита использована при уточнении формулы расчета магнитуды по поверхностной L_g -волне, являющейся основой надежных магнитудных оценок региональных сейсмических событий. Сделан вывод о современном уровне тектонической активности в исследуемом регионе.

Ключевые слова: кода-волны, сейсмическая добротность, затухание.

Вступ. Сейсмічна добротність Q є безрозмірним параметром, що описує затухання сейсмічної енергії під час проходження хвилі у геологічному середовищі. Цей параметр необхідний для розрахунку енергетичних характеристик сейсмічних джерел, розрахунку штучних сигналів, вивчення макросейсмічних проявів сильних землетрусів тощо. Для визначення добротності середовища використовують як активні («просвічування» за допомогою вибухів, віброджерел та ін.), так і пасивні (обробка записів землетрусів та мікросейсм) методи. Хоча обидва підходи мають свої переваги та недоліки, здебільшого перевагу віддають останньому. Під час обробки сейсмограм землетрусів сейсмічна добротність може бути оцінена як за прямими хвилями (P - та S -хвилі), так і за кода-хвилями. У дослідженні використано підхід до оцінки сейсмічної добротності північної частини Українського щита за поверхневою L_g -хвилею.

Вперше можливість визначення параметрів затухання за кодою (як і природи кода-хвиль) розглянута у статтях [Aki, 1969; Aki, Chouet, 1975]. Для пояснення існування кода-хвиль дослідник запропонував модель одноразового розсіювання, згідно з якою кода-хвилі, записані на сейсмограмі локального землетрусу, розглядають як суперпозицію одноразово розсіяних хвиль, генерованих численними неоднорідностями, випадково розподіленими в земній корі і верхній мантії [Aki, 1969; Aki,

Chouet, 1975; Rautian, Khalturin, 1978]. При цьому сейсмічна енергія в кода-хвилях зменшується внаслідок геометричної розбіжності, внутрішнього затухання і розсіювання в міру проходження через середовище, що дає змогу кількісно розрахувати сейсмічну добротність. Спостереження показали, що спектр кода-хвиль слабких землетрусів поблизу джерела не пов'язаний з магнітудою землетрусу і відстанню між станцією і гіпоцентром, але залежить від вибору часового вікна відносно часу у джерелі [Aki, Chouet, 1975; Sato, 1977]. Цей факт підтверджує припущення про те, що кода на сейсмограмі виникає внаслідок розсіювання сейсмічних хвиль у середовищі на ділянці між джерелом і приймачем.

Метод і матеріали. У моделі одноразового розсіювання [Aki, Chouet, 1975] кода-хвилі розглянуто як суперпозиції об'ємних хвиль, відбитих від випадково розподілених у середовищі неоднорідностей. Амплітуда коди з часом зменшується внаслідок затухання енергії і геометричного розходження і не залежить від характеристик вогнища землетрусу. Зазвичай добротність збільшується з частотою, згідно з [Mitchell, 1981]:

$$Q_c(f) = Q_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^n, \quad (1)$$

де $Q_c(f)$ — добротність середовища за кодою; Q_0 — добротність на деякій референтній частоті

f_0 (як правило, 1 Гц); n — частотний параметр, близький до одиниці, змінюється від регіону до регіону залежно від неоднорідності середовища [Акі, 1981]. Співвідношення (1) показує, що затухання сейсмічних хвиль з часом (відстанню джерела) змінюється зі зміною частоти. Амплітуди сигналу в міру поширення від джерела зменшуються унаслідок затухання хвиль і геометричної розбіжності. Амплітуду кода-хвилі в момент часу t від часу в джерелі для сейсмограми, відфільтрованої на центральній частоті f , пов'язуємо з добротністю таким співвідношенням [Акі, Chouet, 1975]:

$$A(f, t) = W(f)e^{-\alpha} \exp\left[\frac{-\pi f t}{Q_c(f)}\right], \quad (2)$$

де α — показник степеневі функції (для об'ємних хвиль $\alpha=1,0$ [Sato, Fehler, 1998]); $W(f)$ — часова функція джерела. Прологарифмувавши і перетворивши вираз (2), дістанемо

$$\ln(A(f, t)t) = \ln(W(f)) - \frac{\pi f t}{Q_c(f)}.$$

Для визначення добротності використано цифрові записи сейсмічних сигналів з району

Кривого Рогу (табл. 1), отримані мережею сейсмічних спостережень Головного центру спеціального контролю (ГЦСК) протягом останніх 10 років.

Використано вертикальні (z) елементи Автоматизованого комплексу апаратури сейсмічного групування (АКАСГ), що в науковій періодиці також має назву Української сейсмічної групи (УСГ), сейсмічних станцій «Малин», «Кам'яний Брід» і «Любар». Територіально всі вимірювальні елементи знаходяться в Житомирській обл. Вихідними параметрами для розрахунку добротності є визначені параметри сигналу та встановлення вікна кода-хвилі (рис. 1).

На сигналограмі позначено час у джерелі та довжину оброблюваної кода-хвилі. Початок кода-хвилі на сейсмограмі дорівнює подвійному часу пробігу L_g -хвилі. Максимальну тривалість вікна кода-хвилі вибрано 115 с, виходячи із співвідношення сигнал/шум більше чотирьох. Приклад запису кода-хвилі показано на рис. 2.

Порядок розрахунку добротності такий:

- фільтрація на вибраній частоті;
- виділення кода-хвилі;
- конвертування і згладжування (побудова

Т а б л и ц я 1. Перелік сейсмічних сигналів, використаних для розрахунку добротності земної кори північної частини Українського щита

| № з/п | Дата | Час | Координати | | Магнітуда |
|-------|------------|-----------|-------------------|-------------------|-----------|
| | | | φ° N | λ° E | |
| 1 | 25.12.2007 | 04:09:33 | 48,07 | 33,45 | 3,7 |
| 2 | 11.10.2008 | 17:16:42 | 48,42 | 33,56 | 3,0 |
| 3 | 26.02.2010 | 11:00:02. | 48,4 | 33,63 | 3,0 |
| 4 | 13.06.2010 | 03:58:04 | 48,2 | 33,36 | 3,9 |
| 5 | 14.01.2011 | 05:03:13 | 48,04 | 33,3 | 3,5 |
| 6 | 27.01.2011 | 11:00:29 | 48,57 | 33,6 | 3,1 |
| 7 | 10.02.2011 | 11:00:32 | 48,38 | 33,35 | 3,2 |
| 8 | 17.02.2012 | 09:00:27 | 47,79 | 33,49 | 3,3 |
| 9 | 15.03.2012 | 11:00:00 | 48,43 | 33,65 | 3,1 |
| 10 | 31.03.2012 | 04:00:37 | 48,71 | 33,32 | 3 |
| 11 | 12.04.2012 | 10:00:20 | 48,53 | 33,7 | 3,2 |
| 12 | 17.06.2012 | 04:03:13 | 48,06 | 33,5 | 3,2 |
| 13 | 17.11.2012 | 05:15:29 | 47,91 | 33,34 | 3,0 |
| 14 | 22.12.2012 | 05:15:20 | 48,2 | 33,4 | 3,0 |
| 15 | 11.04.2013 | 09:59:41 | 48,47 | 33,67 | 3,1 |
| 16 | 12.04.2013 | 08:01:35 | 47,91 | 33,2 | 3,3 |
| 17 | 23.06.2013 | 21:16:34 | 48,1 | 33,43 | 4,5 |
| 18 | 28.03.2014 | 09:02:33 | 48,1 | 33,45 | 2,9 |
| 19 | 28.08.2014 | 11:59:48 | 47,9 | 33,36 | 2,8 |
| 20 | 18.09.2014 | 10:00:15 | 48,1 | 33,4 | 3,0 |

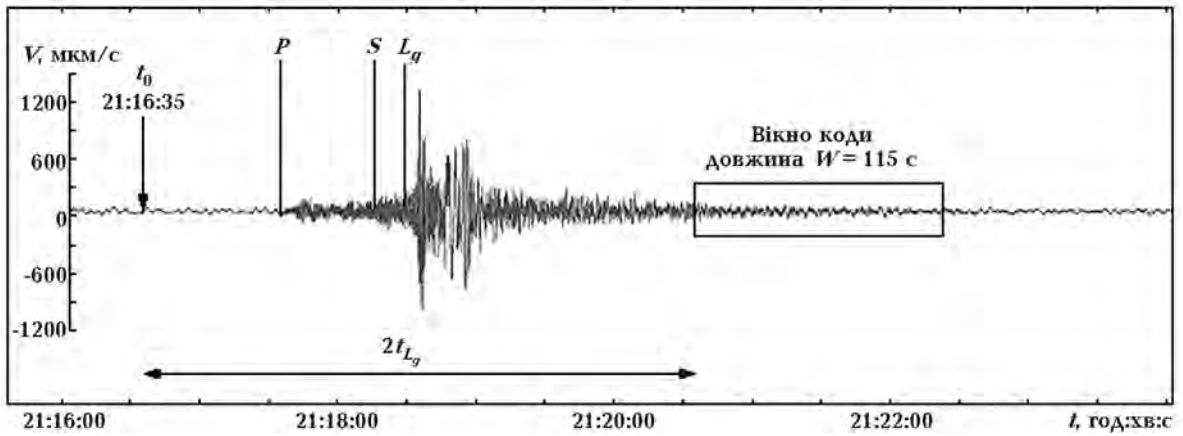


Рис. 1. Приклад запису сейсмічної події 23.06.2013 у районі м. Кривий Ріг, сейсмічна станція «Малин».

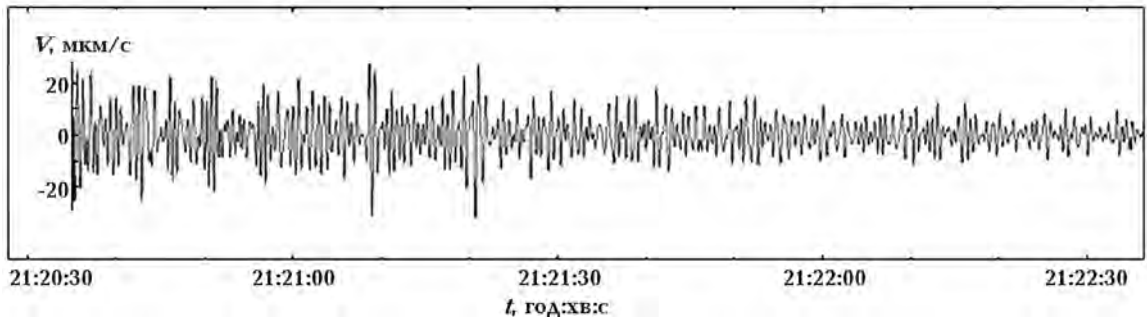


Рис. 2. Приклад запису кода-хвилі L_g -сигналу 23.06.2013 р., відфільтрованого у смузі частот 1—2 Гц, сейсмічна станція «Малин».

обвідної);

- побудова регресії;
- визначення кутового коефіцієнта;
- перерахунок кутового коефіцієнта у добротність.
- за рекомендаціями [Summary..., 2013], із визначення магнітуди за поверхневою L_g -хвилею, значення добротності розраховано за кодою на двох центральних частотах: $1,5 \pm 0,5$ та 3 ± 1 .

Конвертувавши значення амплітуд (кількість відліків) кода-хвилі та використавши спосіб найменших квадратів і метод Крамера, визначимо кутовий коефіцієнт лінійної регресії:

$$\ln(A(f, t)t^{0,5}) = c - b \cdot t,$$

де b — кутовий коефіцієнт лінійної регресії:

$$b = \frac{\pi f}{Q_c(f)}; \quad c = \ln(W(f)).$$

Звідси

$$Q_c(f) = \frac{\pi f}{b}.$$

На рис. 3 показано приклади конвертованої сигналорами кода-хвилі та графіка простої лінійної регресії.

Коефіцієнт загасання δ визначимо у такий спосіб:

$$\delta = \frac{\pi f}{v Q_c},$$

де f — частота; v — групова швидкість; Q_c — добротність.

Значення кутового коефіцієнта, добротності, частотного параметра та коефіцієнта загасання (на частоті $f = 1$ Гц, $v = 3,5$ км/с) для вибраних сейсмічних станцій наведено у табл. 2.

Результати розрахунків добротності геологічного середовища північної частини Українського щита добре корелюють зі значеннями добротності для різних регіонів Євразії [Mitchell et al., 1997] (рис. 4).

Зіставлення характеристик загасання сейсмічних хвиль для різних регіонів авторами роботи [Mak et al., 2004] показало, що низькі значення добротності ($Q < 200$) спостерігаються для тектонічно активних регіонів світу, високі

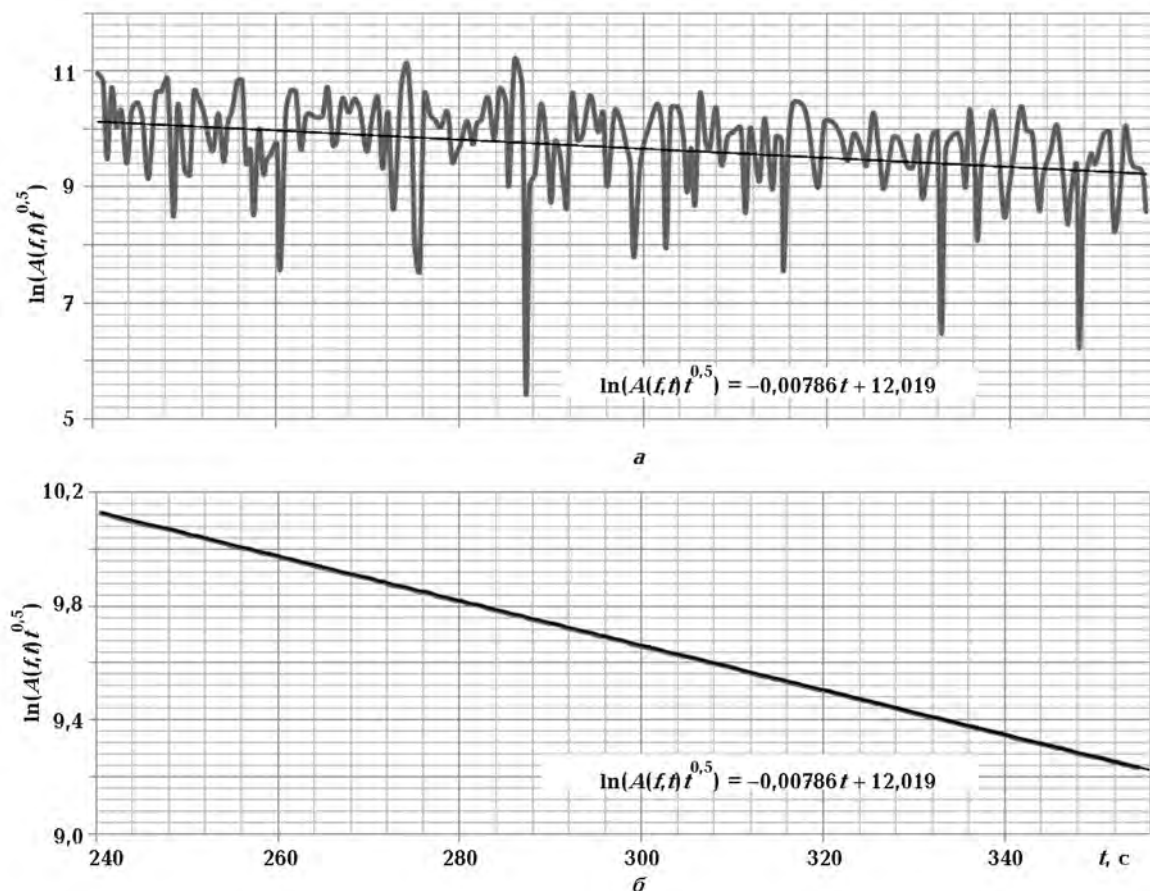


Рис. 3. Графік обвідної (а) та регресії (б) кода-хвилі сигналу 23.06.2013 в смузі частот 1—2 Гц.

Т а б л и ц я 2. Значення параметрів для сейсмічних станцій

| Станція | Частота | | | | | | |
|-----------------------------------|----------|----------------------|----------|----------------------|----------------------|----------|----------|
| | 1,5 Гц | | 3 Гц | | 1 Гц* | | |
| | <i>b</i> | <i>Q_c</i> | <i>b</i> | <i>Q_c</i> | <i>Q_o</i> | <i>n</i> | <i>δ</i> |
| АККВz | 0,00786 | 599 | 0,01006 | 936 | 462 | 0,64 | 0,00194 |
| АК01 | 0,008 | 589 | 0,01143 | 824 | 484 | 0,48 | 0,00185 |
| АК14 | 0,0082 | 575 | 0,01206 | 781 | 480 | 0,44 | 0,00187 |
| АК21 | 0,00793 | 594 | 0,01166 | 808 | 496 | 0,44 | 0,00181 |
| Сейсмічна станція «Кам'яний Брід» | 0,00808 | 583 | 0,01125 | 838 | 472 | 0,52 | 0,0019 |
| Сейсмічна станція «Любар» | 0,0082 | 575 | 0,01056 | 892 | 444 | 0,63 | 0,002 |

* Для всіх станцій на частоті 1 Гц *Q_c* дорівнює 473±16, *n* — 0,53±0,08.

(*Q* > 600) — для стабільних, проміжні значення (*Q* = 200÷600) — для районів з помірною тектонічною активністю. Таким чином, територія пів-

нічної частини Українського щита відповідає категорії районів з помірною тектонічною активністю. Показник залежності добротності від

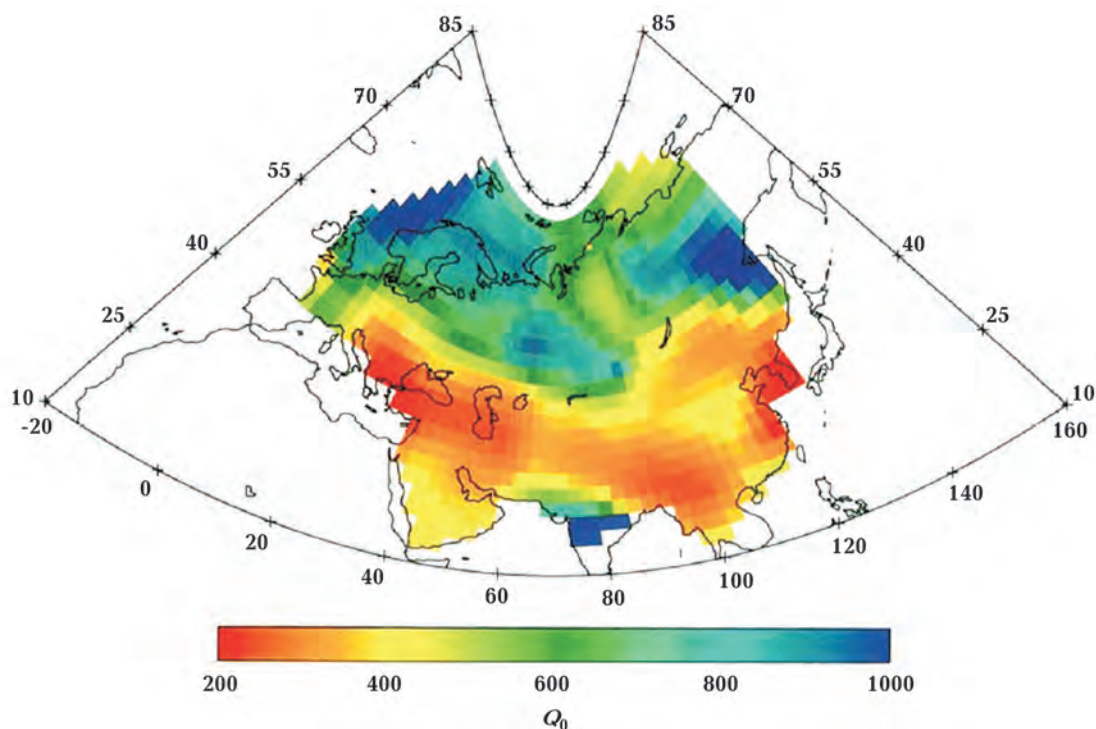


Рис. 4. Карта добротності геологічного середовища для різних регіонів Євразії [Brian, 1997].

частоти n (або частотний параметр) у рівнянні (1) також характеризує середовище і збільшується з інтенсивністю тектонічної активності регіону [Акі, 1981]. Значення частотного параметра варіюють від $n < 0,5$ для стабільних регіонів до $n = 0,3 \div 0,8$ для районів з помірно тектонічною активністю, $n > 0,8$ для тектонічно активних регіонів [Мак et al., 2004]. Спостерігаються помітні просторово-часові варіації параметрів Q і n , що відображають геодинамічні процеси, які відбуваються в літосфері, і можуть бути пов'язані з підготовкою сильного землетрусу та міграцією флюїдів [Аптікаев, 1991; Копнічев, Соколова, 2003].

Визначення магнітуди сейсмічних джерел з району Кривого Рогу за поверхневими L_g -хвилями. Магнітуда M — відносна енергетична характеристика землетрусу — є логарифмом максимальної швидкості коливань земної поверхні або логарифмом максимальних зміщень у сейсмічних хвилях різного типу, обрахованим від деякого умовного рівня, що відповідає слабкому поштовху, магнітуду якого прийнято за нуль.

Максимальна магнітуда землетрусу становить близько 9 балів, що відповідає енергії 10^{19} Дж.

Існує декілька методів визначення магніту-

ди на локальних, регіональних і телесеїсмічних відстанях за різними типами сейсмічних хвиль [Шаров и др., 2007].

Амплітуда хвиль L_g домінує на сейсмічних записах від джерел з району Кривого Рогу. Через стабільність відношень амплітуда/відстань для хвиль L_g у континентальних районах ця фаза прийнятна для надійних магнітудних оцінок регіональних подій.

Згідно з рекомендаціями Робочої групи Міжнародної асоціації сейсмології і фізики надр Землі, магнітуду за поверхневою хвилею L_g визначають за формулою [Summary..., 2013]:

$$m_{b-L_g} = \log(A) + 0,833 \log(r) + 0,4343\delta(r - 10) - 0,87.$$

Тут A — максимальна амплітуда, нм; r — гіпоцентральною відстань до джерела, км; δ — коефіцієнт загасання, км^{-1} , що пов'язаний з добротністю Q рівнянням

$$\delta = \frac{\pi}{QvT},$$

де v — групова швидкість (для вибраних станцій $v = 3,5$ км/с); T — період, що відповідає максимальній амплітуді (в діапазоні від 0,7 до 1,3 с).

Параметр δ залежить від будови земної кори, його визначають спеціально для регіону,

в якому використовуватимуть величину m_b-L_g .

Для регіону Кривого Рогу, враховуючи обчислене значення добротності, **формула розрахунку** магнітуди за поверхневою хвилею L_g має вигляд

$$m_b-L_g = \log(A)+0,833 \log r + \\ +0,000262 \frac{\pi}{T^{0,47}}(r-10) - 0,87.$$

Висновки. На підставі аналізу кода-хвиль записів землетрусів у районі м. Кривий Ріг розраховано параметри загасання: сейсмічну добротність (Q), частотний параметр (n) і коефіцієнт загасання (δ) сейсмічних хвиль. Отри-

мано функціональна залежність добротності від частоти:

$$Q_c(f) = 473 \pm 16 f^{0,53 \pm 0,06}.$$

Визначена добротність геологічного середовища ($Q=473 \pm 16$) підтверджує висновок, що північна частини Українського щита належить до категорії районів з помірною тектонічною активністю.

Отриману емпіричну залежність $Q_c(f)$ для північної частини Українського щита використано для уточнення формули розрахунку магнітуди за поверхневою L_g -хвилею, що є основою надійних магнітудних оцінювань регіональних подій.

Список літератури

- Аптикаева О. И. Частотная зависимость и пространственно-временные вариации добротности по записам аппаратуры ЧИСС и СКМ в районе Гармского полигона. Землетрясения и процессы их подготовки. Москва: Наука, 1991. С. 153—164.
- Копничев Ю. Ф., Соколова И. Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня. *Физика Земли*. 2003, № 5. С. 73—86.
- Шаров Н. В., Маловичко А. А., Шукин Ю. К. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 2: **Микросейсмичность**. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 96 с.
- Aki K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.* 74, 615—631.
- Aki K., 1981. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 1687—1700.
- Aki K., Chouet B., 1975. Origin of coda-waves: source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.* 80, 3322—3342.
- Mak S., Chen L. S., Chandler A. M., Koo R., 2004. Coda Q estimates in the Hong Kong region. *J. Asian Earth Sci.* (24), 127—136.
- Mitchell B., 1981. Regional variation and frequency dependence of Q_b in the crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 1531—1538.
- Mitchell B. J., Pan Y., Xie J., Cong L., 1997. Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to crustal evolution. *J. Geophys. Res.* 102, 22,767—22,779.
- Rautian T. G., Khalturin V. I., 1978. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 68, 923—948.
- Sato H., 1977. Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation. *J. Geophys. Res.* 25, 27—41.
- Sato H., Fehler M., 1998. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth. Springer, Berlin, 308 p.
- Sato H., Fehler M. C., Maeda T., 2009. Seismic Wave Propagation and Scattering in The Heterogeneous Earth. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 494 p.
- Summary of magnitude working group recommendations on standard procedures for determining earthquake magnitudes from digital data. 2013.

Seismic good quality of the Earth crust of the northern part of the Ukrainian Shield

© Yu. A. Andrushchenko, V. I. Osadchyy, O. I. Lyashchuk, V. V. Hrabchenko, 2016

According to the records of superficial coda-waves from seismic events in the Kriviy Rig area receive value, quality factor (Q), frequency parameter (n) and attenuation factor (δ) of seismic waves

in earth's crust of northern part Ukrainian shield have been obtained. To determine the quality factor digital recording of seismic signals from the area of Kriviy Rig produced network of seismic observations of the Main center of the special control (MCSK) over the last 10 years were used. The resulting empirical relationship for the northern part of the Ukrainian shield $Q_c(f)$ was used to clarify the formula for calculating the magnitude of the surface on the L_g -wave. Based on these data, the conclusion on the present level of tectonic activity in the study areas has been made.

Key words: coda-waves, quality factor, attenuation.

References

- Aptikaeva O. I.*, 1991. Frequency dependence and the spatial and temporal variations of the Q pozapisyam equipment ChISS and SCM in the area of Garm test site. Earthquakes and their preparation processes. Moscow: Nauka, P. 153—164 (in Russian).
- Kopnichen Yu. F., Sokolova I. N.*, 2003. Spatial and temporal variations of the field absorption S -waves in the focal zones of strong earthquakes of Tien Shan. *Fizika Zemli.* (5). 73—86 (in Russian).
- Aki K.*, 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.* 74, 615—631.
- Aki K.*, 1981. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 1687—1700.
- Aki K., Chouet B.*, 1975. Origin of coda-waves: source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.* 80, 3322—3342.
- Mak S., Chen L. S., Chandler A. M., Koo R.*, 2004. Coda Q estimates in the Hong Kong region. *J. Asian Earth Sci.* (24), 127—136.
- Mitchell B.*, 1981. Regional variation and frequency dependence of Q_b in the crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 1531—1538.
- Mitchell B. J., Pan Y., Xie J., Cong L.*, 1997. L_g coda Q variation across Eurasia and its relation to crustal evolution. *J. Geophys. Res.* 102, 22,767—22,779.
- Rautian T. G., Khalturin V. I.*, 1978. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 68, 923—948.
- Sato H.*, 1977. Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation. *J. Geophys. Res.* 25, 27—41.
- Sato H., Fehler M.*, 1998. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth. Springer, Berlin, 308 p.
- Sato H., Fehler M. C., Maeda T.*, 2009. Seismic Wave Propagation and Scattering in The Heterogeneous Earth. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 494 p.
- Sharov N. V., Malovichko A. A., Shchukin Ju. K.*, 2007. Earthquakes and microseismicity in modern geodynamics of the East European platform problems. Book 2: Microseismicity. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of RAS, 96 p. (in Russian).
- Summary of magnitude working group recommendations on standard procedures for determining earthquake magnitudes from digital data.* 2013.

Памяти Михаила Андреевича Лазаренко
(1937—2016)

Он был чистого слога слуга.

*Прерванный полет.
В. С. Высоцкий*



7 июня на 80-м году завершился жизненный путь Михаила Андреевича Лазаренко — ведущего научного сотрудника нашего Института, кандидата технических наук, человека глубоких знаний, великого труженика, новатора геофизической мысли, известного в Украине и за рубежом специалиста в области применения методов обработки сейсмологических данных.

Михаил Андреевич родился 5 марта 1937 г. в Киеве, в семье известного биолога, одного из основателей Института ботаники АН УССР Андрея Созонтовича Лазаренко и врача отоларинголога Лидии Яковлевны Дудник.

С детства мальчик отличался удивительной памятью и ранним развитием. Воспоминания раннего детства — прогулки по ботаническому университетскому саду в «группе», так это называлось, по изучению немецкого языка в сопровождении пожилой немки. Михаил Андреевич вспоминал, что к 4 годам он знал много немецких слов и предложений, которые помнил всю жизнь. Рано начал читать. Первой была книга с большими картинками, которая

называлась «Приключения доисторического мальчика». Маленький Миша анализировал прочитанные книги сам, не требуя разъяснений. Эта особенность осталась у него на всю жизнь. Дома была большая библиотека, чтение поощрялось. Многие книги давал читать отец, называя сына «неперевершеною дитиною». (В родині А. С. Лазаренко розмовляли виключно українською.)

Первый день войны 4-летний Миша хорошо запомнил: зарево пожаров и тяжелый гул бомбардировщиков, которые куда-то летели. Семья А. С. Лазаренко уезжала из Киева последним эшеленом, увозившим семьи научных сотрудников в тыл. Этот эшелон был расстрелян немецкими истребителями. Люди бежали в лес, под укрытия деревьев, и остались живы. Потом Миша нашел красивые ярко-желтые пули, которые насквозь пробили в их купе все предметы. Позднее стало известно, что пролетавшие самолеты огонь не открывали, потому что на крыше эшелона были нарисованы красные кресты. Но артиллеристы сделали выстрел вслед улетающим фашистам с платформы в конце состава, где стояла маленькая пушечка. Этого было достаточно, чтобы два самолета развернулись и несколько раз прошли весь эшелон.

На пересыльном пункте, в страшной давке, криках и слезах, семье помогла правительственная телеграмма, полученная накануне отцом о его назначении — отец уехал раньше. Их отправили в Алма-Ату, где жизнь была голодная и суровая, но легче, чем в северных регионах. Они жили вместе с семьей академика, мама работала в туберкулезной больнице и иногда приносила бутылочку молока. Дети были предоставлены самим себе. Больше всего они любили маршировать с солдатами и петь громко вместе с ними: «В бой за Родину, в бой за Сталина, боевая честь нам дорога. Кони сытые бьют копытами, встретим мы по-сталински врага!». Запомнились инвалиды, и один, безногий, все время кричал: «Брратья и сестры! Не пожалейте ррубль бедному человеку! На этот ррубль вы не купите корову и не постройте

дом. Этот рубль — единственное средство моего пропитания! Братья и сестры! Так дайте же ррубль!», а другой пел под гармошку: «Орден Красного Знамени-и-и-и- горит у мене на груди!»

Недалеко от дома Миша нашел арык, текший из туберкулезной больницы, в котором дети устроили купальню. Прибывшую маму Миша успокаивал: «Не хвилюйся! Я добре дивився, я жодної бацили не побачив!». В 1993 г., когда Михаил Андреевич приехал на конференцию в Алма-Ату, он искал места своего военного детства и не находил. Все изменилось, снесены были дома и дворы, где они жили. И вдруг — среди плит он узнал одну ступеньку, которая была до боли знакома, и все вернулось — все воспоминания нахлынули, и — слезы.

В 1944 г. семья возвращается в Киев, где они живут на углу ул. Владимирской и Прорезной. Миша идет в первый класс школы им. Я. А. Галагана. Он вспоминал, что в школу бежал через несколько кварталов, дворами, и не помнил, чтобы его туда водили за ручку. А вокруг столько интересного — остатки оружия, обломки снарядов, которые он непрерывно собирал, а если удавалось найти неразорвавшиеся патроны, даже просто гильзы, — устраивались настоящие фейерверки! За дотошное исследование военного металлолома мальчишки прозвали Мишу «втулкой от торпеды» — он прочитал о ней и пытался собрать. Но самой большой его мечтой было колесо, которое мальчишки гоняли согнутой проволокой. В поисках обода он лазал по заброшенным развалинам, пока не нашел себе подходящий и не помчался, счастливый, по киевским горкам.

В это время он часто живет у бабушки в доме на Караваевых Дачах — матери Андрея Созонтовича — в девичестве Скоропад. Это была сильная, умная женщина, «яка добре знала українські прислів'я і дуже влучно їх застосовувала». Речь Михаила Андреевича была пересыпана поговорками и обязательным при этом напоминанием «як моя бабуся казала». В доме царил культ Т. Г. Шевченко, и «Кобзар» в этой украинской семье был главной книгой. Может быть, в память о том времени Михаил Андреевич сохранил любовь к простым людям Украины. Он как-то чувствовал людей, часто несколько сказанных случайных слов могли инициировать интереснейшую беседу на самые разные темы. А сколько смешных сюжетов он мог рассказать, и как кстати! Люди уважали его, в магазинах, мастерских, на базарах — узнавали «Андрійовича» при

встрече. Особенно любил Михаил Андреевич Переяслав-Хмельницкий — за сердечность, ум и простоту живущих там людей.

В 1945 г. семья переезжает во Львов. Андрей Созонтович возглавляет кафедру споровых растений Львовского университета и отдел географии споровых растений Института ботаники, а в 1951 г. становится директором Института агробиологии АН УССР. Семья получает квартиру в доме, построенную польским правительством для профессуры университета. «Там можно было кататься на велосипеде». Миша поступает во второй класс школы № 4 и удивляет учителей знанием поэзии Т. Г. Шевченко, так как случайно оказалось, что поэму «Єретик» мальчик знал наизусть. Это оценили и учащиеся, а Миша получает прозвище «єретик». Учился он всегда прекрасно, но не столько усердием, а благодаря удивительной памяти и сообразительности и, главное, контролю за учебной мамой. Происходило это так. Миша нагуляется на улице, Лидия Яковлевна спрашивает, как сделаны уроки. «Я все выучил!». — «Неси учебник, мы это проверим». Миша идет в комнату, и пока возвращается по длинному коридору, успевает просмотреть тему и складно ответить. В таком же ненавязчивом, но строгом стиле началось и изучение Мишей английского языка, который он впоследствии досконально освоил.

Лидия Яковлевна была верным и преданным другом сыну до конца своих дней. Одной из ее воспитательных форм в юношеские годы было посещение вечерних представлений оперного театра. Благодаря этому Миша хорошо знал репертуар театра, где часто выступали звезды оперного искусства, любил напевать мелодии — особенно арию Мефистофиля: «мой совет — до обрученья не целуй ее», и это захлебывающееся от восторга «ха-ха, ха-ха!», и почему-то арию Маргариты, которую он выпевал с особой нежностью. Не пропускал танцы в Доме культуры, где играл хороший джазовый оркестр и звучали песни вроде таких, как «вздохнешь невольно, вздохнешь украдкой и как-то больно, и как-то сладко». Особенностью этих вечеров было простое наведение порядка — во время потасовок звучало, «якщо ви не припините драку, слідуючим танцюємо вальс!» В 1951 г. Лидия Яковлевна защитила диссертацию, в это время она была уже одним из ведущих отоларингологов Львова. Для одной сложной операции по восстановлению слуха Миша придумал, чем можно заменить кожу барабанной перепонки. На маленькой наковальне он готовил тончай-

шие кусочки заменителей, которые успешно вшивались пациенту.

Много времени уделял сыну и Андрей Сазонович. Часто он брал Мишу с собой в научные поездки (отсюда у Михаила Андреевича осталось знание латинских названий многих растений), учил сына всему — полевым условиям экспедиций, умению водить машину, ставить и анализировать эксперимент, воспитывать собак (всегда — овчарок), находить и узнавать растения. Он поощрял самостоятельность сына — Миша любил отправляться в Карпаты один, с легким рюкзаком. Ловил рыбу в горных реках, коптил на костре и привозил гостинцы домой. Спал «просто неба», подложив под голову ботинок. Поднимался на полонины, хорошо знал жизнь овчаров.

В 1954 г. Миша закончил с отличием школу и поступил на геологический факультет Львовского университета по специальности: «Геологические методы поиска месторождений полезных ископаемых». Однокурсник Михаила Андреевича Виктор Кирилюк вспоминает в письме о годах учебы в университете: «Мы учились с Мишей в одной группе и были дружны. Группа наша была очень сильная, почти все медалисты и несколько человек с максимальным баллом, а это 5 или 6 экзаменов. Но и в этой группе, как и на курсе, мы входили в группу лидеров. На учебных практиках в Карпатах и в Крыму это были первые бригады, которые возглавляли руководители практики. Мы с Мишей и Ролланом Лесняком обычно вместе готовились к экзаменам у Миши дома. У него были роскошные по тем временам условия — своя отдельная комната. Помню отца Андрея Созонтовича. Заглядывая иногда к нам, он произносил что-нибудь вроде: «Хлопці! Накурили! Та у вас же тут атмосфера, як на Венері! Михайло, вийми оту клізму з роту та відкрий вікно!» Как раз в эти годы Миша начал баловаться трубкой. Среди однокурсников Миши был Володя Хлестов, в будущем лауреат Ленинской премии за цикл монографий по метаморфизму под руководством академика В. С. Соболева. И Сергей Данченко, будущий главный режиссер и директор театра им. Ивана Франко, лауреат разных премий и званий. Сильным был преподавательский состав: профессора — член-корреспондент АН УССР С. И. Субботин, Е. К. Лазаренко, член-корреспондент В. С. Соболев, В. М. Козеренко, С. М. Лазько, доценты Я. Л. Гиллер, Г. Л. Пятровский.

Учился Михаил Андреевич легко. Он за-

кончил университет в 1959 г. по специальности инженер-геолог.

Трудовой стаж начался в Институте геологии полезных ископаемых АН УРСР во Львове. Но уже в феврале 1961 г. в возрасте 24 лет М. А. Лазаренко приезжает в Киев в только что созданный Институт геофизики. В 1962 г. Михаил Андреевич поступает в аспирантуру и начинает работать над решением динамических задач дифракции и рассеяния упругих волн методами изображений и конечных разностей, *доводя их решение до цифровой реализации*. А так как модели среды выбирались наиболее реальными по своим физическим параметрам, то речь шла о работающих алгоритмах, которые можно было применить в акустических скважинных и сейсмических исследованиях. На эту тему с 1966 по 1972 гг. было опубликовано 10 статей (одна в соавторстве с И. Т. Селезовым). В 1969 г. защищена диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук по теме: «Исследование рассеяния продольных сейсмических волн в полупространстве с неоднородностями сферической и цилиндрической формы».

В 1972 г. были начаты совместные советско-индийские исследования глубинного строения земной коры восточной части Индийского щита. Производство работ и обучение индийских геофизиков были поручены Институту геофизики АН УССР, техническим руководителем экспедиции назначен М. А. Лазаренко. В сложных климатических, политических и социальных условиях методом непрерывного профилирования были впервые проведены исследования по трансиндийскому и трансгималайскому профилям с регистрацией удаленных взрывов из оз. Кара-Куль. Публикации о полученных результатах продолжались вплоть до 1981 г. Михаил Андреевич не только успешно руководил производством работ, обеспечивал своевременную поставку оборудования через все таможенные преграды, но и осуществлял живой контакт с советским консульством, правительственными службами Индии и геологическими организациями благодаря энергии, общей культуре и совершенному владению английским языком. Иногда приходилось действовать и в экстремальных условиях.

Однажды в период социальных взрывов в Индии в 1973—1974 гг. наша техника была заблокирована толпой агрессивно настроенных митингующих. Не раздумывая, Михаил Андреевич бросился в кипящий людской водоворот и в доказательство своего дружеского

расположения крепко обнял за плечи одного из лидеров. Ему поверили, машины пропустили, но индуса он не мог забыть — худенькую фигурку и хрупкую косточку руки, которую он мог просто нечаянно сломать!

Вспоминается и такой случай. Из-за забастовки докеров или какой-то бумажной проволочки корабль, на котором прибыл важный для работы груз, застрял на рейде. На дипломатической машине, ночью, не забыв захватить хорошую бутылку спирта, М. А. Лазаренко пробивается в порт, нанимает джонку и разгружает так необходимое оборудование.

Высокий уровень руководства и профессиональная грамотность украинских геофизиков создали все условия для успешного выполнения начатого эксперимента. В 1977 г. было достигнуто соглашение о продлении советско-индийского сотрудничества в рамках Международного Памиро-Гималайского геодинамического проекта, а также в шельфовых зонах Индийского океана. Однако вмешались американские спецслужбы, обеспокоенные участием советских специалистов в работах вблизи военных баз ВВС США, и вопрос был закрыт.

В 1976 г., сразу после возвращения из Индии, М. А. Лазаренко поручается выполнение темы государственного значения, но совершенно новой для него: «Изучение геофизическими методами состояния горного массива в Донецком угольном бассейне с целью прогнозирования выбросоопасных зон». Эту тему Михаил Андреевич выполнил за два года, был построен каротажный зонд и пройдены лабораторные испытания. По содержанию защищенного отчета «Исследование напряженного состояния горного массива с целью прогнозирования внезапных выбросов» и в опубликованных статьях видно, насколько серьезно изучалась проблема и какие были найдены новые возможности. Например, предложено использование пьезоэлектрического эффекта для прямых измерений физических свойств горных пород. В 1979 г. М. А. Лазаренко и инженер темы В. Г. Цуруль запатентовали изобретение «Способ определения относительных твердостных свойств материалов». К большому сожалению, в начале 1980-х годов заказ на разработку технической документации на сконструированную аппаратуру согласно требованиям промышленности был аннулирован под предлогом прекращения случаев взрывов метана в шахтах.

Однако слово *прогнозирование* прозвучало,

и оно сыграло важную роль в дальнейшей судьбе молодого ученого. В 1980-е годы волна поисков предвестников землетрясения накрывает весь научный мир земного шара. Внедрение цифровой техники в геофизические науки влечет бум сообщений о прогнозе сейсмической опасности и выявления информационных предвестников землетрясений. Появляются новые теории, накатывают шквалы публикаций, проходят симпозиумы и совещания, например, «Автоматические системы прогноза землетрясений». Мир уверовал, что цифровая техника принесет быстрые решения глобальных проблем. В это время Михаил Андреевич опубликовал математическую статью «Про одне розв'язання задачі напруженого стану півплощини з розрізом», в которой привел численное решение задачи о концентрации напряжений вблизи разнообразных по форме и свойствам неоднородностей как связанной с проблемой предсказания землетрясений. При этом его не оставляли размышления об упругих свойствах материалов и разных методах их диагностики.

В Институте геофизики проблема прогнозирования землетрясений реализовывалась организацией комплексных геофизических наблюдений на новых сейсмопрогностических пунктах Крыма. Начались опытно-методические работы по конструированию и совершенствованию аппаратуры, разрабатывалась методика исследований и организовывалось хранение полученной информации. В 1985 г. была создана лаборатория физики и прогноза землетрясений под руководством М. А. Лазаренко, в результате начали работать пункты геофизических наблюдений в сейсмически активных регионах Украины. В эти годы Михаил Андреевич работал над созданием численных алгоритмов обработки данных реальных и модельных ситуаций по впервые полученному фактическому материалу полигонов с целью выделения ценного для прогноза материала. В соавторстве с С. В. Мостовым были созданы рабочие алгоритмы выделения полезных сигналов-предвестников на фоне помех, апробированные на Крымском геодинамическом полигоне на основе наблюдений землетрясения в районе Вранча 31 августа 1986 г. магнитудой 6,8 баллов. Впервые был проведен комплексный анализ реакции параметров разных геофизических полей с целью выделения носителей предвестниковой информации. Этот опыт был использован группой специалистов с участием М. А. Лазаренко в Армении в 1988 г.

во время Спитакского землетрясения, а результаты были доложены в Люксембурге.

В эти годы важную роль сыграло постановление Президиума АН УССР о создании Научного совета АН УССР по проблеме «Геодинамика и прогноз землетрясений», в котором Михаил Андреевич был заместителем председателя, организатором секций и ответственным редактором научного сборника совета.

В 1990-х годах М. А. Лазаренко работал над разработкой, а в дальнейшем — и над *реализацией* проекта комплексных международных исследований сейсмоактивного региона «Вранча» (в соавторстве с А. С. Алексеевым, А. В. Чекуновым, А. В. Друмя). Проект был принят как рабочий Президиумом АН СССР и включал комплексное исследование сейсмоактивного района Вранча (научный руководитель А. В. Чекунов). В частности, предполагалось создание геолого-тектонических моделей очаговых зон Вранча, изучение геодинамического режима очаговых зон в режиме *мониторинга носителей предвестниковой информации*, разработка геодинамических моделей в очаговых зонах и областях подготовки землетрясений, *крупномасштабное сейсмическое районирование сейсмоактивных регионов*.

Основную проблему для решения этих задач составляли низкая плотность пунктов наблюдения за очаговой зоной Вранча со стороны Украины и отсутствие цифровой широкополосной аппаратуры, что не позволяло развивать сеть сейсмического мониторинга подобно сети, покрывающей Центральную и Западную Европу. 10 февраля 1988 г. было принято разрешение о вхождении АН СССР в Международную всемирную федерацию цифровых сейсмологических сетей. Предложение об установке современной широкополосной цифровой аппаратуры зарубежного производства, полученное в рамках европейского проекта «Орфейус» (Утрехтский университет, Нидерланды), открывало для Украины возможность решения фундаментальных проблем сейсмической опасности от землетрясений очага Вранча. Вопрос был решен для трех сейсмических станций в рамках международных проектов INTAS-93-1076 «Мережа автоматичних сейсмостанцій, встановлених на Східноєвропейській платформі» (NARS-DEEP, 1994—1997) и INCO-Copernicus «Сейсмологічна інфраструктура в нових незалежних державах» (SEIS-NIS, 1997—1999). Научным руководителем НИР был назначен

М. А. Лазаренко. В рамках программы начался высокоточный мониторинг очаговой зоны Вранча и Восточно-Европейской платформы в границах Украины.

В начале нового тысячелетия М. А. Лазаренко ищет возможность оценки сейсмической опасности от землетрясений Вранча на территории Украины в качестве прогнозной. В соавторстве с В.А. Королевым по материалам макросейсмических обследований четырех сильных землетрясений Вранча вышел цикл статей по решению задачи прогноза распределения интенсивности сотрясений территории Украины от сильных землетрясений зоны Вранча. Задача решалась по мере нарастающей сложности подхода — от линейной до нелинейной постановки, от задачи регрессии до распознавания образов и проигрывания различных сценариев возбуждения сотрясений на создаваемых нейронно-сетевых моделях. Разрозненные макросейсмические наблюдения были обобщены в поле интенсивности сотрясений территории Украины, вызываемых сильными землетрясениями зоны Вранча XX в., и осуществлен прогноз интенсивности сотрясения максимально возможного землетрясения очага зоны Вранча. Важный этап в этом направлении — решение М. А. Лазаренко задачи в режиме экстраполяции для оценки сейсмической интенсивности, связанной с вероятностной магнитудой землетрясения Вранча и глубиной гипоцентра.

Следующее десятилетие в жизни М. А. Лазаренко посвящено развитию метода искусственных нейронных сетей для решения задач сейсмологии. На базе каталожных и цифровых баз данных, накопленных сетью сейсмических станций, решались самые разные задачи — строились локальные годографы, выделялся полезный сигнал на фоне помех, оценивались возможности локализации гипоцентра по записям одной станции, изучалась природа поля невязок с глобальными годографами, строилось поле времен и обращался годограф. Михаил Андреевич упорно изучал возможности разных сетей, сложность и неожиданности обучения, фантастические результаты обобщения. Многочасовые бдения у компьютера открыли ему тайну: мистика обобщения нейронных сетей — это «результат хорошей нелинейной интерполяции входных данных». Он пишет программы, используя сети обратного распространения Хопфилда, Кохонена и опять встречается с методом Монте-Карло в алгоритме Метрополиса и цепями Маркова в

методе моделирования отжига. Усложняются программы, геометрически растет объем данных и время счета — требовался постоянный переход программ на новые оболочки — с Mscrosof 5.1 и Графора на среду MS Developer Visual Studio DVF 6.6., которую необходимо соединять с Fray Visualiser 1.6 или 3.3, и каждый раз — новая отладка программ, работающих в интерактивном режиме. Распечатками уже отлаженных Михаилом Андреевичем программ можно, наверное, обернуть Киев по его Окружной!

Последние годы он болел, но напряженно работал над задачей построения нейросетевых моделей поля времен вступления сейсмических сигналов по данным ГСЗ, решение которой позволит генерировать годографы

вступлений самых быстрых продольных волн для произвольных координат начала и конца сейсмического профиля, по сути — прогноза годографов продольных волн вдоль произвольно ориентированных профилей в регионах, не имеющих сейсмических наблюдений.

Михаил Андреевич разработал алгоритм коррекции скоростного разреза с помощью вероятностного алгоритма комбинаторной оптимизации, основанного на технике метода Монте-Карло, получившего название имитации отжига. «Мне нужно два дня, я все продумал», — это его слова, сказанные о статье, 6 июня, накануне предполагаемой выписки из больницы.

Мы всегда будем помнить дорогого Михаила Андреевича Лазаренко!

О. А. Герасименко

Воспоминания о Михаиле Андреевиче Лазаренко в Индии

В конце 1972 г. группа украинских геофизиков из 10 человек вылетела в Индию для выполнения региональных геофизических работ методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) на территории Индийского щита. Кроме того, украинские геофизики всесторонне консультировали и обучали своих индийских коллег, чтобы через некоторое время они могли уже самостоятельно выполнять подобные работы.

В состав группы входили: Г. Харечко (руководитель), М. Лазаренко, Л. Хилинский, В. Бухарев, И. Василик, А. Дацко, А. Иванин, А. Трипольский, Г. Федченко, А. Чугунов.

На первых порах большинство из нас чувствовали значительный дискомфорт, вызванный существенными различиями в условиях

и особенностях жизни в Украине и в Индии. Это совершенно иной климат, растительность и животный мир. Следует добавить особенности архитектуры, а также быта, шумные скопления людей на рынках и улицах, различные благовония, пестрые одежды и т. д. С учетом того, что большинство из нас никогда не были за границей (пресловутый «железный занавес»), все особенности Индии производили на нас впечатление, почти равносильное шоку. И здесь «на сцене» появился М. Лазаренко. При его глубоком знании английского языка он сразу же взял на себя роль заинтересованного и неформального посредника между окружающим нас чужим и часто непонятным миром, с одной стороны, и нашим сознанием, с другой. Терпеливо и деликатно он разъяснял особен-



Сотрудники Института геофизики им. С. И. Субботина — участники советскоиндийского ПамироГималайского геодинамического проекта с индийскими коллегами, 1972 г. (слева направо): начальник I отдела National Geophysical Research Institute (Hyderabad, India), А. А. Трипольский, Г. П. Федченко, Л. Чугунов, А. С. Иванин, В. П. Бухарев, И. Василик, Г. Е. Харечко, Хари Нарсин, М. А. Лазаренко, Кришна Лал Кайла, А. И. Дацко, Л. А. Хилинский, Трипати.

ности новой для нас среды, причем делал это глубоко и разносторонне, и у всех сложилось устойчивое впечатление, что М. Лазаренко уже давно жил в Индии.

Не имея в то время опыта полевых работ методом ГСЗ, М. Лазаренко быстро освоил основные методы и приемы, применяемые при таких работах, которые продолжались до 1977 г.

Работа, проведенная М. Лазаренко, не пропала даром. В контактах с индийскими коллегами мы стали чувствовать себя увереннее и даже несколько раскованно, что не могло не сказаться на качестве и эффективности нашей миссии.

Однако М. Лазаренко не ограничился благородной ролью посредника между окружающим нас миром и нашим сознанием. Вместе с руководителем группы Г. Харечко он регулярно приезжал в г. Хайдарабад (NGRI — Национальный геофизический институт, Индия) с устными и письменными отчетами о выполненной работе. Благодаря совместным усили-

ям Г. Харечко и М. Лазаренко сотрудничество между нашими и индийскими геофизиками было тесным и плодотворным. Работа М. Лазаренко в Индии внешне была не очень заметной, но чрезвычайно полезной по сути. Ему удалось наладить эффективное взаимодействие украинских и индийских геофизиков, несмотря на серьезный языковой барьер. Кстати, этот барьер выстраивался еще в бывшем Советском Союзе, когда изучение английского языка имело формальный характер и все, кто его изучал, были безоговорочно уверены, что знание языка никогда и никому в будущем не понадобится.

Суммируя изложенное, следует отметить весомый вклад М. А. Лазаренко в развитие и упрочение украинско-индийского научного сотрудничества, особенно в повышение авторитета украинской науки на мировом уровне.

Светлая память о М. Лазаренко навсегда сохранится в наших сердцах.

А. А. Трипольский

Спогади про брата



М. А. Лазаренко — випускник геологічного факультету Львівського державного університету ім. Івана Франка, 1959 р.

Михайло Андрійович Лазаренко народився 5 березня 1937 р. у м. Києві. Наші матері — рідні сестри, тому спілкування між нашими родинами, в тому числі між дітьми, було тісним і постійним. Цьому сприяло також місцезнаходження наших квартир. Наша родина мешкала в першому номері по вул. Тарасівській, а родина Михайла на вул. Микільсько-Ботанічній. Це зовсім близько. За віком ми з Михайлом майже однакові, до війни були зовсім малими, і цей час я погано пам'ятаю. А вже після війни ми проводили доволі багато часу разом, переважно влітку, під час шкільних канікул. Дід і баба Михайла, з боку батька, жили на Караваєвих Дачах, мали там хату. Тоді це було справжнє село. Туди нас обох відвозили, щоб ми могли трохи відпочити від міста. Втім невдовзі цей відпочинок обірвався, бо батька Михайла, Андрія Созонтовича Лазаренка, перевели на

роботу до Львова у організований там філіал Академії наук України. Але ми і за час львівського періоду життя Михайла кожного літа відпочивали разом, в усякому разі, поки вчилися у школі. Цим місцем був Канів. Мої батьки разом зі мною мешкали в Канівському заповіднику, зазвичай в серпні, коли там уже закінчувалась студентська практика. А Михайло з матір'ю наймали житло в Монастирку, такому собі невеликому селищі між заповідником і Каневом. Увесь час наші родини проводили разом. Особливо цікавими були екскурсії з моїм батьком, Дмитром Костьовичем Зеровим. Біолог за фахом, він розповідав багато цікавого про канівську природу. Зокрема, в яру, що називається Маланчин потік, він показував рештки викопних молюсків — белемнітів, що мали скелет з кремнію. Знаходили ми там зуби викопних акул і рештки також викопних молюсків — амонітів. Останні мали вигляд чималих брил із скам'янілого піщанику.

Михайло із захопленням сприймав ці знахідки, а мій батько казав, якою цікавою є робота палеонтолога. Може, ці екскурсії і сприяли подальшому вибору Михайла, а саме цікавість до геології.

Доля розпорядилась так, що по закінченні Львівського університету Михайло повернувся до рідного Києва. Це було зумовлено тим, що до Києва приїхав його вчитель і науковий керівник — Серафим Іванович Субботін. Саме Серафим Іванович запропонував Михайлові вступати в аспірантуру, а в подальшому — працювати в Інституті геофізики.

Тепер ми знову жили в одному місті і могли часто бачитись, тим більше, що перший час Михайло жив у нас. Наша дружба була настільки близькою, що, коли у мене мала народитися дитина, Михайло разом з моїм чоловіком, Едуардом Олександровичем Любимовим, всю ніч вартував під пологовим будинком, аж поки моя донечка не з'явилася на світ. Своїх дітей Михайло не мав, але він з ніжністю ставився до моїх і сина, і доньки.

Михайло був дуже доброю людиною. Попри доволі емоційний і бурхливий характер, він завжди йшов людям назустріч і дуже багатьом допомагав.

Наші стосунки особливо теплими були в останні роки, коли ми вже постаріли і з вершини

свого віку оцінювали життя. Хочу сказати, що з Михайлом можна було порадитись з будь-якого питання. Він багато знав, мав чудову пам'ять, цікавився не тільки своїм науковим напрямом, а й суміжними науками. Я не раз із здивуванням чула, як він говорив про різні біологічні і навіть медичні проблеми. Він дуже добре знав англій-

ську мову, читав по пам'яті англійською «Пісню про Гайавату». І не тільки це. Він цікавився всіма сучасними проблемами з фізики, астрономії, біології і навіть комп'ютерної техніки.

Михайло був яскравою людиною, і я певна, що пам'ять про нього залишиться в усіх, хто його знав.

М. Д. Зерова



Міжнародна школа-семінар під патронатом Національної Комісії у справах ЮНЕСКО

Стратегія зниження ризиків від лих на об'єктах Всесвітньої Спадщини

Терміни: 2016 — III квартал, 2017 — III квартал, 2018 — III квартал

Місце проведення: Національний заповідник Софія Київська, м. Київ, вул. Володимирська, 24,
тел.: +380 (044) 278-26-20;

e-mail: sophia.kievaska@gmail.com

Заявки на участь: до 01.09.2015

Організатори **Концепція проекту**

Національний заповідник «Софія Київська»
Національний Києво-Печерський історико-
культурний заповідник
Благодійна організація «Благодійний фонд
Свята Софія»

I. Призначення проекту
II. Об'єкти спадщини, включені до списку
Всесвітньої Спадщини від України (7)
III. Спектр ризиків для об'єктів Всесвітньої
Спадщини
IV. Наукова програма
V. Учасники програми
VI. Терміни та місце проведення заходу
VII. Очікувані результати



International Workshop Under Patronage of National Commission of Ukraine for UNESCO

Strategy for Reducing Risks from Disasters at World Heritage Properties

Dates: 01.09.—1.12.2016; 01.09.—1.12.2017; 01.09.—1.12.2018

Location: National Conservation Area «Sophia of Kyiv»

Address: Ukraine, Kiev 01001, 24 Volodymyrska St., National Conservation Area «Sophia of Kyiv»,

Tel.: +380 (044) 278-26-20; e-mail: sophia.kievaska@gmail.com

Venue: National Preserve St. Sophia Cathedral, Kiev, st. Volodymyrska, 24, tel. : +380 (044) 278-26-
20; E-mail: sophia.kievaska@gmail.com

Call for applications

Deadline: 01.09.2016

Organisers **Project concept**

National Conservation Area «Sophia of Kyiv»
National Kyiv-Pechersk Historical and Cultural
Preserve»
Charitable Organization «Charitable Fund St.
Sophia»

I. Purpose of the project
II. World Heritage Sites in Ukraine (7)
III. Range of risks to World Heritage Sites
IV. Scientific Program
V. Program participants
VI. Date and place of the event
VII. Expected results

Правила для авторов

Редакция «Геофизического журнала» принимает статьи и научные сообщения на русском, украинском или английском языках, материалы публикуются бесплатно.

В начале статьи необходимо указать индекс УДК, ФИО авторов, названия организаций и их полные почтовые адреса, контактные номера телефонов, телефакс и адрес электронной почты (E-mail). Просьба указывать все имена и отчества авторов и с кем вести переписку.

Текст статьи принимается на любом электронном носителе или по E-mail одним файлом, а также распечатанным в двух экземплярах. Рисунки, таблицы, список литературы, подрисовочные подписи и резюме на русском, украинском и английском языках, ключевые слова следует давать на отдельных страницах; формулы должны быть набраны обязательно в приложении Equation или MathType. В статьях можно использовать только единицы системы СИ.

Рисунки, вставленные в Word, не принимаются. Кроме того, каждый рисунок не может превышать размера журнальной страницы (160×230 мм); фотографии и рисунки должны быть хорошего качества; оригиналы принимаются в векторном формате (желательно в формате программы, в которой создавались). Журнал публикует только черно-белые иллюстрации. Цветные иллюстрации могут быть опубликованы как в русской, так и в английской версиях журнала только при условии их оплаты автором статьи.

Список литературы составляется в алфавитном порядке (сначала на русском и украинском языках, а затем — на иностранном) без номеров. В списке литературы по каждому литературному источнику обязательно указывать всех авторов. В тексте при ссылке на литературный источник в квадратных скобках необходимо писать фамилию автора и через запятую — год издания (если два автора, то указывать обоих, если три и более — первого и др.). Все работы, на которые есть ссылки в квадратных скобках, должны быть приведены в списке литературы. И наоборот, на всю приведенную литературу должны быть ссылки в квадратных скобках в тексте статьи.

Верстка статьи направляется автору для проверки и исправления ошибок. Автор не должен вносить существенных изменений. Рекомендуется пользоваться электронной почтой и сообщать об исправлениях в первые три дня после получения верстки.

Статьи направлять в редакцию «Геофизического журнала» по адресу, указанному ниже.

Подача статьи в журнал означает, что она оригинальна, нигде не публиковалась и не направлена для других изданий. Статья должна быть подписана всеми авторами.

Обновленные правила оформления статей и списка литературы (с примерами) см. на сайте: www.igph.kiev.ua.

Обращаем внимание авторов, что в случае воспроизведения ими в статье ранее опубликованных графических или иных материалов, защищенных авторским правом, недостаточно только дать библиографическую ссылку на источник воспроизводимых материалов. Авторы обязаны получить письменное разрешение правообладателя ранее опубликованных (в печатном или электронном виде) материалов на их воспроизведение в статье авторов. При отсутствии письменного разрешения на воспроизведение ранее опубликованных материалов статья не принимается к рассмотрению.