

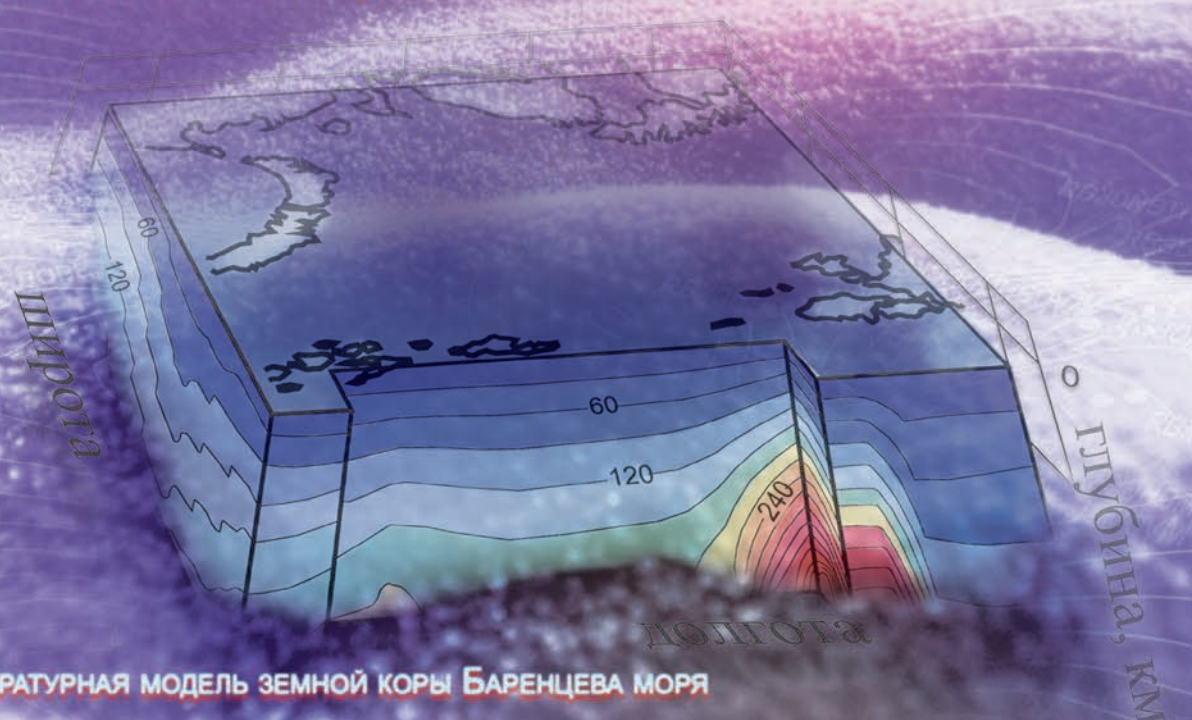
научно-технический журнал Георесурсы

2(57) 2014



Главное в номере:

Отражение контрастных геодинамических обстановок в тепловом полестр. 24



3D-геотемпературная модель земной коры Баренцева моря

Редакционная коллегия научно-технического журнала «Георесурсы»

Главный редактор – Председатель Редакционной коллегии:

Муслимов Ренат Халиуллович – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геологии нефти и газа Казанского (Приволжского) федерального университета, консультант Президента Республики Татарстан по вопросам разработки нефтяных и газовых месторождений (г. Казань, Россия)

Алтунина Любовь Константиновна – доктор технических наук, профессор, директор Института химии нефти СО РАН (г. Москва, Россия)

Баренбаум Азарий Александрович – кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник Института проблем нефти и газа Российской академии наук (г. Москва, Россия)

Ганиев Ривнер Фазылович – доктор технических наук, профессор, директор Института машиноведения им. А.А. Благонравова РАН (г. Москва, Россия)

Закиров Сумбат Набиевич – доктор технических наук, профессор, главный научный сотрудник Института проблем нефти и газа Российской академии наук, (г. Москва, Россия)

Запивалов Николай Петрович – доктор геолого-минералогических наук, профессор, руководитель Новосибирского центра РАЕН, главный научный сотрудник Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (г. Новосибирск, Россия)

Золотухин Анатолий Борисович – доктор технических наук, профессор, советник по международной работе, Научный директор Института арктических нефтегазовых технологий РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина (г. Москва, Россия)

Михайлов Николай Нилович – доктор технических наук, профессор кафедры разработки и эксплуатации нефтяных месторождений РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина. (г. Москва, Россия)

Нурғалиев Данис Карлович – доктор геолого-минералогических наук, профессор, проректор по научной деятельности Казанского (Приволжского) федерального университета (г. Казань, Россия)

Прищеп Олег Михайлович – доктор геолого-минералогических наук, генеральный директор ФГУП «Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт» (г. Москва, Россия)

Саламатин Андрей Николаевич – доктор физико-математических наук, профессор кафедры прикладной математики, Казанский федеральный университет, научный консультант отдела термогидродинамического моделирования технологического центра TGT Oil and Gas Services (г. Казань, Россия)

Ситдикова Ляля Мирсалиховна – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры региональной геологии и полезных ископаемых Казанского (Приволжского) федерального университета (г. Казань, Россия)

Хуторской Михаил Давыдович – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий лабораторией тепломассопереноса Геологического института РАН (г. Москва, Россия)

George V. Chilingar – Dr., Civil and Environmental Engineering, University of Southern California (Los Angeles, USA)

Jesse Ausubel – Director, Program for the Human Environment, The Rockefeller University (New York, USA)

Alexei Bambulyak – MSc, General Manager Russia, Akvaplan-niva (Tromso, Norway)

Maria Bergemann – Dr. rer. nat., Postdoctoral Researcher, Institute of Astronomy, University of Cambridge (Great Britain)

Martin Kostak – Doc. RNDr., Associate Professor, Institute of Geology and Palaeontology, Faculty of Science, Charles University (Prague, Czech Republic)

Noel Vandenberghe – Dr., Professor, Department of Earth and Environmental Sciences, K.U. Leuven University (Leuven, Belgium)

Редакционный совет

Акчурин Тимур Маратович – заместитель министра экологии и природных ресурсов Республики Татарстан по недропользованию (г. Казань, Россия)

Боксерман Аркадий Анатольевич – доктор технических наук, профессор, советник генерального директора ОАО «ВНИИнефть» (г. Москва, Россия)

Волков Юрий Андреевич – кандидат физико-математических наук, генеральный директор ООО «ЦСМРнефть» при Академии наук Республики Татарстан (г. Казань, Россия)

Гатиятуллин Накип Салахович – доктор геолого-минералогических наук, начальник Татарского геолого-разведочного управления ОАО «Татнефть» (г. Казань, Россия)

Грунис Евгений Борисович – доктор геолого-минералогических наук, профессор, руководитель дирекции по науке ОАО «Институт геологии и разработки горючих ископаемых» (г. Москва, Россия)

Непримеров Николай Николаевич – доктор технических наук, профессор кафедры радиозлектроники Казанского (Приволжского) федерального университета, главный научный консультант TGT Oil and Gas Services (г. Казань, Россия)

Плотникова Ирина Николаевна – доктор геолого-минералогических наук, зав. кафедрой геологии нефти и газа Казанского (Приволжского) федерального университета (г. Казань, Россия)

Трофимов Владимир Алексеевич – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заместитель генерального директора ОАО «Институт геологии и разработки горючих ископаемых» (г. Москва, Россия)

Шпильман Александр Владимирович – директор научно-аналитического центра рационального недропользования им. В.И. Шпильмана (г. Тюмень, Россия)

- Министерство экологии и природных ресурсов Республики Татарстан
- Казанский (Приволжский) федеральный университет
- Академия наук Республики Татарстан
- Татарское геологоразведочное управление ОАО «Татнефть»

Редакция:

Ответственный секретарь – Христофорова Дарья Анатольевна, e-mail: darja.khr@mail.ru

Технический редактор – Николаев А.В.

Специалист по компьютерной верстке – Абросимова И.С.

Специалист по художественному оформлению – Люкшин А.А.

Специалист по переводу – Баязитова А.Р.

Веб-редактор – Сабиров А.П.

Адрес редакции:

Казанский (Приволжский) федеральный университет
 Кремлевская 16а, офис 118, Казань, 420008, Россия
 Тел: +7 843 2924454, +7 937 7709846
www.georesources.kpfu.ru e-mail: mail@geors.ru

Свидетельство о регистрации СМИ: ПИ № ФС77-38832
 выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций

Журнал включен в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук»

Журнал включен в международную систему цитирования Georef и систему РИНЦ

Периодичность выпуска журнала: 4 раза в год
 Подписной индекс в Каталоге «Роспечать» – 36639
 Электронная версия журнала содержится на сайте: «eLIBRARY.ru: Российская научная периодика в онлайн»

Издательство Казанского университета
 Кремлевская 16а, Казань, 420008, Россия
 Тел: +7 843 2924454

Подписано в печать 10.08.2014. Тираж 1000
 Отпечатано в ЗАО "Издательский Дом "Казанская Недвижимость". Цена договорная
 420029, Россия, г. Казань, ул. Сибирский тракт, д.34, корп. 4, офис 324. Тел/факс: +7 843 5114848
 e-mail: 114848@mail.ru

При перепечатке материалов ссылка на журнал «ГЕОРЕСУРСЫ» обязательна.

Статьи

Н.Б. Амельченко, Р.Х. Масагутов, В.Н. Минкаев,
 Т.Ф. Каримов
Нетрадиционные направления поисков нефти и газа в Юрюзано-Айской впадине 3

Н.В. Нефёдов, В.Б. Карпов, А.В. Калмыков,
 А.И. Никифоров
Особенности разработки и моделирования малых месторождений, приуроченных к массивным залежам карбонатного типа (на примере объектов ОАО «РИТЭК» – ТПП «ТатРИТЭКнефть») 8

Е.А. Марфин, Я.И. Кравцов, А.А. Абдрашитов,
 Р.Н. Гатауллин
Промысловые испытания волнового воздействия на процесс добычи нефти на Первомайском месторождении 14

Т.Т. Казанцева
Среднедевонский доманикит Башкирии 17

М.Д. Хуторской, Б.Г. Поляк
Отражение контрастных геодинамических обстановок в тепловом поле 24

М.Н. Мингазов, А.А. Стриженок, А.Г. Камышников,
 А.Г. Киямова
Региональные аспекты новейшей тектоники Республики Татарстан 44

О.С. Процько, О.В. Валяева
Типы органического вещества и генерационный потенциал кунгурских терригенных отложений севера Предуральяского краевого прогиба 51

Информация

I Республиканская молодежная геологическая конференция
 г. Казань, Россия, 22-24 октября 2014 г. 23

Памятные нефтяные события в Новосибирской области
 (к 103-й годовщине со дня рождения академика А.А. Трофимука) 56

На обложках

XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian (ICCP 2015)
 г. Казань, Россия, 11-15 Августа 2015 г.

Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2014
 г. Казань, Россия, 20-23 Октября 2014 г.

Executive Board:

Editor in Chief – Renat Kh. Muslimov, Kazan (Volga region)
Federal University (Kazan, Russia), e-mail: mail@geors.ru

Editorial Board

- J. Ausubel**, Rockefeller University (New York, USA)
L. Altunina, Institute of Petroleum Chemistry of the Siberian Branch
of the Russian Academy of Sciences (Moscow, Russia)
A. Barenbaum, Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy
of Sciences (Moscow, Russia)
A. Bambulyak, Akvaplan-niva (Tromso, Norway)
M. Bergemann, University of Cambridge (Great Britain)
G. Chilingar, University of Southern California (Los Angeles, USA)
R. Ganiev, A.A. Blagonravov Institute of Machine Building of the Russian
Academy of Sciences (Moscow, Russia)
M. Kostak, Charles University (Prague, TCzech Republic)
M. Khutorskoy, Institute of Geology of Russian Academy of Sciences
(Moscow, Russia)
N. Mikhailov, Gubkin Russian State University of Oil and Gas (Moscow, Russia)
D. Nourgaliev, Kazan (Volga region) Federal University (Kazan, Russia)
O. Prischepa, All Russia Petroleum Research Exploration Institute
(Moscow, Russia)
A. Salamatin, Kazan (Volga region) Federal University, TGT Oil and
Gas Services Technology Centre (Kazan, Russia)
L. Sitdikova, Kazan (Volga region) Federal University (Kazan, Russia)
N. Vandenberghe, K.U. Leuven University (Leuven, Belgium)
S. Zakirov, Oil and Gas Research Institute of the Russian Academy
of Sciences (Moscow, Russia),
N. Zapivalov, Novosibirsk State University (Novosibirsk, Russia),
A. Zolotukhin, Gubkin Russian State University of Oil and Gas (Moscow, Russia)

Advisory Board

- T. Akchurin**, Ministry of Ecology and Natural Resources
of the Republic of Tatarstan (Kazan, Russia)
A. Bokserman, All-Russian Oil and Gas Scientific Research Institute
(Moscow, Russia)
N. Gatiyatullin, Tatar Geology and Prospecting Administration
OAO «Tatneft» (Kazan, Russia)
E. Grunis, Institute of Geology and Fuels Development (Moscow, Russia)
N. Neprimerov, Kazan (Volga region) Federal University (Kazan, Russia)
I. Plotnikova, Kazan (Volga region) Federal University (Kazan, Russia)
A. Shpilman, V.I.Shpilman research and analytical Centre for the rational
use of the subsoil (Tyumen, Russia)
V. Trofimov, Institute of Geology and Fuels Development (Moscow, Russia)
Yu. Volkov, «TsSMRneft» LLC (Kazan, Russia)

Editorial Office:

Deputy editor: Daria Khristoforova, e-mail: Daria.Khr@mail.ru
Editor: Irina Abrosimova, Prepress by Alexander Nikolaev
Design by Artem Lukshin, Translator: Alsu Bayazitova
Web-editor: Artur Sabirov

Editorial address: Kazan (Volga region) Federal University
Kremlevskaya 16a, off. 118, Kazan, 420008, Russia
Phone: +7 843 2924454, +7 937 7709846
www.georesources.kpfu.ru e-mail: mail@geors.ru

Registered by the Federal Service for Supervision
of Communications and Mass Media. No. PI № FS77-38832

The Journal is included in the international databases of Georef

Subscription index in the Russian Rospechat Catalogue: 36639
You can find full text electronic versions of the Journal on www.elibrary.ru

The Journal is issued 4 times a year. Circulation: 1000 copies. Issue date: 10.08.2014
Printed by «Izdatelsky Dom «Kazanskaya Nedvizhimost'», JSC
Sibirsky Tract Str.34, Kazan, 420029, Russia, build. 4, off. 324.
Phone/Fax: +7 843 5114848, e-mail: 114848@mail.ru

All rights protected. No part of the Journal materials can be reprinted
without permission from the Editors.

articles

N.B. Amelchenko, R.Kh. Masagutov,
V.N. Minkaev, T.F. Karimov
**Unconventional Directions of Oil and Gas
Exploration in Yuryuzano-Aysky Depression** 3

N.V. Nefyodov, V.B. Karpov,
A.V. Kalmykov, A.I. Nikiforov
**Peculiarities of Development
and Simulation of Small Oil Fields
Confined to Massive Deposits** 8

E.A. Marfin, Ya.I. Kravtsov,
A.A. Abdrashitov, R.N. Gataullin
**Field Tests of Wave Action on Oil Production
in the Pervomaysky Field** 14

T.T. Kazantseva
Middle Devonian Domanikite of Bashkiria 17

M.D. Khutorskoy, B.G. Polyak
**Reflection of Contrasting Geodynamic
Conditions in the Thermal Field** 24

M.N. Mingazov, A.A. Strizhenok,
A.G. Kamyshnikov, A.G. Kiyamova
**Regional Aspects of Recent Tectonics
of Tatarstan Republic (Russia)** 44

O.S. Protsko, O.V. Valyaeva
**Types of Organic Matter and Generation Potential
of Kungurian Terrigenous Deposits
of Preduralsky Fore Deep** 51

Information

**XVIII International Congress on the Carboniferous
and Permian (ICCP 2015)**
Kazan, Russia, August 11 – August 15, 2015 57

Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2014
20-23 October 2014, Kazan, Russia 57

Н.Б. Амельченко¹, Р.Х. Масагутов², В.Н. Минкаев², Т.Ф. Каримов¹¹ООО «БашНИПИнефть», Уфа, AmelchenkoNB@bashneft.ru, KarimovTF@bashneft.ru²ОАО АНК «Башнефть», Уфа, MasagutovRKH@bashneft.ru, MinkaevVN@bashneft.ru

Нетрадиционные направления поисков нефти и газа в Юрюзано-Айской впадине

До настоящего времени геологопоисковые работы в Юрюзано-Айской впадине (ЮАВ) сводились к выявлению и опосредованному поиску структур в продуктивных горизонтах верхнего и среднего карбона. Между тем, накопленный геолого-геофизический материал позволяет предполагать открытие в регионе скоплений нефти и газа в нетрадиционных интервалах геологического разреза.

В данной работе в качестве потенциально продуктивных рассмотрены осадки рифей-вендского комплекса и отложения палеозойского осадочного чехла. Отмечено, что в рифейских отложениях, слагающих авлакогенный комплекс, ожидаются сложнопостроенные поисковые объекты с участием дизъюнктивных, литологических и стратиграфических экранов. Основным направлением поисковых работ на рифей является южная часть ЮАВ, где к северному борту структурного комплекса Каратау наблюдается воздымание отражающих горизонтов палеозоя и протерозоя, а также значительная их нарушенность разноориентированными линейными дизъюнктивными. Отложения вендского комплекса и грязнушинской свиты с предполагаемым доминированием ловушек структурного типа целесообразно изучать на «сквозных» структурах, в пределах которых продуктивными могут быть также традиционные для региона горизонты в палеозойской части разреза. Девонские песчаники, прослеженные полевыми геологами в разрезах Уфимского амфитеатра, на востоке и юго-востоке ЮАВ могут оказаться продуктивными на участках геологических структур (Ургалинской, Юлдашевской, Чулпановской, Байдинской и др.) и в антиклинальной зоне, сопровождающей Еланлинский взбросо-надвиг.

Ключевые слова: Юрюзано-Айская впадина, перспективы, коллекторские свойства, отложения, песчаники, залежь.

В пределах Юрюзано-Айской впадины (ЮАВ) открыты восемь месторождений углеводородов, в том числе два нефтегазовых (Алегазовское, Каракульское), три газонефтяных (Кызылбаевское, Метелинское, Устьикинское) и 3 газовых (Апутовское, Муслимовское и Яныбаевское). Продуктивными являются карбонатные отложения верхнего и среднего отделов каменноугольной системы. В структуре запасов их доля составляет по нефти – 92,6% (в том числе 25,7% приходится на верхний карбон, 58,5% – на башкирский ярус, 8,4% – верейский горизонт), а также 7,4% подсчитаны в сакмарском ярусе; по газу этот показатель достигает 100% – (соответственно, 38%, 44,4% и 17,6%).

Залежи углеводородов приурочены к локальным поднятиям и относятся к антиклинальному типу; нередко в строении ловушек принимают участие литологический и дизъюнктивный факторы. До настоящего времени геологопоисковые работы в регионе заключались в выявлении положительных структурных осложнений по отражающим горизонтам **В** (кровля верейского горизонта) и **С2(Б)** (кровля башкирского яруса).

Однако, накопленный геолого-геофизический материал позволяет предполагать открытие в пределах ЮАВ новых скоплений нефти и газа не только в известных продуктивных горизонтах верхнего и среднего карбона, но и в нетрадиционных интервалах геологического разреза. В работе (Масагутов и др., 2013) в качестве потенциально продуктивных уже были рассмотрены флишоидные осадки нижней перми-среднего карбона. Ниже мы предлагаем новые для данного региона направления нефтегазописковых работ.

Перспективы нефтегазоносности **рифейско-вендско-го** комплекса осадков связаны с тем, что в отдельные периоды верхнего протерозоя палеогеографические условия способствовали формированию песчаных пластов-

коллекторов. В дальнейшем их первоначальные коллекторские свойства в значительной степени были изменены в зависимости от глубин залегания и масштабов погружения территории, воздействия тектонических и физико-химических процессов и др. Результаты исследований фильтрационно-емкостных характеристик рифей-вендских песчаников показали, что более высокими показателями обладают коллекторы вторичного генетического типа. Они возникают под воздействием регрессивных процессов разуплотнения, среди которых различают геохимические (воздействие различного рода реакционных растворов) и тектонические, способствующие формированию трещиноватости (Масагутов, 2002).

Наиболее благоприятные условия для появления вторичных коллекторских свойств создаются в приразломных зонах, где интенсивная дислоцированность пород обеспечивает активную циркуляцию щелочных растворов.

В ЮАВ развитие **рифейских** отложений предполагается по всей территории региона. Наиболее полный их разрез установлен в скв. 1 Леузинская, которая в интервале 3708-5188 м вскрыла осадки верхнего и среднего рифея.

Отложения тукаевской свиты среднерифейской эратемы, залегающие в интервале 5188,0-5009,0 м, представлены кварцитовидными песчаниками серого, светло-розового и зеленовато-серого цвета, плотными, неравномерно трещиноватыми. Изучение шлифов под микроскопом показало, что обломочный материал сцементирован вторичным кварцем, иногда доломитом. Местами выщелачивание доломита привело к образованию открытых каверн неправильной формы, размеры их изменяются от 0,20 до 0,60 мм. Отмечено воздействие на песчаники калийсодержащих растворов, под влиянием которых произошло их частичное разуплотнение. Таким образом, динамический и метасоматический факторы способствовали формированию на отдельных участках монолитных кварцито-

видных песчаников коллекторов вторичного каверново-трещинного типа. На присутствие проницаемых зон в разрезе тукаевской свиты указывает частичное поглощение глинистого раствора на глубине 5056 м.

Исследование образцов керн показало, в целом, низкие значения фильтрационно-емкостных характеристик тукаевских песчаников. Пористость составила менее одного процента, лишь в единичных случаях достигая 3,17%; проницаемость – от непроницаемых до сотых долей мкм².

При испытании отложений тукаевской свиты пластоиспытателем в процессе бурения из интервалов 5064-5109,8 м, 5109,5-5152 м и 5107,9-5181,3 м поднят газированный глинистый раствор; газ углеводородный, содержание метана в пробах изменяется от 56 до 99%.

Исходя из показателей пористости и проницаемости и результатам испытаний, песчаники тукаевской свиты в скв. 1 Леузинская под воздействием эпигенетических процессов локально проявляются как малоемкие низкопроницаемые коллекторы. Однако, материалы непродольного вертикального сейсмического профилирования позволяют предполагать наличие в разрезе пористо-проницаемых участков непосредственно к югу от скв. 1 Леузинская. По рифейским отложениям Леузинская структура отличается сложной трехкупольной конфигурацией. Скв. 1 Леузинская оказалась пробуренной в седловине, разделяющей своды, т.е. в неблагоприятных структурных условиях. К югу от нее фиксируется разрывное нарушение субширотной ориентировки, разделяющее структуру на два блока: северный, опущенный, и южный, приподнятый. На временных разрезах по отражающему горизонту Т (кровля тукаевской свиты) наблюдается отражение – отрицательный экстремум высокой контрастности, который свидетельствует о наличии низкоскоростной пачки – возможных пород-коллекторов. Размеры динамической аномалии

составляют 1,3х0,4-1,0 км; и в плане она приурочена к приподнятому блоку Леузинской структуры. Таким образом, среди плотных тукаевских песчаников в пределах тектонически нарушенных участков возможна локализация каверново-трещиноватых и трещиноватых коллекторов. В рассматриваемом регионе получили развитие многочисленные разноориентированные дизъюнктивные дислокации, затрагивающие все структурные этажи, что обеспечило широкие возможности для развития коллекторов регрессивного типа.

В рифейских отложениях, слагающих авлакогенный комплекс, ожидаются сложнопостроенные поисковые объекты с участием дизъюнктивных, литологических и стратиграфических экранов. Основным направлением поисковых работ на рифей считаем южную часть ЮАВ, где к северному борту структурного комплекса Каратау наблюдается воздымание отражающих горизонтов палеозоя и протерозоя, а также значительная их нарушенность разноориентированными линейными дизъюнктивами (Рис. 1).

Область распространения **вендских** образований ограничивается западными и юго-западными площадями региона. Следует заметить, что отражающий горизонт II, в связи с отсутствием на значительной территории пород вендского возраста, соответствует в ЮАВ поверхности размыва допалеозойских отложений. Возможно, в связи со сложными сейсмогеологическими условиями залегания протерозойских отложений он имеет «скользящий» характер. Так, на участке Леузинской структуры, выявленной также по отражающему горизонту II, последний оказался приуроченным к границе алевропелитов кармалкинской и песчаников кожайской подбит приютовской свиты верхнего рифея, а вендские отложения в разрезе скв. 1 Леузинская отсутствуют. В составе венда на терри-

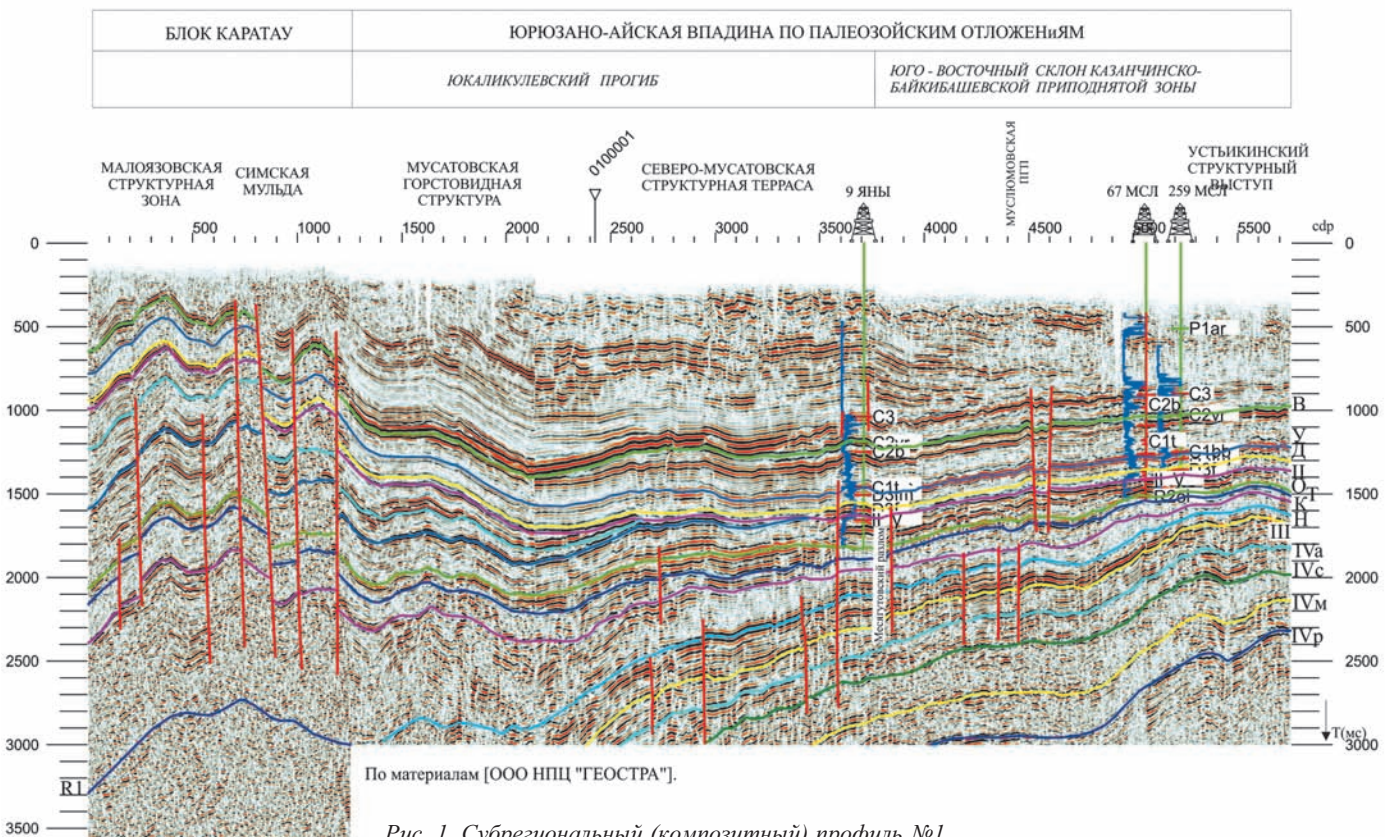


Рис. 1. Субрегиональный (композитный) профиль №1.

тории ЮАВ выделяют (сверху вниз): каировскую серию, объединяющую байкибашевскую и старопетровскую свиты; шкаповскую серию, представленную только нижней салиховской свитой (карлинская свита размыта в течение длительного предсреднедевонского перерыва в осадконакоплении). Вендский разрез сложен преимущественно терригенными разностями пород, среди которых существенную долю составляют алевропесчаники полимиктового, реже – полевошпатового состава. Их фильтрационно-емкостные свойства, как и у рифейских песчаников, во многом обусловлены воздействием регрессивных эпигенетических процессов, способствующих разуплотнению катагенетических структур. Из шести алевропесчаных пластов-коллекторов, выявленных в вендских отложениях Башкирского Приуралья, в ЮАВ предполагается развитие пяти: пласт VI – в байкибашевской, пласты V и IV – в старопетровской, пласты III и II в салиховской свите (Масагутов, 2002). В качестве покрышки могут служить плотные глинистые разности верхнефранских карбонатов.

В вендских отложениях, которые вместе с палеозойскими осадками составляют плитный комплекс, в строении ловушек предполагается доминирование структурного фактора. Поэтому, скважины с целью выявления перспектив нефтегазоносности венда целесообразно закладывать (во внешней зоне и юго-западе – внутренней) на «сквозных» структурах, в пределах которых продуктивными могут быть также традиционные для региона горизонты в палеозойской части разреза.

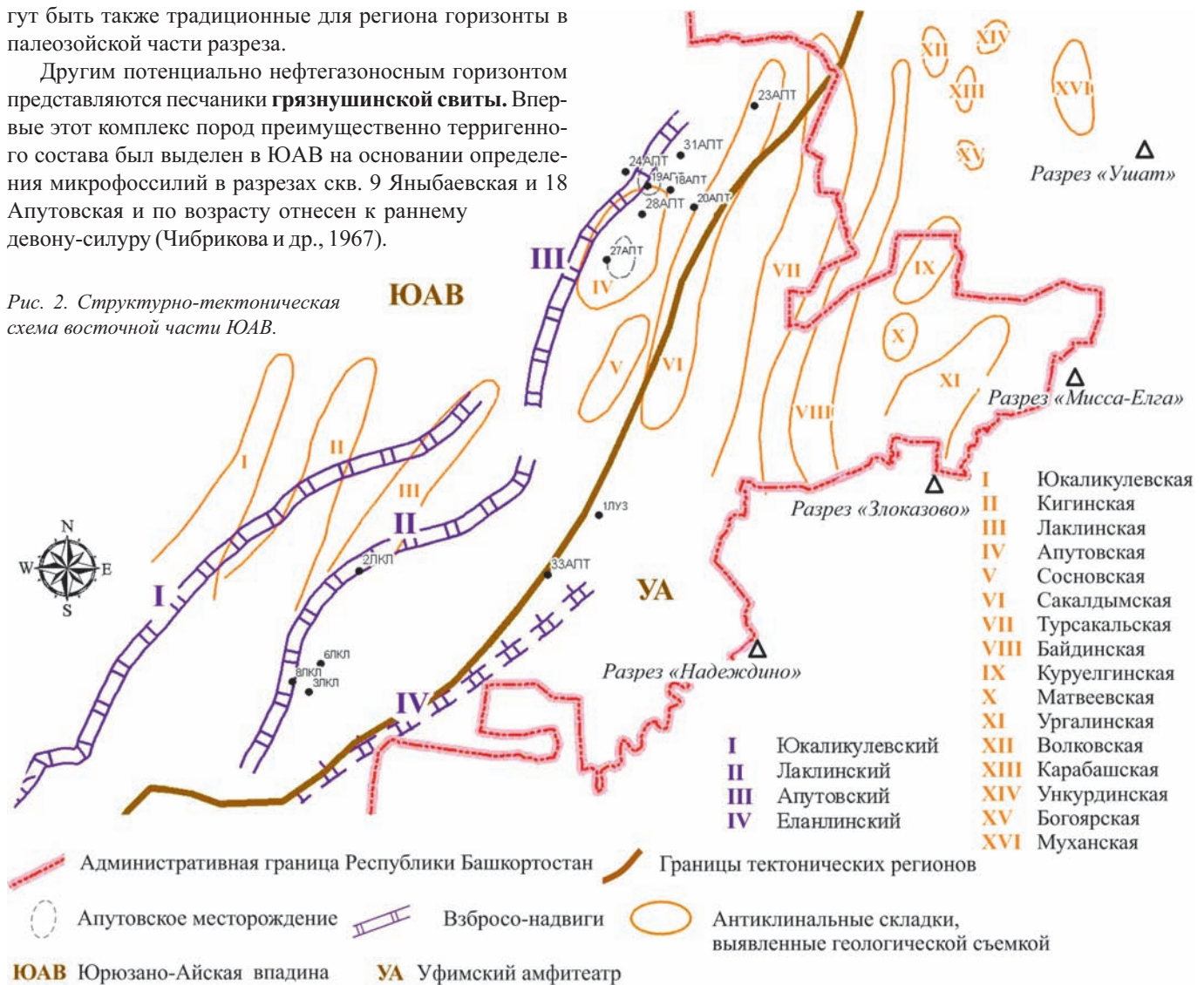
Другим потенциально нефтегазоносным горизонтом представляются песчаники **грязнушинской свиты**. Впервые этот комплекс пород преимущественно терригенного состава был выделен в ЮАВ на основании определения микрофоссилий в разрезах скв. 9 Яныбаевская и 18 Апутовская и по возрасту отнесен к раннему девону-силуру (Чибрикова и др., 1967).

Более четко определить стратиграфическую принадлежность комплекса не представляется возможным, поскольку граница между нижним девонем и силуром не достаточно четко обозначается по палинологическим данным (в смежных интервалах преобладают акритархи – менее информативная группа, чем споры растений).

Позднее силур-раннедевонская датировка свиты была подтверждена находками микрофоссилий в интервале 2857,0-2938,0 м в скв. 7 Дуванская. Среди них, помимо единичных спор и криптоспор, отмечено «присутствие *Emphanisporites protophanus Rich. Joann.*, который выделен в качестве зонального вида для лудловского яруса» (Чибрикова, Олли, 2002)

Грязнушинские отложения с угловым несогласием и перерывом залегают на различных подразделениях допалеозойского комплекса осадков и перекрываются также с большим несогласием верхнедевонскими карбонатами. Осадки грязнушинской свиты с различной толщиной и полнотой разреза вскрыты в глубоких скважинах центральной части ЮАВ на Кызылбаевской (скв. 105), Муслимовской (скв. 67, 140, 147, 259, 265, 282), Яныбаевской (скв. 6, 9, 12, 25, 40), Дуванской (скв. 7) и Апутовской (скв. 18, 19, 20, 28) площадях (следует иметь в виду, что большинство скважин в данной зоне бурились на башкирский и турнейский ярусы). Несмотря на значительные расстояния, разделяю-

Рис. 2. Структурно-тектоническая схема восточной части ЮАВ.



щие скважины, отложения свиты хорошо сопоставляются. Для удобства корреляции в наиболее полно представленных разрезах грязнушинской толщи геологами-производственниками снизу вверх выделяются 14 (I-XIV) литологических пачек. Песчаники и песчаные алевролиты, иногда с аргиллитовыми прослойками, слагают пачки I, II, III, IV, VII, VIII, IX, XI и XIII; пачки VI, XII и XIV представлены, главным образом, аргиллитами; в сложении пачки X участвуют алевролиты и аргиллиты. Пачка V (долмиты коричневатые-серые, пелитоморфные и мелкокристаллические) вскрыта в 13 скважинах и является маркирующей.

Песчаники светло-серые и серые с зеленоватым и розоватым оттенком, средне- и мелкозернистые (на Апутовской площади до гравийных) – неравномерно пористые. Слагаются угловатыми и полуокатанными, реже окатанными зёрнами кварца и полевых шпатов (микроклина, ортоклаза, реже плаггиоклаза) с преобладанием фракции 0,24-0,32 мм. Суммарная толщина песчаников в грязнушинском разрезе достигает 180-200 м (скв. 282 Муслимовская).

Коллекторские характеристики песчаников невысокие: пористость – 0,5-5,81 % (редко 10%); проницаемость – от непроницаемых до 0,006 мкм². Тем не менее, при опробовании некоторых скважин из них были получены значительные притоки пластовой воды, что свидетельствует об участии в структуре емкостного пространства трещинной составляющей.

Так, в скв. 105 Кызылбаевская расчетные дебиты притоков пластовой воды из интервалов 2613,0-2811,0 и 2508,3-2614,0 м составили 31-480 м³/сут, соответственно. Плотность воды – 1,13-1,15 г/см³, концентрация углеводородного газа – 4%. Раздельный анализ газа (РАГ) показал следующий его состав: С1 – 66,0-70,6 %; С2 – 21,3-28,6 %; С3 – 3,4-6,0 %.

В скв. 19 Апутовская при опробовании песчаников верхней части разреза (интервал 3197-3282 м) получили приток слабогазированной пластовой воды плотностью 1,13 г/см³ с расчетным дебитом 160 м³/сут. По РАГ состав газа двухкомпонентный: С1 – 99,8%, С2 – 0,2%.

В скв. 147 Муслимовская при опробовании в колонне интервала 2630-2724 м получен приток пластовой воды дебитом 2,5 м³/сут (2407-2390 м), а в пробах, взятых из интервала 2622,4-2816 м отмечено содержание углеводородов от 115 до 180 мка.

В скв. 265 Муслимовская нижнедевонско-силурийские отложения были испытаны пластоиспытателем: из интервала 2694-2740 м за 55 минут было получено 0,91 м³ пластовой воды (расчетный дебит 22 м³/сут).

В скв. 25 Яныбаевская при совместном испытании верхнего девона и кровли грязнушинских отложений (интервал 2960,5-3074,2 м) получен приток газа.

Наличие песчаных прослоев значительной толщины, обладающих, судя по приведенным выше примерам, удовлетворительными коллекторскими свойствами, а также покрышек, которыми могут быть плотные прослои аргиллитов и долмитов внутри свиты, а также глинистые разности верхнефранских карбонатов, создают благоприятные условия для формирования и сохранения в грязнушинской толще залежей нефти и газа. Ожидаемый тип ловушек – структурный (при вероятном участии литологической и стратиграфической составляющих). При разбу-

ривании «сквозных» структур в центральной части ЮАВ проектную глубину скважин целесообразно рассчитывать с учетом вскрытия силур-нижнедевонских осадков.

На востоке ЮАВ и сопредельной территории Уфимского амфитеатра нетрадиционным направлением поисковых работ являются **песчаные пласты-коллекторы нижнего, среднего и верхнего девона**, регионально продуктивные в платформенной части Республики Башкортостан. Перспективы данного направления обосновываются материалами геолого-съёмочных работ, установивших в разрезах Уфимского амфитеатра развитие песчаных пластов-коллекторов такатинского, кальцеолового, чувовского, пашийского и орловского горизонтов значительной толщины и обладающих удовлетворительными фильтрационно-емкостными характеристиками (Рис. 2).

Отложения **такатинского** горизонта эмского яруса нижнего девона по данным полевой геологии почти непрерывной полосой прослежены от северо-восточного отрезка р. Ай на юге до широты с. Ункурда на севере. Они представлены серыми, желтовато- и коричневатосерыми песчаниками кварцевого, реже аркозового состава, от мелко- до грубозернистых и гравелитов, плотными с прослойками зелено-серых и фиолетовых глинистых сланцев. Такатинские песчаники с размывом залегают на разновозрастных породах нижнего палеозоя и рифея. Толщина горизонта в разрезе «Надеждино» составляет около 70 м, северо-восточнее в разрезе «Злоказово» – 21 м (видимая толщина). Значения пористости изменяются в пределах 2-17,5 %.

Койвенский горизонт эмса выделен только в разрезе «Ушат», где его слагают светло-серые и желтоватые, мелкозернистые кварцевые песчаники с прослойками глинистых сланцев. Толщина горизонта – 14-16 м, пористость песчаников составляет 2,3-8,5 %.

Чуовской горизонт живетского яруса среднего девона сложен светлыми и желтовато-серыми разномышными песчаниками кварцево-полевошпатового состава и песчаностыми глинами. Значения пористости песчаников изменяются от 3,8 до 22%. В разрезе «Надеждино» толщина чувовских отложений составляет 61 м, из них 30 м приходится на песчаники, которые перекрываются 20-метровой пачкой глин; в разрезе «Злоказово» толщина горизонта – 65 м.

В разрезе «Надеждино» толщина **пашийского** горизонта верхнего франа равна 4 м, из них 3,5 м приходится на песчаники и 0,5 м на глины. В разрезе «Злоказово» горизонт представлен аргиллитами с прослойками алевролитов в верхней части. Севернее, в разрезе «Мисса-Елга» толщина горизонта – 16 м, из них 10 м составляют песчаники и 6 м – сланцы, которые залегают в кровле. Пористость песчаников (4 образца) – 2,2-22 %.

Орловский горизонт верхнефранского подъяруса в разрезе «Злоказово» сложен, в основном, аргиллитами (26 м) и только в кровельной части наблюдается прослой песчаника толщиной 3,4 м. Севернее, в разрезе «Мисса-Елга» толщина горизонта составляет 6,85 м и представлен он переслаиванием глинистых сланцев и известняков с маломощным (15 см) прослоем кварцевого песчаника. Далее на север (разрез «Ушат») толщина орловских отложений возрастает до 65 м, в сложении разреза участвуют исключительно песчаники серые и буровато-жел-

тые, кварцевые мелкозернистые, тонкослоистые с пористостью от 4 до 28 %.

Девонские песчаники, прослеженные полевыми геологами в разрезах Уфимского амфитеатра, на востоке и юго-востоке ЮАВ могут оказаться продуктивными на участках геологических структур (Ургалинской, Юлдашевской, Чулпановской, Байдинской и др.) и в антиклинальной зоне, сопровождающей Еланлинский взбросо-надвиг. Исходя из вышеизложенного, считаем целесообразным на первом этапе исследований проведение сейсморазведочных работ МОГТ, направленных на изучение строения Еланлинской дислокации и прослеживание ее в северо-восточном направлении, а также подтверждения и детализации геологических структур по глубинным горизонтам палеозоя.

Литература

Масагутов Р.Х., Федорченко В.А., Минкаев В.Н., Каримов Т.Ф. Флишоподобные отложения Юрюзано-Сылвенской депрессии – перспективный объект поисков залежей углеводородов. *Нефтяное хозяйство*. №8. 2013. С.70-72.

Масагутов Р.Х. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. Москва: Недра. 2002. 223 с.

Чибрикова Е.В., Морозов С.Г., Чагаев А.Я. Нижнедевонские-силурийские образования на востоке Русской платформы. *Докл. АН СССР*. 1967. Т. 172. №1. С.174-177.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. Потенциально нефтегазоносные отложения ордовика-раннего девона на юго-востоке Русской платформы. *Геология нефти и газа*. №5. 2002. С.15-19.

Сведения об авторах

Нина Борисовна Амелченко – ведущий геолог отдела региональной геологии ООО «БашНИПИнефть».

г. Уфа, ул. Ленина 86. Тел: +7(347)26 24937.

Рим Хакимович Масагутов – д. г-м. н., начальник отдела управления запасами и ГРП департамента геолого-разведочных работ ОАО АНК «Башнефть».

г. Уфа, ул.Чернышевского, 115. Тел: +7(347)26 16088.

Виталий Наэлевич Минкаев – к. г-м. н., менеджер отдела управления запасами и ГРП департамента геолого-разведочных работ ОАО АНК «Башнефть».

г. Уфа, ул.Чернышевского, 115. Тел: +7(347)26 17299.

Тимур Фаридович Каримов – ведущий геолог отдела региональной геологии ООО «БашНИПИнефть».

г. Уфа, ул. Ленина 86. Тел: +7(347)26 24142.

Unconventional Directions of Oil and Gas Exploration in Yuryuzano-Aysky Depression

N.B. Amelchenko¹, R.Kh. Masagutov², V.N. Minkaev², T.F. Karimov¹

¹LLC «BashNIPIneft», Ufa, Russia, AmelchenkoNB@bashneft.ru, KarimovTF@bashneft.ru

²JSOC «Bashneft», Ufa, Russia, MasagutovRKH@bashneft.ru, MinkaevVN@bashneft.ru

Abstract. To date, geological exploration works in Yuryuzano-Aysky Depression have resulted in identifying and prospecting of positive structural complications in known productive horizons of Upper and Middle Devonian. Meanwhile, accumulated geological and geophysical data suggests discovering new oil and gas accumulations within Yuryuzano-Aysky Depression associated with unconventional intervals of geological section.

Sediments of Riphean-Vendian complex and deposits of Paleozoic sedimentary cover are considered as potentially productive horizons in this paper. Major directions on setting exploration works are defined. Complex structural exploration objects with disjunctive, lithological and stratigraphic shields are expected in Riphean deposits composing aulacogene complex. Authors consider southern Yuryuzano-Aysky Depression as the main Riphean exploration area where (as per common-midpoint seismic survey) along the northern border of Karatau structural complex uplift of reflecting horizons of Paleozoic and Proterozoic, as well as significant disturbance by differently oriented linear disjunctives are observed. It is advisable to examine deposits of Vendian complex and Gryaznushinsky strata with alleged domination of structural type traps on “through” structures, where also Paleozoic horizons conventional for this region could be productive. Devonian sandstones, traced by field geologists in sections of Ufimian amphitheater, on eastern and south-eastern part of Yuryuzano-Aysky Depression could be productive on areas of geological structures (Urgalinsky, Yuldashevsky, Chulpanovsky, Baydinsky, etc.) and in anticline area accompanying Yelanlinsky uplift-thrust.

Keywords: Yuryuzano-Aysky Depression, prospects, reservoir characteristics, deposits, sandstones, reservoir.

References

Masagutov R.Kh., Fedorchenko V.A., Minkaev V.N., Karimov T.F. Flysch deposits of Yuryuzano-Sylvenskaya Depression: prospective target for hydrocarbon exploration. *Нефтяное хозяйство* [Oil industry]. №8. 2013. Pp.70-72 (in Russian)

Masagutov R.Kh. Litologo-stratigraficheskaya kharakteristika i paleogeografiya pozdnego dokembriya Bashkirskogo Priural'ya [Lithologic and stratigraphic characteristics and paleogeography of Bashkir Urals Late Precambrian]. Moscow: «Nedra» Publ. 2002. 223 p.

Chibrikova E.V., Morozov S.G., Chagaev A.Ya. Nizhnedevonskie-siluriyskie obrazovaniya na vostoке Russkoy platformy [Lower Devonian-Silurian formation in the eastern part of the Russian platform]. *Doklady Akademii Nauk SSSR* [Proceedings of the USSR Academy of Sciences]. 1967. V.172. №1. Pp. 174-177.

Chibrikova E.V., Olli V.A. Potentsial'no neftegazonosnye otlozheniya ordovika-rannego devona na yugo-vostoке Russkoy platformy [Potentially oil and gas deposits of the Ordovician-Devonian in the southeast of the Russian platform]. *Geologiya nefi i gaza* [Geology of oil and gas]. №5. 2002. Pp. 15-19.

Information about authors

Nina B. Amelchenko – Leading Geologist, Regional Geology Division, LLC «BashNIPIneft»

Timur F. Karimov – Leading Geologist, Regional Geology Division, LLC «BashNIPIneft»

Lenina Str., 86/1, Ufa, Russia. Tel: +7(347)26 24937.

Rim K. Masagutov – Dr. Sci. (Geol. and Min.), Head of Reserves Management and Exploration Division.

Vitaliy N. Minkaev – Cand. Sci. (Geol. and Min.), Manager of the Reserves Management and Exploration Division.

JSOC «Bashneft», Department of Licensing and Exploration. Chernyshevskogo Str., 115, Ufa, Russia. Tel: +7(347)26 16088, +7(347)26 17299.

Особенности разработки и моделирования малых месторождений, приуроченных к массивным залежам карбонатного типа (на примере объектов ОАО «РИТЭК» – ТПП «ТатРИТЭКнефть»)

В работе обобщается опыт разработки, промысловых исследований по схеме межскважинной гидроразведки и моделирования массивных залежей в карбонатных коллекторах турнейских и башкирских отложений Черёмуховского, Мельниковского, Еноруссинского и Киязлинского месторождений, разрабатываемых ОАО «РИТЭК» на территории республики Татарстан. На примере одной из залежей иллюстрируется необходимость учета денудационных процессов при формировании ловушек, связи нагнетательных скважин с водоносной частью пласта посредством трещин и кондуитов, зависимости проницаемости трещин от давления, кольматации пласта и наличия окисленной нефти в зоне ВНК при интерпретации текущего состояния разработки и планирования геолого-технических мероприятий, связанных с бурением и оптимизацией работы скважин. Путем математического моделирования количественно оценивается отток закачиваемой воды под залежь. Показано, что сокращение объемов закачки, сопровождающееся снижением репрессии, приводит к сокращению доли оттоков под залежь и более равномерному фронту вытеснения, и, в конечном итоге, позитивно влияет на КИН. Дополнительный перевод скважин под нагнетание приводит к отрицательному эффекту, т.к. на текущем этапе разработки выбытие добывающих скважин с низкой обводненностью не покрывается вытеснением. Предлагаются пути совершенствования разработки и моделирования подобных резервуаров.

Ключевые слова: массивная залежь, межскважинная гидроразведка, окисленная нефть, водонефтяной контакт, трещиноватость породы, кондуит, карстово-денудационный процесс, эффективность заводнения.

Введение

Важнейшей частью сырьевой базы нефтяной отрасли России являются трудноизвлекаемые запасы, доля которых продолжает увеличиваться и в настоящее время составляет более 50% от разведанных запасов, что ставит задачу совершенствования подходов к их освоению в разряд приоритетных.

В свою очередь, совершенствование подходов требует понимания специфических особенностей процесса дренирования нефтемещающих резервуаров, что невозможно без их изучения. Одним из подходов к изучению резервуаров является организация их промысловых исследований посредством межскважинной гидроразведки, которые в комплексе с геолого-фильтрационным моделированием позволяют раскрыть природу некоторых геологических и технологических особенностей их разработки. Эти особенности в настоящей работе рассматриваются на примере малых месторождений, приуроченных к массивным залежам карбонатного типа, содержащим трудноизвлекаемые запасы и разрабатываемым с применением заводнения.

Предметный раздел

Более 50% нефти, добываемой ОАО «РИТЭК» на Мельниковском, Еноруссинском, Черёмуховском и Киязлинском месторождениях, расположенных на территории Республики Татарстан, приурочено к малым массивным залежам в карбонатных коллекторах башкирских и турнейских отложений. Залежи имеют сложное геологическое строение, обусловленное наличием визейских врезочных зон, и весьма изменчивыми свойствами по разрезу и пло-

щади. Запасы относятся к категории трудноизвлекаемых. Средние геолого-физические характеристики составляют: вязкость нефти в пластовых условиях 71-175 мПа·с, проницаемость $18-340 \cdot 10^{-3}$ мкм², пористость 0.1-0.15 доли ед., нефтенасыщенность 0.64-0.82 доли ед., эффективная нефтенасыщенная толщина 2.5-10.6 м, коэффициент расщепленности до 21 ед., газовый фактор 2.8-13 м³/т.

Анализ истории разработки залежей позволяет выделить характерную закономерность, которая иллюстрируется на примере скважины 5606 (Рис. 1) и выражается в отрицательной динамике как дебитов, так и забойных давлений при низком темпе роста обводненности продукции скважин.

Это обусловило необходимость разработки залежей с применением заводнения, контролируемого на основе данных пьезометрического мониторинга, промысловых исследований по схеме межскважинной гидроразведки и геолого-фильтрационного моделирования.

Для интерпретации текущего состояния разработки залежей и прогнозных расчетов потребовался учет ряда специфических особенностей: карстово-денудационных процессов при формировании ловушек, связи нагнетательных скважин с водоносной частью пласта посредством трещин (Морозов и др., 2012) и кондуитов (Al-Otaibi и др., 2012; Кринари и др. 2013), зависимости проницаемости трещин от давления (Нефёдов и др., 2011), кольматации пласта (Розанова и др., 1991), наличия окисленной нефти в зоне водонефтяного контакта (ВНК) (Романов и др., 2013).

В настоящей работе учет указанных особенностей обсуждается на примере турнейской залежи Шомыртлинского поднятия Черёмуховского месторождения.

№ скв.	5509	5519	5525	5530	5535	5608	5619	Среднее значение
Производительная часть закачки, %	40	24	22	62	18	32	20	31
Отток в водоносную часть структуры, %	60	76	78	38	82	68	80	69

Таблица 1. Процент оттока.

На рисунке 2 показаны (а) – палеоструктура залежи, (б) – ее современное состояние после «препарирования» карстово-эрозионными процессами, существенно изменившими генетический рельеф, и (в) – геологический профиль современного состояния залежи. Из рисунка следует, что часть пропластков в зоне вреза срезана денудационными процессами и экранирована плотными породами более поздних возрастов, что значительно ухудшило их связь по напластованию с подстилающей залежью водой.

Текущие показатели разработки залежи иллюстрирует рисунок 3.

Для моделирования залежи использована модель двухфазной фильтрации, которая с учетом расчлененности геологического разреза представлена девятью нефтенасыщенными и четырьмя водоносными слоями по вертикали.

Результат настройки модели приведен на рисунке 4, из которого следует, что адаптация модели по расходным характеристикам достигнута (Рис. 4а), но модельные и фактические забойные давления (Рис. 4б, кривые: «1 – факт» и «2 – база») принципиально не соответствуют друг другу, что может быть вызвано влиянием нагнетательных скважин.

Для изучения фактического влияния нагнетательных скважин на динамику забойных давлений в добывающих скважинах были проведены промысловые исследования по схеме межскважинной гидроразведки. Продолжительность исследований составила один год. Детерминированное воздействие на залежь с периодом от 7 до 30 дней

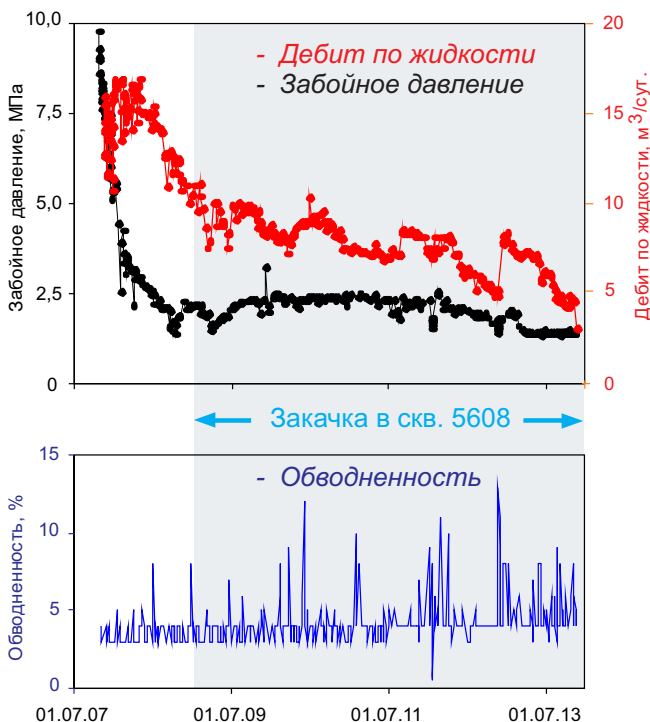


Рис. 1. История разработки скв. 5606.

оказывалось всеми нагнетательными скважинами. Давления в добывающих и нагнетательных скважинах регистрировались помещенными на забой автономными манометрами со следующими характеристиками: разрешающая способность $\sim 10^{-4}$ МПа, пределы приведенной погрешности $\pm 0.25\%$, интервал дискретизации – 20 мин.

На рисунке 5 в качестве примера приведен фактический материал межскважинной гидроразведки продолжительностью около 9 мес., из которого следует, что закачка вытесняющего агента в скважину 5509 в объеме 11500 м³ не оказала существенного влияния на забойное давление добывающей скважины 5508. Подобная картина свойственна и другим межскважинным интервалам, например, 5608 → 5606 (Рис. 6). Замеры показывают, что реакции системы на единичный скачок давления продолжительностью 15 суток, в течение которых закачено более 1200 м³ вытесняющего агента, не последовало. При этом в целом за период разработки по этой скважине (Рис. 1) явного влияния закачки так же не отмечалось.

Отсутствие явного влияния заводнения на процесс разработки залежи связывается со строением коллектора в области от нижних перфорационных отверстий скважин до подстилающих залежь водоносных пластов. Большую роль при этом играет трещиноватость породы различного происхождения. В работе (Морозов и др., 2012) приводятся шлифы керна башкирских и турнейских отложений, отобранного из скважин на территории Республики Татарстан. На шлифах прослеживаются трещинки тектонической разгрузки и сетки трещинок растворения в зоне водонефтяного контакта, проницаемость которых оценена как 1 мкм² и 10⁻¹ мкм² соответственно. Трещинки нефтенасыщенны. Находящаяся в них нефть в процессе заводнения может быть вытеснена в водонос-

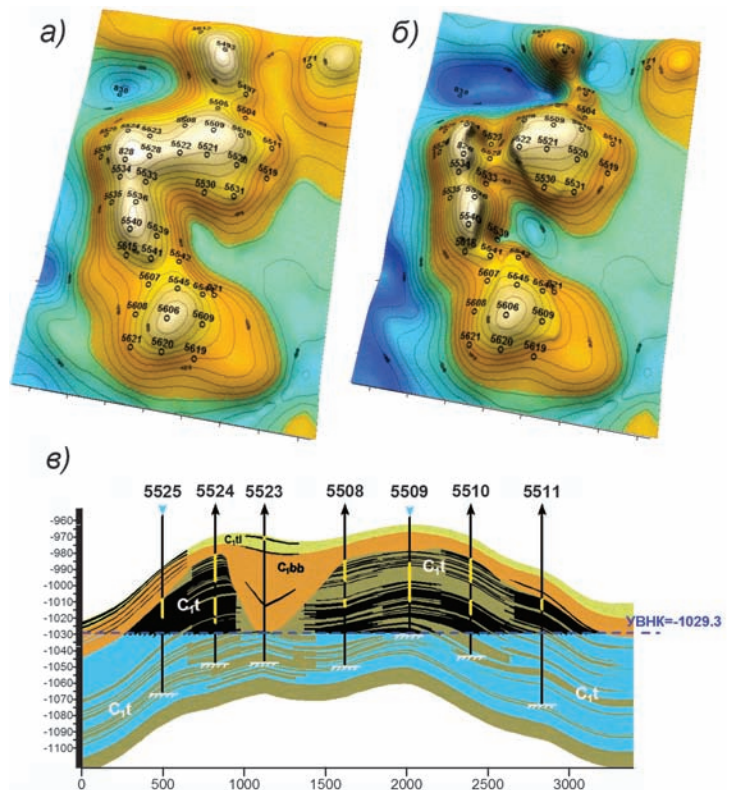


Рис. 2. Геологическое строение залежи. а) – палеоструктура, б) – современное состояние, в) – геологический профиль.

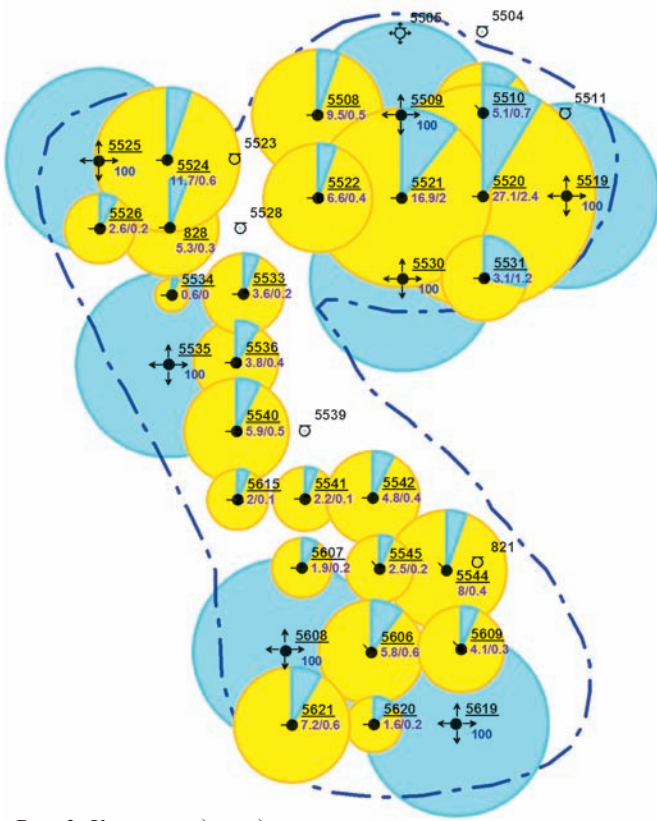


Рис. 3. Карта среднегодовых дебитов нефти и воды турнейского объекта за 2013 год.

ную часть геологической структуры с образованием высоко проводящей зоны (вплоть до образования кондуктита (Al-Otaibi et al., 2012; Кринари и др. 2013)). При этом, как показано в работе (Нефёдов и др., 2011), проницаемость трещин может являться функцией давления. Закачка агента при давлениях выше гидростатических приводит к раскрытию трещин и стоку закачиваемой жидкости под залежь. Очевидно, что относительная мощность стока будет определяться степенью кольтматации призабойных зон скважин нефтяной части пласта и может быть близка к 100%. Следует отметить, что сток под залежь не влечет за собой подъем ВНК, т.к. подстилающие пласты заволжского надгоризонта, относящиеся к единой водоносной саргаевско-турнейской системе, имеют несопоставимо большую емкость, как это отмечено в работе (Калмыков и др., 2013).

Что касается критического давления раскрытия трещин p_* , то его оценка приведена в работе (Нефёдов и др., 2011). Для этих целей использована формула А.Н. Динника $p_B = \lambda p_z$, связывающая боковое давление в блоках p_B с вертикальной нагрузкой $p_H = \rho_H gZ$ горных пород на глубине залегания Z . Коэффициент бокового распора λ выражается через коэффициент Пуассона μ по формуле $\lambda = \mu / (1 - \mu)$ (Попов и др., 2005). Полагая $p_* = p_B = \lambda \rho_H gZ$ и сравнивая его с гидростатическим давлением воды $p_\Gamma = \rho_w gZ$, получаем $p_*/p_\Gamma = \lambda(\rho_H/\rho_w)$, или

$$p_* = p_\Gamma \frac{\mu}{1 - \mu} \frac{\rho_H}{\rho_w} \quad (1)$$

По данным (Ржевский и др., 1984) плотность горных пород лежит в диапазоне $\rho_H = 2.55 \cdot 10^3 \div 2.75 \cdot 10^3$ кг/м³, а коэффициент Пуассона равен $\mu = 0.2 \div 0.4$. Для средних значений $\rho_H = 2.6 \cdot 10^3$ кг/м³, $\mu = 0.3$ из (1) получаем $p_* \approx 1.11 p_\Gamma$,

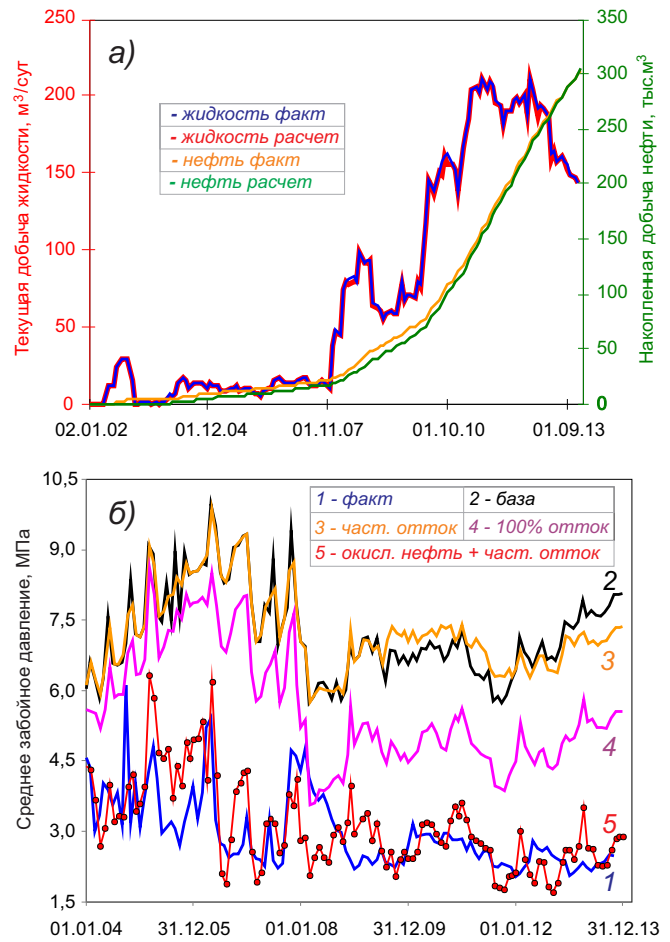


Рис. 4. Адаптация модели залежи. а) по расходным характеристикам, б) по давлениям.

что при $p_\Gamma = 12$ МПа дает критическое давление раскрытия трещин на уровне $p_* = 13.3$ МПа.

На рисунке 4б кривая «3 – част. отток» соответствует результатам моделирования связи нагнетательных скважин с подстилающей водой посредством трещин и кондуктитов, что приводит к частичному стоку закачиваемого агента под залежь. Кривая «4 – 100% отток» соответствует случаю полной кольтматации нефтяной части пласта в окрестности нагнетательных скважин и полному оттоку закачиваемой жидкости. Кольтматация может быть вызвана, например, выпадением гипса при смешении пластовой и нагнетаемой пресной воды (содержание Ca^{2+} в пластовой воде по добывающим скважинам 10.62-11.222 г/дм³). Кроме того, источником гипса могут быть сульфатовосстанавливающие бактерии, под их действием в пластовых водах соединения серы окисляются до сульфатов с последующим образованием гипса (содержание SO_4^{2-} в пластовой воде по добывающим скважинам 0.684-1.061 г/дм³) (Ибрагимов, 1983; Розанова и др., 1991).

Из рисунка 4б следует, что в расчетных вариантах (кривые: «2 – база», «3 – част. отток», «4 – 100% отток») забойное давление существенно выше, чем по истории разработки (кривая «1 – факт»), и нет тенденции к его снижению.

На основе результатов моделирования было сделано предположение, что связь нефтяной части залежи с подстилающим водонапорным горизонтом затруднена. Это может быть следствием не только денудационных процессов обработавших структурную ловушку, но и наличием

окисленной нефти в зоне ВНК (Романов и др., 2013). Для имитации этого фактора в модели итерационно снижалась проницаемость в зоне ВНК. В итоге при проницаемости 0.005 мкм^2 , что эквивалентно вязкости флюида в этой зоне более $1000 \text{ мПа}\cdot\text{с}$, удалось восстановить динамику среднего забойного давления на отрезке времени, на котором работали только добывающие скважины. Однако, в расчетах после включения в работу нагнетательных скважин наблюдался существенный рост забойного давления на добывающих скважинах. Поэтому, наряду с учетом наличия окисленной нефти в зоне ВНК, в модели был учтен и отток закачиваемого агента посредством трещин и кондуктов под залежь. Процент оттока, оцененный по результатам адаптации модели, приведен в таблице 1. Это позволило согласовать как расходные характеристики (Рис. 4а), так и забойные давления (Рис. 4б, кривая «5 – окисл. нефть + част. отток»). В целом, на текущем этапе разработки 31% от общего количества закачиваемого агента внедряется адресно, что с учетом ослабленной связи нефтяной части залежи с водонапорным горизонтом вносит положительный вклад в ее энергетику и конечный коэффициент извлечения нефти (КИН).

Полученная модель была использована для изучения влияния различных режимов заводнения на процесс разработки. Произведены расчеты с увеличенным в 3.5 раза и с сокращенным в 2 раза объемом закачки через существующий фонд нагнетательных скважин, а так же дополнительным переводом добывающих скважин под нагнетание.

Расчеты показали, что:

- увеличение объемов закачки приводит к негативным последствиям, выражающимся в ускоренном прорыве закачиваемого агента к забоям добывающих скважин по наиболее проницаемым слоям за счет увеличения репрессии;
- сокращение объемов закачки, сопровождающееся снижением репрессии, приводит к сокращению доли оттоков под залежь и более равномерному фронту вытеснения, и, в конечном итоге, позитивно влияет на КИН;
- дополнительный перевод скважин под нагнетание приводит к отрицательному эффекту, т.к. на текущем этапе разработки выбытие добывающих скважин с низкой обводненностью не покрывается вытеснением.

Следует отметить, что использование модели, не учитывающей оттоки под залежь и наличие в зоне ВНК окисленной нефти, при планировании геолого-технических мероприятий и прогнозировании разработки может иметь негативные последствия. Особенно это касается бурения новых скважин. Расхождения в их ожидаемых дебитах по выполненным расчетам с учетом и без учета специфических особенностей достигают 50%.

В качестве одного из перспективных направлений разработки подобных резервуаров видится сокращение доли оттоков вытесняющего агента под залежь. В некоторых случаях этому может способствовать не только снижение давления нагнетания, но и выбор проектного забоя с учетом геологического строения объекта в окрестности скважины. Примером может послужить шестой блок Енорусскинского месторождения в районе скважины 1412, дренирующей турнейские отложения. Скважина остановлена забоем в 20 м от принятой отметки ВНК, при

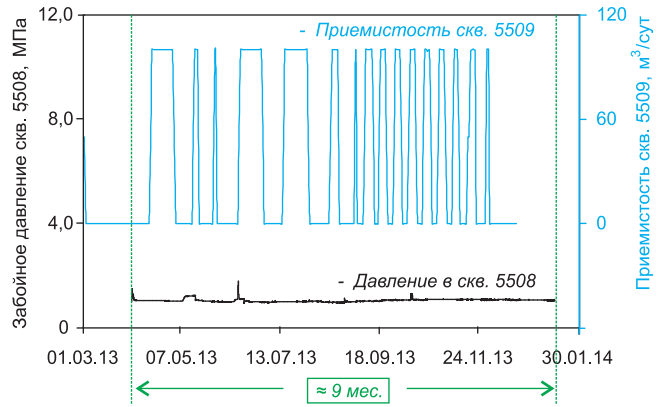


Рис. 5. Гидроразведка 5509 → 5508.

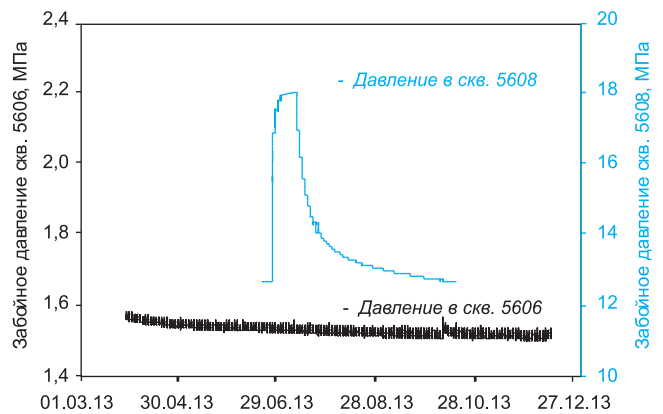


Рис. 6. Гидроразведка 5608 → 5606.



Рис. 7. История разработки скв. 1396.

этом по каротажному материалу соседних скважин выделяется плотная глинистая перемычка мощностью около 5 м, залегающая между ее забоем и подстилающей водой и позволяющая рассматривать окрестность скважины 1412 в рамках не массивной, а пластово-сводово-й залежи. При этом расположение забоя выше плотной перемычки гарантирует отсутствие «паразитных» оттоков из-за негерметичности забоя либо заколонного движения жидкости вниз.

Перевод скважины 1412 в 2006 году под нагнетание обеспечил к 2014 году дополнительную добычу (исчисленную методом прямого счета) в объеме, превышающем 14000 т по участку из четырех скважин. В настоящем эффект продолжается. Рисунок 7 на примере скважины 1396 иллюстрирует динамику добычи до и после перевода скважины 1412 под нагнетание.

Заключение

Обобщение опыта разработки и геолого-фильтрационного моделирования малых массивных залежей в карбонатных коллекторах башкирских и турнейских отложений Мельниковского, Еноруссинского, Черёмуховского и Киязлинского месторождений, построенного на основе данных пьезометрического мониторинга и промысловых исследований по схеме межскважинной гидроразведки, позволило предложить трактовку природы некоторых специфических особенностей процесса дренирования пластов, существенно влияющих на производственные показатели нефтедобычи.

К специфическим особенностям отнесены: карстово-денудационные процессы при формировании ловушек, связь нагнетательных скважин с водоносной частью пласта посредством трещин и кондуитов, зависимость проницаемости трещин от давления, кольматация пласта, наличие окисленной нефти в зоне ВНК.

Учет особенностей проиллюстрирован на примере турнейской залежи Шомыртлинского поднятия Черемуховского месторождения.

Модельными расчетами показано, что:

– отрицательная динамика дебитов и забойных давлений при низком темпе роста обводненности продукции скважин является следствием:

а) наличия окисленной нефти в зоне ВНК, затрудняющей связь нефтяной части залежи с подстилающим водонапорным горизонтом;

б) оттоков закачиваемого агента в водонапорный горизонт, не влияющих на динамику добычи. Мощность оттоков оценена в диапазоне 60-82 % от общего объема внедряемого агента,

– закачка при малых репрессиях сокращает долю оттоков под залежь и приводит к более равномерному фронту вытеснения;

– окисленная нефть в зоне ВНК и оттоки закачиваемого агента увеличивают сроки разработки залежи;

– расхождения прогнозных показателей по вновь вводимым скважинам при расчетах по моделям с учетом и без специфических особенностей могут достигать 50%.

Совершенствование системы разработки малых массивных залежей в карбонатных коллекторах видится в следующих направлениях:

– давление закачки не должно превышать критического значения, при котором возможно раскрытие трещин. Подход к оценке этого давления приведен в настоящей работе;

– оборудование нефтепромысла, подающее воду в нагнетательные скважины, должно обеспечивать их работу по принципу заданного давления на устье / забое. Расход при этом будет определяться естественным образом - фильтрационно-ёмкостными свойствами коллектора и степенью его кольматации. Этот подход к регулированию должен сопровождать нагнетательные скважины с момента их ввода, что позволит сократить риски, связанные с прорывом закачиваемого агента под залежь;

– компенсацию отбора закачкой достигать за счет повышения эффективного радиуса нагнетательных скважин и их количества;

– учет особенностей геологического строения залежи

при соответствующем выборе проектного забоя нагнетательных скважин и регулировании заводнения. Это способно дать ощутимый экономический эффект, что проиллюстрировано на примере турнейской залежи Еноруссинского месторождения в районе нагнетательной скважины 1412, обеспечивающей дополнительную добычу с 2006 года.

Литература

Al-Otaibi M.H., Fischbuch D.B., Taibah O.A., Al-Julaih A.H. Application of Multivariate Methods to Optimize Development of Thin Oil Zones in a Mature Carbonate Reservoir. *Saudi Aramco J. of Technology*. Winter, 2012. Pp. 2-13.

Ибрагимов Г.З. Справочное пособие по применению химических реагентов в добыче нефти. М.: Недра. 1983. 313 с.

Калмыков А.В. и др. Об эффективности заводнения нефтяных залежей в турнейских отложениях. *Георесурсы*. 2013. № 3(53). С. 29-33.

Криhari Г.А. и др. История и механизмы формирования залежей нефти в карбонатных породах по минералого-литологическим данным. *Литосфера*. 2013. № 1. С. 146-157.

Морозов В.П. и др. Морфолого-генетическая классификация структур пустотного пространства карбонатных пород-коллекторов. *Георесурсы*. 2012. № 4(46). С. 19-21.

Нефёдов Н.В. и др. Мониторинг турнейской залежи Мельниковского месторождения средствами пьезометрии и фильтрационного моделирования. *Георесурсы*. 2011. № 1(37). С. 23-26.

Попов А.И., Головкина Н.Н., Исаков Р.А. Определение коэффициента бокового распора пористых горных пород по промысловым данным. *Нефтегазовое дело*. 2005. www.ogbus.ru

Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород. М.: Недра. 1984. 359 с.

Розанова Е.П., Галушко А.С., Иванова А.Е. Распространение сульфатовосстанавливающих бактерий, использующих лактат и жирные кислоты, в анаэробных экотопах заводняемых нефтяных коллекторов. *Микробиология*. 1991. Т. 60. 2. С. 360-366.

Романов Г.В. и др. Комплексное геохимическое исследование преобразования нефтяного месторождения на поздней стадии разработки. *Сб. докладов Межд. научно-практ. конф. «Проблемы повышения эффективности разработки нефтяных месторождений на поздней стадии»*. Казань. 2013. С. 247-250.

Сведения об авторах

Николай Валерьевич Нефедов – заместитель директора ТПП «ТатРИТЭКнефть» по разработке месторождений.

423040, РТ, г. Нурлат, ул. Ленинградская, д. 16.

Тел: (84345) 2 45 00.

Валерий Борисович Карпов – заместитель генерального директора по разработке месторождений ОАО «РИТЭК».

115035, г. Москва, ул. Большая Ордынка, д. 3.

Тел: (495) 620 88 29.

Александр Викторович Калмыков – заведующий лабораторией гидродинамических исследований НПП «Чёрный ключ».

420021, РТ, г. Казань, ул. Ахтямова, д. 1.

Тел: (843) 278 94 34.

Анатолий Иванович Никифоров – заведующий лабораторией математического моделирования процессов фильтрации ИММ КазНЦ РАН.

420111, РТ, г. Казань, ул. Лобачевского, д. 2/31.

Тел: (843) 231 90 55.

Peculiarities of Development and Simulation of Small Oil Fields Confined to Massive Deposits of Carbonate Type (on the Example of Objects of JSC «Ritek» – Areal-Production Plant «Tatritekneft»)

N.V. Nefyodov¹, V.B. Karpov¹, A.V. Kalmykov², A.I. Nikiforov³

¹JSC «RITEK», Moscow, Russia, nnefedov@tatritek.ru

²Research and Development enterprise «Chyornyi klyutch», Kazan, Russia, blackey@inbox.ru

³Institute of Mechanics and Engineering, Kazan Science Center, Russian Academy of Sciences, Kazan, Russia, nikiforov@mail.knc.ru

Abstract. The paper summarizes experience in development, field research under the scheme of inter-well hydrosurvey and simulation of massive deposits in carbonate reservoirs of Tournaisian and Bashkir strata of Cheremukhovskiy, Melnikovskiy, Yenorussinskiy and Kizzlinskiy fields, developed by JSC RITEK in the territory of Tatarstan. One of the deposits sets an example for necessity to consider denudation processes in traps formation, connection of injection wells with water-bearing part of stratum through fractures and conduits, dependence of fracture permeability and pressure, colmation of stratum and presence of oxidized oil in oil-water contact area when interpreting current conditions of development and planning geological and technical activities associated with drilling and well operation optimization. The outflow of water injected under deposit is estimated quantitatively by mathematical modeling. It is shown that reduction of injection volumes accompanied by repression decrease, leads to reduction of outflow part under deposit and more uniform displacement front, and, ultimately, has a positive effect on oil recovery. Additional transfer of wells to injection ones has a negative effect, because at the current stage of development elimination of production wells is not covered by displacement. Ways to improve development and simulation of such reservoirs are suggested.

Keywords: massive deposits, inter-well hydrosurvey, oxidized oil, oil-water contact, rock fracturing, conduit, cavern – denudation process, waterflooding effectiveness.

References

Al-Otaibi M.H., Fischbuch D.B., Taibah O.A., Al-Julaih A.H. Application of Multivariate Methods to Optimize Development of Thin Oil Zones in a Mature Carbonate Reservoir. *Saudi Aramco J. of Technology*. Winter 2012. Pp. 2-13.

Ibragimov G.Z. Spravochnoe posobie po primeneniyu khimicheskikh reagentov v dobyche nefi [Handbook of the use of chemicals in the oil production]. Moscow: "Nedra" Publ. 1983. 313 p.

Kalmykov A.V. et al. Efficiency of Waterflooding of Oil Deposits in the Tournaisian Stratum (Using the Example of Development Targets of Tatekh, CJSC). *Georesursy* [Georesources]. 2013. N 3(53). Pp. 29-33 (in Russian).

Krinari G.A. et al. History and mechanisms of oil deposits formation in carbonate rocks using mineralogical and lithological data. *Litosfera* [Lithosphere]. 2013. №1. Pp. 146-157 (in Russian).

Morozov V.P. et al. Morphological-genetic classification of carbonate reservoir voids structure. *Georesursy* [Georesources]. 2012. N 4(46). Pp. 19-21 (in Russian).

Nefedov N.V. et al. Monitoring of Tournaisian stage of the Melnikovskiy deposit by means of piezometry and filtration modeling. *Georesursy* [Georesources]. 2011. N 1(37). Pp. 23-26 (in Russian).

Popov A.I., Golovkina N.N., Ismakov R.A. Opredelenie koeffitsienta bokovogo raspora poristyykh gornyykh porod po promyslovym dannym [Determination of the coefficient of lateral thrust porous rocks on field data]. *Neftegazovoe delo* [Oil and gas business]. 2005. Available at: www.ogbus.ru (in Russian).

Rzhevskiy V.V., Novik G.Ya. Osnovy fiziki gornyykh porod [Fundamentals of petrophysics]. Moscow: «Nedra» Publ. 1984. 359 p.

Rozanova E.P., Galushko A.C., Ivanova A.E. Rasprostranenie sul'fatvosstanavlivayuschikh bakteriy, ispol'zuyuschikh laktat i zhirnye kisloty, v anaerobnykh ekotopakh zavodnyaemykh neftyanykh kollektorov [Dissemination of sulfate-reducing bacteria using lactate and fatty acids in anaerobic ecotopes of the flood oil reservoirs]. *Mikrobiologiya* [Microbiology]. 1991. V. 60. 2. Pp. 360-366.

Romanov G.V. et al. Kompleksnoe geokhimicheskoe issledovanie preobrazovaniya neftyanogo mestorozhdeniya na pozdney stadii razrabotki [Complex geochemical study of oil field reformation at the late stage of development]. *Sb. dokladov mezhd. nauchno-prakt. konferentsii «Problemy povysheniya effektivnosti razrabotki neftyanykh mestorozhdeniy na pozdney stadii»* [International Scientific and Practical Conference «Problems of improvement of oil production efficiency at the later stage»: Collected papers]. Kazan. 2013. Pp. 247-250.

Information about authors

Nikolay V. Nefedov – Deputy Director of Areal-Production Plant «TatRITEKneft».

423040 Nurlat, Tatarstan Republic, Russia, Leningradskaya Str., 1b. Tel: +7 (84345) 2 45 00.

Valeriy B. Karpov – Deputy Director of JSC «RITEK».

115035, Moscow, Russia, Bol'shaya Ordynka Str., 3.

Tel: +7 (495) 620 88 29.

Aleksandr V. Kalmykov – Head of the Laboratory of hydrodynamic research, Research and Development enterprise «Chernyy klyuch».

420021, Russia, Kazan, Akhtyamova Str., 1.

Tel: +7 (843) 278 94 34.

Anatoliy I. Nikiforov – Head of the Laboratory of Computational Simulation of Filtration Processes.

Institute of Mechanics and Engineering, Kazan Science Center, Russian Academy of Sciences

2/31 Lobachevskogo Str., Kazan, 420111.

Tel: +7 (843) 231 90 55.

Промысловые испытания волнового воздействия на процесс добычи нефти на Первомайском месторождении

В статье представлены результаты испытаний воздействия полем упругих колебаний на процесс добычи нефти на двух участках Первомайского месторождения. Волновое воздействие осуществлялось через нагнетательную скважину с помощью проточного гидродинамического излучателя. Положительный эффект воздействия проявился в увеличении дебита скважин по нефти и снижении обводненности извлекаемой продукции. На одном участке в результате воздействия упругими волнами увеличилась приемистость нагнетательной скважины.

Ключевые слова: нефтеотдача, волновое воздействие, скважина, гидродинамический излучатель, дебит нефти, обводненность, упругие колебания.

Введение

В процессе добычи в недрах остаются значительные запасы нефти. Применяемые методы увеличения нефтеотдачи пластов предполагают закачку в пласт воды, пара, газа, химических реагентов (ПАВ, гелей и др.), а также гидроразрыв пласта и внутрипластовое горение. В наиболее успешных случаях нефтеотдача достигает 50-70%. Однако, у каждого из этих методов увеличения нефтеотдачи имеются некоторые ограничения и нежелательные побочные явления. Так, многие методы являются дорогостоящими, на время обработки другими необходимо приостанавливать добычу, возможны вредные экологические последствия. Таким образом, повышение эффективности процесса извлечения нефти представляется основной задачей нефтедобывающей промышленности.

Для решения отмеченных проблем предлагаются различные способы. Одним из наиболее перспективных методов представляется воздействие упругими волнами (Алемасов и др., 2004; Дыбленко и др., 2000). Воздействие упругими волнами на продуктивный пласт позволяет повысить эффективность обычных методов увеличения нефтеотдачи.

Исследования по интенсификации добычи нефти за счет использования упругих волн начались с середины XX века. В работе (Beresnev & Johnson, 1994) представлен широкий обзор методов использования упругих волн при добыче нефти как в промысловых, так и лабораторных условиях. На основе анализа более сотни публикаций и исследований, выполненных в основном в России и США во второй половине XX века, авторы обзора отмечают, что для широкомасштабного индустриального внедрения метода воздействия упругими волнами необходимо глубокое исследование механизма процесса.

За последующие 20 лет нефтяная наука значительно продвинулась в понимании механизма воздействия и практической реализации метода. Так, если ранее процент успешных обработок составлял 40-50%, то в настоящее время он достигает 60-80%.

Важной проблемой реализации метода воздействия является создание эффективных технических средств, предназначенных для возбуждения в пласте упругих волн. Формирование волнового поля осуществляется двумя способами: 1) виброисточниками, передающими энергию колебаний в нефтяной пласт с земной поверхности через толщу

вышележащих горных пород; 2) воздействие через призабойную зону скважины скважинными виброисточниками или поверхностными с передачей энергии на призабойную зону через волноводы. По принципу действия виброисточники разделяются на электромеханические, гидравлические, гидроимпульсные, электрогидравлические, электромагнитные, магнитострикционные, пьезокерамические. Каждый из них работает в определенном частотном и амплитудном диапазоне. Частотный спектр перечисленных устройств занимает диапазон от тысячных долей герц до десятков килогерц. Амплитуда колебаний давления достигает десятков МПа. Вопрос выбора необходимого устройства воздействия и соответственно амплитудно-частотного диапазона до сих пор является открытым.

В статье представлен анализ результатов промысловых испытаний воздействия на процесс добычи упругими волнами, проведенных в 2007 г. на участках Первомайского месторождения НГДУ «Прикамнефть» ОАО «Татнефть».

Первомайское месторождение открыто в 1958 г. и введено в промышленную разработку в 1964 году; расположено в северо-восточной части Республики Татарстан. В настоящее время месторождение находится на поздней стадии разработки. Пробуренный фонд составляет 488 скважин, из которых нефть дают 213, при этом под закачкой находятся 109 скважин. Разработка ведется механизированным способом (43% – ЭЦН, 57% – ШГН). К 2007 году с начала разработки отобрано около 50 млн. т нефти. Обводненность извлекаемой продукции месторождения составляет 90%.

Продуктивный пласт характеризуется следующими показателями: средняя глубина залегания – 1660 м; эффективная нефтенасыщенная толщина – 7,5 м, пористость песчаного коллектора – 20%, проницаемость – 0,789 мкм², начальное пластовое давление – 16,6 МПа, начальная пластовая температура – 36 °С, вязкость нефти в пластовых условиях – 23,3 мПа*с, плотность нефти в пластовых условиях – 0,869 т/м³, массовое содержание серы – 2,1%, парафинов – 3,5%, вязкость воды в пластовых условиях – 1,7 мПа*с, плотность воды в пластовых условиях – 1,16 т/м³.

Используемым устройством для возбуждения упругих волн в скважине является проточный излучатель на основе резонатора Гельмгольца (конструкция Исследовательского центра проблем энергетики КазНЦ РАН). Функционально излучатель представляет собой цилиндричес-

кую камеру с двумя круглыми отверстиями – соплами, расположенными соосно на двух противоположных стенках камеры. Струя рабочего агента, протекающая через эти отверстия, проходит через камеру. В результате гидродинамических эффектов в камере происходит генерация мощных импульсов давления. Проведенными ранее (Марфин и др., 2005) в стендовых условиях экспериментальными исследованиями выявлены закономерности процесса генерации колебаний от давления и расхода жидкости.

Излучатели размещались на конце насосно-компрессорной трубы в нагнетательных скважинах на уровне продуктивных пластов, которые разрабатываются с применением заводнения. Частота генерируемых колебаний составляла 7 кГц, амплитуда колебаний – 0,1 МПа. Выбор частоты воздействия основан на результатах исследований фильтрационных шумов, выполняемых совместно с кафедрой радиоэлектроники Казанского федерального университета.

Волновое воздействие осуществлялось с момента установки устройств в декабре 2006 г. (в скв. №534 и №1539) на протяжении 6 месяцев. Результаты воздействия оценивались на основе анализа наблюдений за показателями добычи реагирующих добывающих скважин и режима работы нагнетательных скважин. Эти показатели сравнивались с предшествующими за 12 месяцев данными.

Характеристика	Добывающие скважины				
	139	1422	743	1361	726
Расстояние от нагнетательной скважины, м	500	500	500	750	820
Тип насоса	ЭЦН М5-60-1200	ЭЦН А5-30-1050	ШГН 25-225-ТНМ-11-4	ШГН 25-175-ТНМ-11-4	ШГН НН-2Б-32
Производительность насоса, м ³ /с	60,0	30,0	13,5	4,6	4,6
Пластовое давление, МПа	19,0	13,7	17,2	12,5	10,4
Дебит нефти до воздействия, т/сут	0,68	5,26	1,28	1,63	2,37
Дебит нефти во время воздействия, т/сут	1,51	5,29	1,43	1,80	2,47
Дебит нефти после воздействия, т/сут	1,32	5,86	1,23	1,84	2,42
Обводненность до воздействия, %	99,2	86,8	95,8	77,3	7,87
Обводненность во время воздействия, %	98,4	86,6	97,9	76,7	5,7
Обводненность после воздействия, %	98,9	82,8	96,4	77,5	4,9

Табл. 1. Характеристики добывающих скважин на уч. № 534.

Характеристика	Добывающие скважины			
	523	1409	721	492
Расстояние от нагнетательной скважины, м	875	750	870	250
Тип насоса	ШГН 20-175 ТНМ-11-4	ШГН 25-125 ТНМ-11-4	ЭЦНМ 5-20-1200	ШГН 20-125 ТНМ-11-4
Производительность, м ³ /с	19,8	4,6	20,0	9,2
Пластовое давление, МПа	15,4	10,5	16,7	12,3
Дебит нефти до воздействия, т/сут	8,41	2,2	6,38	1,21
Дебит нефти во время воздействия, т/сут	11,31	1,13	6,06	1,21
Дебит нефти после воздействия, т/сут	8,97	0,78	6,04	1,23
Обводненность до воздействия, %	10,8	82,2	73,0	79,7
Обводненность во время воздействия, %	3,71	70,66	77,46	78,5
Обводненность после воздействия, %	7,78	76,1	79,95	81,43

Табл. 2. Исходные характеристики добывающих скважин на уч. № 1539.

В таблицах 1 и 2 представлены средние значения характеристик добывающих скважин, реагирующих на нагнетательные, полученные в 2006-2007 гг. до и после воздействия упругими волнами.

Показатели добычи определялись суммой добытой нефти по скважинам. Средние значения дебита нефти на участке №543: до воздействия – 11,23 т/сут, при воздействии – 12,50 т/сут, после воздействия – 13,05 т/сут. Средняя обводненность извлекаемой продукции составила: до воздействия – 93,2%, при воздействии – 94,16%, после воздействия – 92,03%.

Во время испытаний произошли изменения приемистости нагнетательной скважины №543. Так до воздействия она составляла – 0,72 т/сут·МПа, при воздействии – 6,73 т/сут·МПа, после воздействия – 6,55 т/сут·МПа. Важно отметить, что на участке в 2006 году в пласт закачали 2,9 тыс. т жидкости, а извлекли – 60,4 тыс. т. Материальный баланс не сохранялся вследствие малой приемистости нагнетательной скважины. В 2007 году за 9 месяцев закачали в пласт 21,3 тыс. т жидкости, а извлекли 53,8 тыс. т. В результате воздействия приемистость нагнетательной скважины значительно увеличилась.

Таким образом, на участке №543 эффект воздействия упругими волнами проявился в увеличении дебита нефти и увеличении приемистости нагнетательной скважины. Обводненность практически не изменилась.

Средние значения дебита нефти на участке №1539: до воздействия – 18,2 т/сут, при воздействии – 19,73 т/сут, после воздействия – 17,03 т/сут. Средние значения обводненности составили: до воздействия – 67,32%, при воздействии – 59,04%, после воздействия – 65,78%.

На участке №1536 разработка велась в более щадящем режиме в сравнении с участком №534. В 2006 году в пласт закачено 20,6 тыс. т жидкости, а добыто 20,3 тыс. т. В 2007 году за 10 месяцев закачали в пласт 16,32 тыс. т жидкости, а извлекли 16,33 тыс. т. При этом значение приемистости нагнетательной скважины составило: до воздействия – 5,75 т/сут·МПа, при воздействии – 5,30 т/сут·МПа, после воздействия – 4,64 т/сут·МПа.

Изменение зависимости накопленной добычи нефти от накопленной закачки в пласт воды в результате волнового воздействия представлено на рис. 1. График свидетельствует о том, что в результате наложения волнового поля темп отбора добычи нефти изменился.

На основе обработанных данных построена зависимость накопленной дополнительной добычи нефти за счет воздействия на продуктивный пласт упругими волнами (Рис. 2).

Полученные графические зависимости накопленной добычи нефти по времени свидетельствуют о том, что каждый участок по-своему реагирует на воздействие упругими волнами. Это объясняется тем, что участок №534 находится на более поздней стадии выработки пласта, чем участок №1539. Тем не менее, важным обстоятельством является тот факт, что эффект от воздействия наблюдается.

Заключение

Таким образом, как показали промысловые исследования, воздействие упругими волнами оказывает влияние на процесс добычи нефти. В первую очередь увеличивается дебит нефти. Эффект воздействия проявляется как в сниже-

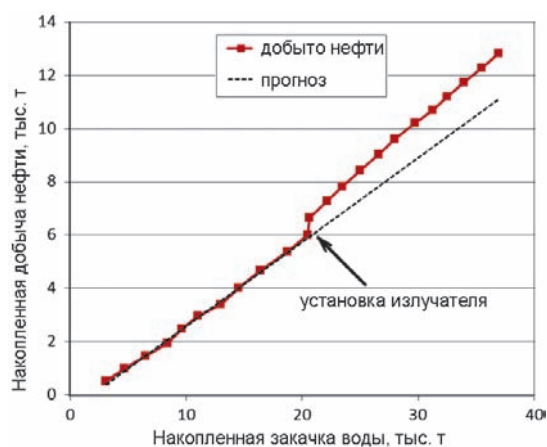


Рис. 1. Изменение зависимости накопленной добычи нефти от накопленной закачки в пласт воды в результате волнового воздействия.

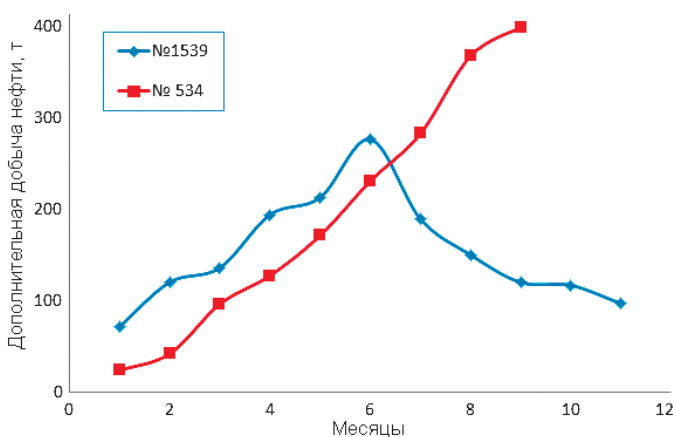


Рис. 2. Зависимость дополнительной добычи нефти от времени после начала волнового воздействия.

нии обводненности извлекаемой продукции, так и увеличении проницаемости нагнетательных скважин. После прекращения воздействия наблюдаемый эффект может продолжаться еще несколько месяцев. Разработанный излучатель упругих волн подтвердил свою работоспособность.

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Республики Татарстан (грант №13-08-97078).

Литература

Igor A. Beresnev & Paul A. Johnson. Elastic-wave stimulation of oil production: A review of methods and results. *Geophysics*. Vol. 59. №6. Pp. 1000-1017.

Алемасов В.Е., Кравцов Я.И., Муслимов Р.Х. Комбинированное воздействие на продуктивные пласты как способ достижения синергетического эффекта. *Бурение и нефть*. 2004. № 12. С. 9-11.

Дыбленко В.П., Камалов Р.Н., Шарифуллин Р.Я., Туфанов И.А. Повышение продуктивности и реанимация скважин с применением виброволнового воздействия. М.: «Недра-Бизнесцентр». 2000. 381 с.

Марфин Е.А., Кравцов Я.И. Выбор оптимальных геометрических параметров излучателя на основе резонатора Гельмгольца. *Известия РАН. Энергетика*. 2005. № 6. С. 101-106.

Сведения об авторах

Евгений Александрович Марфин – канд.тех.наук, ведущий научный сотрудник лаборатории, старший преподаватель Казанского (Приволжского) федерального университета

Яков Исаакович Кравцов – доктор тех. наук, член-корр. РАЕН, заслуженный энергетик РТ, заведующий лабораторией

Алексей Алланович Абдрашитов – младший научный сотрудник

Гатауллин Рустем Наилевич – канд. тех. наук, научный сотрудник

Исследовательский центр проблем энергетики КазНЦ РАН, Лаборатория Основ энергоэффективных технологий воспользования природных топлив

420111, Казань, ул. Лобачевского, д. 2/31. Тел: (843) 292-75-05

Field Tests of Wave Action on Oil Production in the Pervomaysky Field

E.A. Marfin^{1,2}, Ya.I. Kravtsov¹, A.A. Abdrashitov¹, R.N. Gataullin¹

¹Research center for power engineering problems Kazan scientific center Russian Academy of Sciences, Kazan, Russia

²Kazan (Volga region) Federal University, Kazan, Russia, marfin@mail.knc.ru

Abstract. The article deals with the results of impact testing by elastic oscillations field on the oil production at two sites of the Pervomaysky field. Wave action was carried out through the injection well by means of flow hydrodynamic radiator. Positive impact effect became apparent in the well production increase by oil and water cut reduction of extracting product. Injection capability of injection well has increased on one site due to impact by elastic waves.

Keywords: oil recovery, wave action, well, hydrodynamic radiator, oil production rate, water cut, elastic oscillations.

References

Beresnev Igor A. & Johnson Paul A. Elastic-wave stimulation of oil production: A review of methods and results. *Geophysics*. Vol. 59. №6. Pp. 1000-1017.

Alemasov V.E., Kravtsov Ya.I., Muslimov R.Kh. Kombinirovannoe vozdeystvie na produktivnye plasty kak sposob dostizheniya sinergeticheskogo effekta [Combined effect on productive formations as a way to achieve a synergistic effect]. *Burenie i nefi'* [Drilling and oil]. 2004. № 12. Pp. 9-11.

Dyblenko V.P., Kamalov R.N., Sharifullin R.Ya., Tufanov I.A. Povyshenie produktivnosti i reanimatsiya skvazhin s primeneniem

vibrovonovogo vozdeystviya [Improvement of the effectiveness and wells recovery using vibrowave impact]. Moscow: «Nedra-Biznesstsentr» Publ. 2000. 381 p.

Marfin E.A., Kravtsov Ya.I. Vybora optimal'nykh geometricheskikh parametrov izluchatelya na osnove rezonatora Gel'mgol'tsa [Selection of optimal geometrical parameters of the radiator on the basis of the Helmholtz resonator]. *Izvestiya RAN. Energetika*. [Bulletin of the Russian Academy of the Sciences. Energetics]. 2005. № 6. Pp. 101-106.

Information about authors

Evgeniy A. Marfin – Cand.Sc. (Engineering), Leading researcher, Senior lecturer at Kazan Federal University.

Jakov I. Kravtsov – Dr.Sc. (Engineering), Chief of the Laboratory, corresponding member of Russian Academy of Natural Sciences.

Aleksey A. Abdrashitov – associate researcher.

Rustem N. Gataullin – Cand.Sc. (Engineering), researcher.

Research center for power engineering problems, Kazan scientific center of the Russian Academy of Sciences, Laboratory of Basis of energy efficient extraction technologies of natural fuels.

420111, Kazan, Russia, Lobachevskiy str. 2/31.

Tel: +7(843)273-92-31.

Среднедевонский доманикит Башкирии

Обосновываются перспективы нефтегазоносности северной части Зилаирского синклинория на основе по- слойного описания региональных разрезов платформенного палеозоя. Особое внимание уделяется доманикиту афонинского горизонта эйфельского яруса среднего девона, который рассматривается как нефтегазогенерирующий объект, аналогичный доманику франского яруса верхнего девона платформенной и прогибной областей Башкирии, а также вязовскому горизонту эмского яруса нижнего девона. Акцентируется внимание на их площадном распространении и запечатывании непроницаемыми породами гипербазитового аллохтона гор Крака. Общая геологическая ситуация названного синклинория, особенности его строения, повышенная битуминозность пород всего палеозоя, сланцевая структура отдельных горизонтов (в частности афонинского и частично вязовского), наличие слоев, обладающих коллекторскими свойствами, и пород-покрышек позволяют рекомендовать данную территорию как перспективную на поиски углеводородных залежей.

Ключевые слова: доманикит, нефтегазоносность, афонинский горизонт, карбонаты, глинистые породы, аллохтон.

Поиски сланцевого строения нефтегазогенерирующих толщ в настоящее время приобрели повышенный интерес. Особое внимание привлекают доманикиты, которые относят к нефтегазогенерирующим формациям, и которые пока считают «недооцененными», «нетрадиционными», с трудноизвлекаемыми запасами.

Главным источником углеводородов продуктивных комплексов палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции многие считают битуминозные породы доманика (франский ярус верхнего девона), а также приравненные к ним образования, известные как доманикиты или доманикоиды.

Отложения доманика франского яруса верхнего девона распространены в пределах платформенной территории Башкирии и частично Предуральского передового прогиба. Особенности их состава, стратиграфическое положение, структурные характеристики и нефтегазогенерирующие свойства детально описаны и многократно опубликованы (Мирчинк и др., 1975; Гурари, 1981, 1984; Неручев и др., 1986; Егорова и др., 1988; Зайдельсон и др., 1990; Илеменова, 2002 и др.). Основными характерными чертами этих образований являются: многокомпонентность состава (кроме преобладающего в количественном отношении карбонатного материала присутствует значительный объем глинистого вещества, свободный кремнезем в концентрациях 10-15 % и органическое вещество – 3-5 %); определенные структурные особенности, в частности тонкослоистость и сланцеватость; а также депрессионность фациальных условий с фауной *Coniconchia*: *Styliolina* sp. и *Tentaculites* sp. Отмечают особую важность тектонического фактора в процессе их образования. Для баженовской свиты это показано Т.Т. Казанцевой, М.А. Камалетдиновым, Ю.В. Казанцевым и Н.А. Зуфаровой (1982), для доманика Башкирии – О.Д. Илеменовой (2002), вообще для глинистых коллекторов – Т.Т. Клубовой (1988) и др.

Вместе с тем, давно известно, что на Южном Урале в пределах Башкортостана в среднем девоне (афонинский горизонт эйфельского яруса) достаточно широко распространены отложения, которые всегда считались литолого-фациальным аналогом франского доманика. Их называют инфрадомаником. Они описаны в единичных пунктах восточной зоны Предуралья и в северной части Зилаирского синклинория (Рис. 1).

В пределах Бельской впадины Предуральского передового прогиба эти отложения известны в нескольких пунктах. На реке Зиган инфрадоманикит представлен тонкослоистыми известняками мощностью около 8 м. Его наблюдали также у д. Иштуганово (пункт 1 на рис. 1), где он выражен толщей чередующихся серых органогенно-обломочных известняков и темноокрашенных битуминозных глинистых сланцев. Среди внушительного комплекса среднедевонской фауны большим развитием пользуются *Tentaculites* sp. и *Styliolina* sp. Мощность афонинского горизонта здесь 15-25 м (Микрюков, 1964). Не исключают, что в разрезах Кинзебулатово, Стерлибашево, Сараево, Давлеканово пачка темно-серых битуминозных аргиллитов с пелелиподами и птероподами, залегающая в верхней части бийского горизонта, также является инфрадомаником. Согласно А.П. Тяжевой (1964) отложения инфрадоманика изучены в бассейнах рр. Нугуш и Урюк, протягиваясь на север до р. Зиган, а также в широтном течении реки Белой у д. Акбута (пункт 2 на рис. 1). Здесь в этом горизонте широко развиты известняки, мергели, известково-глинистые и кремнистые сланцы, содержащие большой

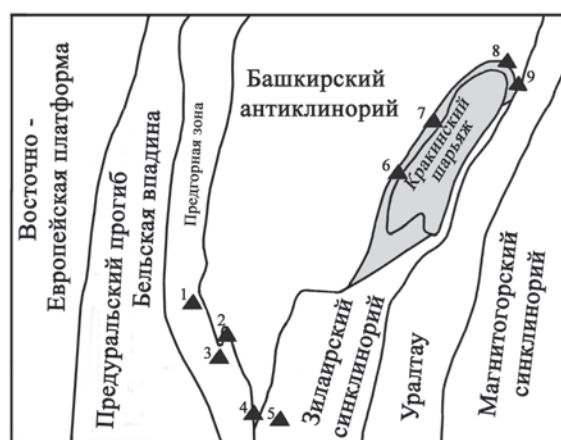


Рис. 1. Тектоническое районирование Южного Урала (территория Башкирии). 1-9 – пункты изучения инфрадоманика: 1 – скв. 1-3, Иштугановская площадь (по В.А. Балаеву и др.); 2 – р. Белая, д. Акбута (по А.П. Тяжевой и М.А. Камалетдинову); 3 – скв. №1, Таушская антиклиналь; 4 – д. Степановка (Сюрень); 5 – д. Мурдымово, р. Бол. Ик; 6 – р. Кайнуй; 7 – д. Узьян; 8 – д. Новобельская; 9 – д. Шигаево; затемненный участок – предполагаемая площадь распространения погребенного инфрадоманика северной части Зилаирского синклинория.

комплекс фауны, характерный для этого горизонта. Особое внимание также отдается *Tentaculites* sp. и *Styliolina* sp. Мощность отложений до 170 м. Южнее, в своде Таушской антиклинальной структуры (пункт 3 на рис. 1) пробурена скважина №1, которая начата в песчаниках сакмарского яруса нижней перми и до глубины 1605 м вскрыла разрез палеозоя в нормальной стратиграфической последовательности вплоть до турнейского яруса нижнего карбона. После тектонического нарушения вновь вошла в сакмарские породы, под которыми перебурила ассельские, каменноугольные, девонские и силурийские толщи. Остановлена скважина в породах ашинской свиты венда. В интервале глубин 3476-3537 м вскрыты образования афонинского горизонта эйфельского яруса среднего девона (инфрадоманик), представленные темноокрашенными глинистыми известняками с многочисленными кониконхиями и *Vuchiola* sp. Кроме перечисленных пунктов М.А. и Р.А. Камалетдиновыми (1961) описан разрез девонских отложений в среднем течении р. Мал. Ик, в 1 км севернее д. Степановка (пункт 4 на рис. 1), где также присутствует инфрадоманик. Он представлен известняками темно-серыми, тонкослоистыми, с прослоями кремней, с *Styliolina* sp., *Tentaculites* sp., а также *Amphipora ramosa* Phill. Наблюденная мощность около 50 м. Известно также, что в долине р. Бол. Ик инфрадоманик обнаружен скважиной Мурадымовской №18 (пункт 5 на рис. 1). Здесь на забое, на глубине 2380-2430 м наблюдался аналогичного состава афонинский горизонт, представленный темно-серыми и черными глинистыми известняками, участками окремнелыми, с многочисленными кониконхиями данного возраста.

Схема сопоставления инфрадоманика в восточной части Предуралья представлена на рис. 2.

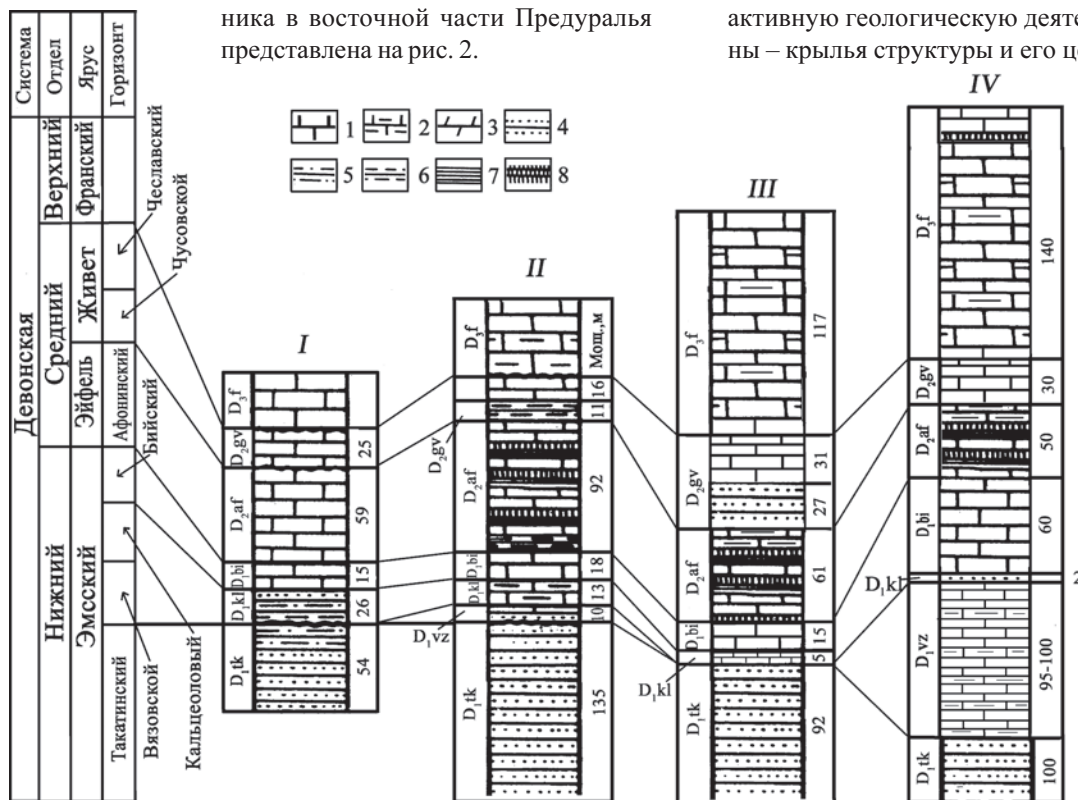


Рис. 2. Схема сопоставления девонских отложений в районе предгорной зоны Предуралья. I – р. Нугуш, скв. 1-3 Иштугановской площади (по В.А. Балаеву и др.); II – р. Белая, д. Акбута (по А.П. Тяжевой, М.А. Камалетдинову); III – скв. №1 Таушской площади (по М.А. Камалетдинову и А.Ш. Кудашеву, 1968); IV – д. Степановка, р. М. Ик (по М.А. и Р.А. Камалетдиновым, 1961). 1 – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – доломиты; 4 – песчаники; 5 – алевролиты; 6 – аргиллиты; 7 – глинистые сланцы; 8 – кремни.

В тектоническом районировании Южного Урала (Рис. 1), отражена также крупная структура его западного склона – Зилаирский синклиниорий, который на западе сопряжен с Башкирским антиклинорием, центральная часть граничит с Предуральским краевым прогибом, а на востоке – с Уралтауской структурой. Геология синклинория недостаточно изучена в нефтегазовом отношении. В этом плане особый интерес вызывает район его северной центриклинали (Рис. 3).

Зилаирский синклиниорий является структурой, в основании которой располагается архей-древнепротерозойский кристаллический фундамент. Потому разрез нижнего и среднего палеозоя представлен карбонатными и терригенными породами, характеризующимися выдержанной мощностью и фациальной устойчивостью на большой территории. Эти отложения связаны общностью фаций с одновозрастными толщами восточной окраины Восточно-Европейской платформы, региональная нефтегазоносность которых давно установлена. К востоку происходит постепенное возрастание общей мощности осадков, а также появление нижнедевонских рифогенных известняков в бассейне р. Белой.

В течение нескольких лет мы изучали геологию северной части Зилаирского синклинория и в частности гор Крака. Следует отметить, что этот сложный в геологическом отношении регион представлен двумя самостоятельными, разнородными, генетически чуждыми друг другу комплексами. С одной стороны, в центральной (ядерной) северной части синклинория располагаются крупные гипербазитовые тела и ассоциирующие с ними осадочно-вулканогенные образования, характеризующие весьма активную геологическую деятельность. С другой стороны – крылья структуры и его центриклиналь выполнены

типичными платформенными осадками палеозойского возраста без проявлений магматизма. Эти толщи окаймляют центральный объект, закономерно погружаясь под него. При геологической съемке конца шестидесятых – начала семидесятых годов прошлого столетия нам удалось доказать, что центральная, вулканогенно-осадочного состава зона залегает аллохтонно на осадочном платформенном обрамлении. Следовательно, в ядре Зилаирского синклинория размещается Кракинский шарьяж, сложенный серпентинизированными гипербазитами и вулканогенно-осадочными формациями. Форма тел гипербазитов по данным геофизики представляет

ся в виде сравнительно маломощных плоских линз, которые запечатывают платформенные толщи (Казанцева, 1970; Камалетдинов, Казанцева, 1983).

Мы провели здесь крупномасштабное картирование узловых участков и контактовых зон, иногда в масштабе 1:2000, с привлечением большого объема горных выработок; послойно описали многие разрезы палеозойских отложений платформенного типа. Наиболее полные из них изучены: по западному крылу синклиория – реки Кайнуй (пункт 6 на рис. 1) и Узьян (пункт 7 на рис. 1), д. Кага; у северного замыкания структуры – д. Новобельской (пункт 8 на рис. 1); на восточном крыле – д. Шигаево (пункт 9 на рис. 1) и др. В приведенных пересечениях установлены горизонты: нижнего девона – ваяшкский, вязовской, кальцеоловый, бийский, среднего девона – афонинский, чувсовской и чеславский, верхнего девона – нерасчлененные франские отложения и фаменско-нижнетурнейские толщи зилаирской свиты. По составу все горизонты существенно карбонатные. К терригенным относятся лишь ваяшкский и чувсовской. В составе афонинского горизонта присутствует в значительном количестве глинистый и кремнистый материал, определяющий их сланцеватое строение. Зилаирская свита представлена флишоидами полимиктового состава. Все горизонты охарактеризованы внушительными списками руководящей фауны (Казанцева, 2013). Сопоставление стратиграфических колонок девонских образований северной части Зилаирского синклиория приведено на рис. 4.

Как видим, здесь имеются отложения всего палеозоя в субплатформенных фациях. По составу и строению они аналогичны типично платформенным фациям, но харак-

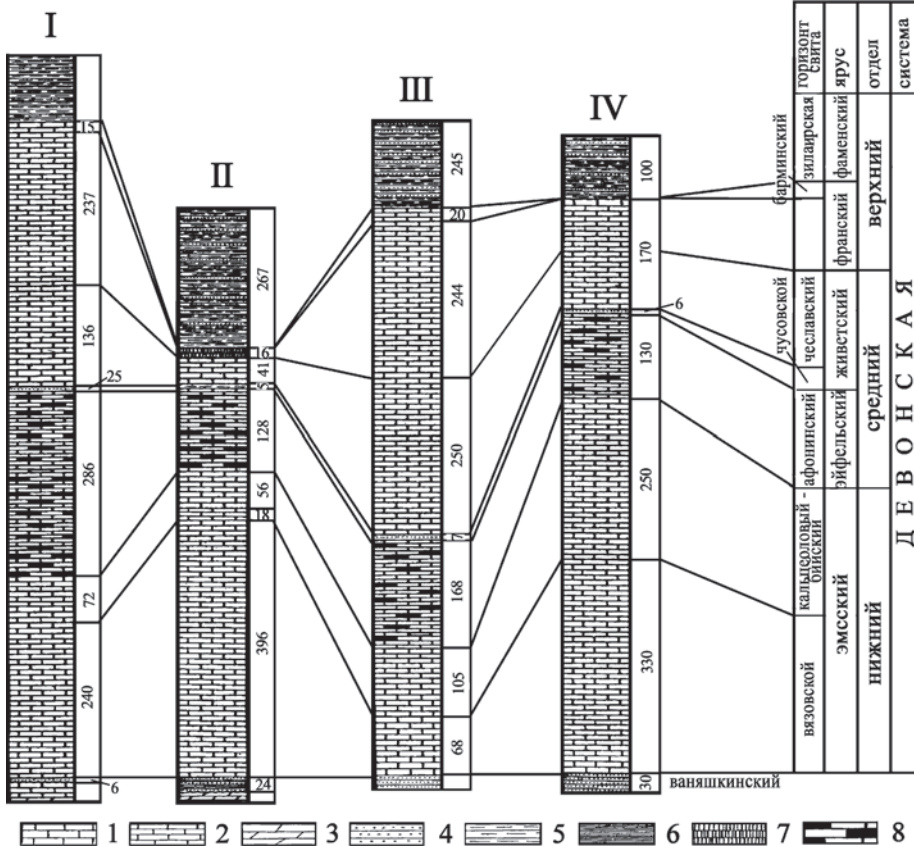


Рис. 4. Сопоставление стратиграфических колонок девонских отложений северной части Зилаирского синклиория. I – р. Кайнуй (по М.А. Камалетдинову, Т.Т. Казанцевой); II – р. Узьян (по Т.Т. Казанцевой); III – д. Новобельская (по Т.Т. Казанцевой); IV – д. Шигаево (по Т.Т. Казанцевой). 1 – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – доломиты; 4 – песчаники; 5 – аргиллиты; 6 – глинистые сланцы; 7 – кремни; 8 – инфрадоманик (афонинский горизонт эйфельского яруса среднего девона).

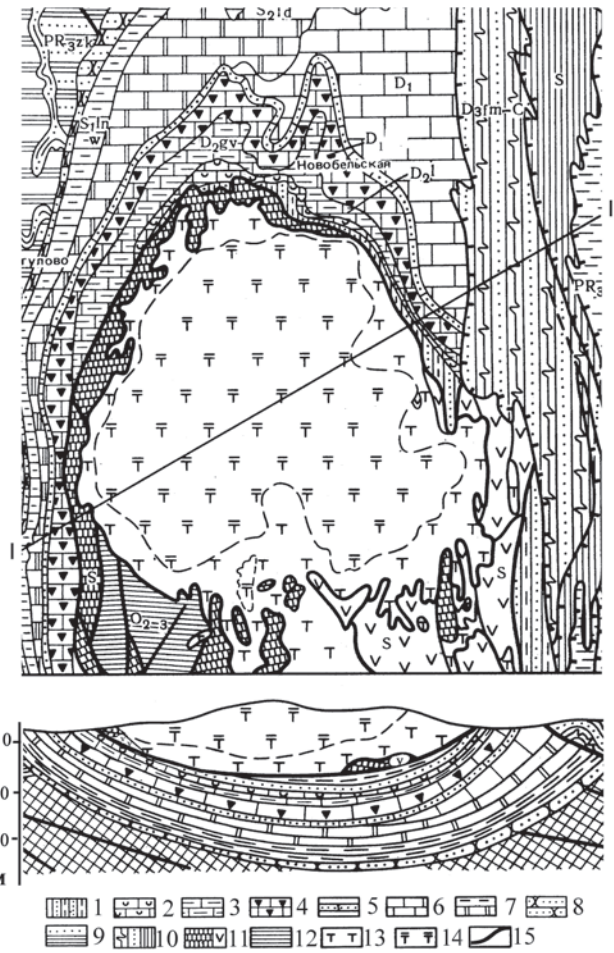


Рис. 3. Схема геологического строения и разрез северной части Зилаирского синклиория Южного Урала. В центре – гипербазитовый массив Северный Крака. 1 – зилаирская свита верхнего девона-нижнего карбона: граувакки, аргиллиты; 2 – франский ярус: известняки, кремни; 3 – средний девон: известняки, аргиллиты, известково-глинистые породы; 4-5 – нижний девон эмский ярус: 4 – известняки остракодовые вязовского горизонта, 5 – песчаники ваяшкского горизонта, 6 – рифогенные известняки нижнего девона; 7 – силур: известняки, доломиты, глинистые сланцы; 8 – средний и верхний ордовик, кварцевые песчаники; 9 – верхний протерозой Башкирского антиклинория; 10 – комплекс пород хребта Уралтау. Аллотонные комплексы Кракинского шарьяжа; 11 – силур: кремнистые сланцы, эффузивы; 12 – ордовик: песчаники и сланцы; 13 – серпентиниты; 14 – гипербазиты; 15 – надвиги.



Рис. 5. Афонинский горизонт среднего девона в разрезе р. Кайнуй.

теризуются большими мощностями одновозрастных осадков. Следует заметить, что приведенные мощности стратиграфических горизонтов не всегда можно считать истинными, так как устанавливались они лишь по поверхностной геологической съемке. Более точные значения могут быть получены при бурении скважин, которое здесь пока не проводилось.

В составе субплатформенного палеозоя Зилаирского синклиория неизменно присутствует инфрадоманик – доманикит эйфельского яруса среднего девона, а также вязовской горизонт, близкий ему по битуминозности и характеру строения. Мы считаем эти два горизонта наиболее перспективными объектами на поиски месторождений углеводородов.

На территории Башкирии, в пределах северной части Зилаирского синклиория нами закартировано площадное распространение данных горизонтов (Рис. 1). Приведем их обобщенное описание.

Афонинский горизонт (инфрадоманик) имеет значительное распространение. Темная окраска, тонкослоистая структура, битуминозность, развитие глинисто-карбонатных сланцев и линз кремней позволяют уверенно выделять породы афонинского горизонта среди сравнительно однообразных карбонатных осадков среднего девона. Они залегают на подстилающем бийском горизонте согласно. Граница между ними проводится по появлению известняков с прослоями, переполненными *Coniconchia*. Отложения афонинского горизонта изучались нами в разрезах по рекам Кайнуй и Узян, у деревень Новобельской и Шигаево, в долине левого берега р. Белой, в 1,5 и 3,3 км южнее окраины д. Узян и в других пунктах.



Рис. 6 и 7. Сланцы инфрадоманика в разрезе «Узян».

На правом берегу р. Кайнуй этот горизонт сложен известняками темно-серыми и серыми, тонкослоистыми, часто глинистыми. Отдельные тонкие (0,03 м) прослойки известняков чередуются с глинисто-карбонатными сланцами. Отмечены прослои (до 0,1 м) темных афанитовых кремней, с мелкими пустотками выщелачивания и последующего ожелезнения. На плоскостях наложения встречаются многочисленные *Styliolina* sp. и *Tentaculites* sp. В 80 м ниже кровли афонинского горизонта залегает 1,5-метровый слой желтовато-серого, среднезернистого кварцевого песчаника. Породы смяты в мелкие складки, мощность их – 286 м (Рис. 5).

В разрезе р. Узян на толстослоистых темно-серых известняках с фауной бийского горизонта залегают известняки серые, тонко-, реже мелкозернистые, тонкослоистые, участками перекристаллизованные, с прослоями, переполненными *Styliolina* sp., *Tentaculites* sp. Встречаются прослои глинисто-карбонатных сланцев, светлоокрашенных, листоватых. Толщина слоев 1-20 мм. Мощность афонинских отложений здесь 126 м (Рис. 6, 7).

На среднедевонский возраст известняков, обнажающихся в 3,3 км южнее д. Узян, указывают находки *Stromatopora* sp., *Caliopora* sp. (ex. gr. *elegans* Sok.), *Mansuiphyllum* sp., *Heliophyllum* sp., а также *Alveolites* sp., *Aulopora* sp., *Syringopora supragigantea* Sok., *Arcophyllum typus* Mark., встреченные в 100 м западнее предыдущего пункта. Аналогичный литологический состав и фаунистическая характеристика отличают афонинский горизонт и в других разрезах рассматриваемого района.

Андрианова К.И. и Спасский Н.Я. указывают на присутствие афонинского горизонта в разрезах по р. Кага и Кайнуй, где он представлен темно-серыми глинистыми известняками, с прослоями кремней, кремнистых и известковых сланцев, заключающих *Thamnopora* sp., *Alveolites* ex gr. *cavernosus* Lec. и *Coniconchia*. Мощность афонинского горизонта в северной части Зилаирского синклиория 12-286 м.

Большой интерес представляет и **вязовской горизонт эмского яруса нижнего девона**, который в некотором роде близок по структуре и составу к афонинскому. Здесь сланцеватость характерна лишь для отдельных участков разреза, но битуминозность проявлена более четко. Отличительной особенностью его является широкое развитие фауны остракод, которые часто слагают остракодовые слои (Рис. 8).

Вязовской горизонт залегают на ваяшкинском с постепенным переходом. Нижняя граница проводится в основании карбонатной толщи, содержащей подчиненные прослои глинистых сланцев и песчаников. Характерной особенностью литологического состава является подавляющее преобладание известняков битуминозных, тонкокристаллических, темноокрашенных, часто глинистых, слоистых и плитчатых.

В разрезе по р. Кайнуй ваяшкинские песчаники вверх по разрезу постепенно переходят в глинисто-карбонатные отложения вязовского горизонта, представленные здесь толщей темно-серых, слоистых, глинистых известняков. Отдельные прослои переполнены гигантскими (до 3 см) остракодами: *Moelleritia barbotana*

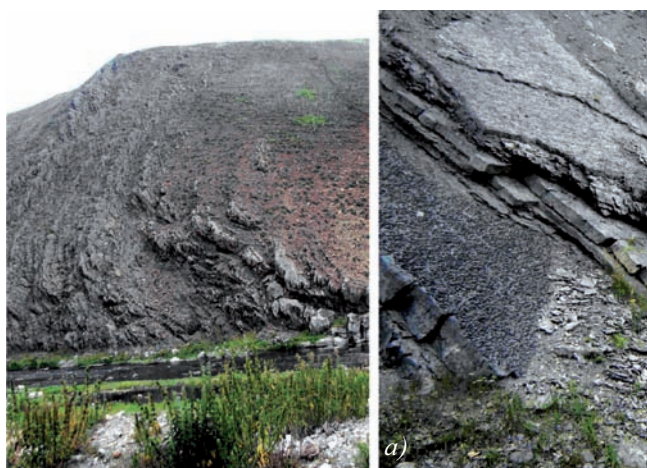


Рис. 8. Вязовской горизонт эмского яруса нижнего девона на западной окраине д. Кага, а) – увеличенная деталь обнажения с остракодовыми слоями.

(Schm.) и *M. moelleri* (Schm.) Характерно раскалывание известняков по бугристым плоскостям наслоения, к которым и приурочены скопления остракод. В нижней части толщи встречено два прослоя желтовато-серых мелкозернистых кварцевых песчаников мощностью 1 и 1,5 м, литологически не отличающихся от ваяшских. Мощность вязовского горизонта в разрезе р. Кайнуй – 240 м.

В разрезе по р. Узьян вязовской горизонт разделяется на две толщи. Нижняя из них представлена известняками темно-серыми, почти черными, тонко- и мелкозернистыми, прослоями глинистыми, значительно битуминозными, с бугорчатыми и узловатыми поверхностями напластования. В этой толще встречаются маломощные (до 15 см) прослои глинистых сланцев, темно-серых, листоватых, сильно разрушенных и алевроитовых аргиллитов, зелено-серых, густо трещиноватых, «осколчатых». Толща характеризуется обилием остракод, размерами от долей миллиметра до 3 см. Крупные остракоды сконцентрированы послойно, мелкие переполняют все разновидности известняков этой толщи.

Здесь нами собраны: *Moelleritia bartotana* (Schm.), *M. sp.*, *Aparchitellina domratchevi* Pol., *A. adrianovae* Pol., *A. ex gr. decorata* Pol., *A. irgislensis* Rozhd., *Clavofabellina abunda* (Pol.), *Pribylites* (*Parapribylites*) aff. *laminosus* Rozhd., *Pr. (Parapribylites) sp.*, *Gravia sp.*, *Selebratina sp.*, *Evlanella fregis* Pol., *Knoxiella inserica* Pol., *Janetina* aff. *thecoidea* Rozhb., *Uchtovia* aff. *egorovi* Pol., *Cavellina indistincta* Pol., *C. clara* Pol., *Microcheilinella kordonica* Pol., *M. aff. kordonica* Pol., *Samerella reversa* (Pol.), *Bairdiocypris* aff. *biesenbachi* Komm., *Healdianella sp.*, *Carbonita grandis* Pol., *Parabairdiocypris* aff.



Рис. 9. Вязовской горизонт эмского яруса на берегу Узьянского пруда. Вставка – деталь обнажения с крупными остракодами.

holuschurmensis (Pol.), *P. sp.* Мощность нижней толщи 220 м (Рис. 9).

Верхняя толща представлена известняками темными, тонкозернистыми, битуминозными с отдельными прослоями более светлой окраски и афанитовой структуры. Наблюдается окремнение в виде линзообразных прослоев и участков неправильной формы. В низах этой толщи встречены остракоды: *Moelleritia sp.*, *Aparchitellina adrianovae* Pol., *A. domratchevi* Pol., *A. irgislensis* Rozhd., *Clavofabellina abunda* (Pol.), *Cavellina indistincta* Pol., *C. clara* Pol., *Samerella reversa* (Pol.), *Parabairdiocypris* cf. *holuschurmensis* (Pol.), *P. sp.* Мощность верхней толщи 176 м.

Состав вязовского горизонта, вскрытого горными выработками в 3,5 км севернее д. Новобельской, аналогичен описанному по р. Узьян. Здесь преобладают известняки слабо глинистые, почти черные, тонкозернистые, трещиноватые, с многочисленными мелкими остракодами: *Aparchitellina domratchevi* Pol., *Clavofabellina abunda* (Pol.), *Cavellina indistincta* Pol., *C. clara* Pol., *Microcheilinella kordonica* Pol., *Carbonita grandis* Pol., *Parabairdiocypris* aff. *holuschurmensis* (Pol.). Мощность его в этом разрезе 110 м.

На восточном крыле Зилаирского синклинория, в разрезе у д. Шигаево, вязовской горизонт выделен нами впервые. Потому приведем его описание подробнее. Данные породы обнажаются в 10 м выше кварцевых песчаников ваяшского горизонта. Здесь последовательно снизу вверх залегают:

1. Пачка из трех типов известняков, переслаивающихся между собой: а) серых, слабо глинистых, мелкозернистых, среднеплитчатых; б) почти белых, тонкоплитчатых, рыхлых, мучнистых; в) темно-серых, глинистых, очень плотных, афанитовых и тонкокристаллических, среднеплитчатых, с мелкими перекристаллизованными раковинами остракод. Мощность прослоев светлых известняков до 0,7 м, темных до 0,4 м. Для всей пачки характерны крупные прожилки и пустоты, залеченные крупнокристаллическим белым кальцитом. Мощность 75 м. Задерновано – 30 м.

2. Известняки светло-серые, в основном, мелкозернистые, среднеплитчатые, участками со значительным развитием структур перекристаллизации до среднекристаллических – 4 м. Задерновано – 4 м.

3. Известняки глинистые, серые, афанитовые, плотные, очень крепкие, с запахом сероводорода в свежем сколе – 20 м. Задерновано – 20 м.

4. Известняки светло-серые, тонко- и мелкозернистые, тонкослоистые, трещиноватые – 40 м.

5. Известняки глинистые, темно-серые и серые, тонкозернистые, среднеплитчатые, с массой мелких остракод. Отмечено инкрустирование стенок пустот и выполнение трещин, секущих породу поперек слоистости белым кальцитом. Мощность – 35 м.

6. Известняки светло-серые и кремново-серые, глинистые, тонкозернистые, плотные и крепкие, с крупными остракодами *Moelleritia bartotana* (Schm.) – 7 м.

7. Известняки светло-серые, с редкими *M. bartotana* (Schm.) – 45 м.

8. Известняки серые, тонкоплитчатые, тонко- и мелкозернистые, с участками перекристаллизации до среднезернистой структуры, с множеством трещин и пустот, выполненных крупнокристаллическим кальцитом – 30 м.

Общая геологическая ситуация названного синклинор-

рия, особенности его строения, повышенная битуминозность пород всего палеозоя, сланцевая структура отдельных горизонтов (в частности афонинского и частично вязовского), наличие слоев, обладающих коллекторскими свойствами, и пород-покрышек позволяют рекомендовать данную территорию как перспективную на поиски углеводородных залежей. Особое внимание уделено инфрадоманику, который рассматривается как нефтегазогенерирующий объект, аналогичный доманику франского яруса верхнего девона. Акцентируется внимание на его площадном распространении и запечатывании непроницаемыми породами офиолитового аллохтона гор Крака, который сложен гипербазитовыми телами сравнительно небольшой мощности. Они в краевых и подошвенных зонах серпентинизированы и полностью превращены в серпентиниты. Основным породообразующим минералом серпентинитов является серпентин, который, согласно структуре его кристаллической решетки, обладает свойствами высокой степени непроницаемости.

Литература

- Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность. *Советская геология*. 1981. №11. С. 3-12.
- Гурари Ф.Г. Региональный прогноз промышленных скоплений углеводородов в доманикитах. *Геология нефти и газа*. 1984. №2. С. 1-5.
- Егорова Н.П., Студенко Н.С., Илеменова О.Д., Борисова Т.Г. Перспективы нефтегазоносности доманиковых битуминозных формаций девона Башкирии. *Тр. БашНИПИнефть*. Уфа. 1988. Вып. 77. С. 58-65.
- Зайдельсон М.И., Вайнбаум С.Я., Копрова Н.П. Формирование и нефтегазоносность доманикоидных формаций. М.: Наука. 1990. 70 с.
- Илеменова О.Д. Геолого-геохимические особенности доманиковых фаций девона Башкирского Приуралья и их влияние на формирование нефтяных залежей. *Дис. к.геол.-мин.н.* Уфа. 2002. 183 с.
- Илеменова О.Д. Палеогеографические и палеотектонические критерии нефтегазоносности доманиковой формации Башкортостана. *Тр. БашНИПИнефть*. Уфа. 1997. Вып. 93. С. 134-143.
- Казанцева Т.Т. Геологическое строение северной части Зилаирского синклиория Урала в связи с перспективами нефтегазоносности. *Автореф. дис. к.геол.-мин.н.* М. 1970. 21 с.
- Казанцева Т.Т. К перспективам нефтегазоносности северной части Зилаирского синклиория. *Нефтегазовое дело*. 2013. №1. С. 93-113.
- Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Об аллохтонном залегающем гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала. *Докл. АН СССР*. 1969. Т. 189. №5. С. 1077-1080.
- Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Зуфарова Н.А. Происхождение нефти. Уфа. 1982. 30 с.
- Камалетдинов М.А., Камалетдинов Р.А. Новые данные о девонне бассейна реки М. Ик на Южном Урале. *Докл. АН СССР*. 1961. №4. С. 934-937.
- Камалетдинов М.А., Кудашев А.Ш. О новых надвигах на западном склоне Урала. *Геотектоника*. №2. 1968. С. 124-128.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука. 1983. 168 с.
- Клубова Т.Т. Глинистые коллекторы нефти и газа. М.: Недра. 1988. 156 с.
- Микрюков М.Ф. Девонские отложения восточной части Русской платформы и Предуральского прогиба в границах Башкирии. *Геология СССР*. Т. XIII. 1964. С. 148-160.
- Мирчинк М.Ф., Мкртчян О.М., Трохова А.А и др. Палеотектонические и палеогеоморфологические особенности Волго-Уральского доманикового бассейна. *Изв. АН СССР. Серия геол.* 1975. №12. С. 9-18.
- Неручев С.Г., Рогозина Е.А., Парларова Г.М. Нефтегазообразование в отложениях доманикового типа. Л.: Недра. 1986.
- Тяжева А.П. Девонские отложения передовых хребтов западного склона Южного Урала. *Геология СССР*. Т. XIII. 1964. С. 169-186.

Сведения об авторах

Тамара Тимофеевна Казанцева – Академик АН РБ, доктор геол.-мин. наук, главный научный сотрудник Института геологии Уфимского научного центра РАН.
450077, Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. Тел: (347) 272-76-36.

Middle Devonian Domanikite of Bashkiria

T.T. Kazantseva

Institute of Geology of Ufa Scientific Centre, Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia, ktt@ufaras.ru

Abstract. Hydrocarbon prospects of the northern Zilair synclinore based on layered description of regional sections of platform Paleozoic are justified. Particular attention is paid to domanikite of Afoninsky horizon of Lower Devonian Eifelian stage, which is considered as oil and gas generated object similar to domanik of Upper Devonian Frasnian stage of Bashkiria platform and depression area, and Vyazovsky horizon of Lower Devonian Emsian stage. Attention is focused on their areal distribution and sealing by impermeable rocks of hyperbasic allochthon of Krak Mountains. General geologic situation of the above synclinore, its structural features, increased bituminosity of all Paleozoic rocks, shale structure of individual horizons (in particular, Afoninsky horizon and partially Vyazovsky horizon), presence of strata with reservoir characteristics and sealing horizons allow us to recommend this territory as promising area for hydrocarbon deposits.

Keywords: domanikite, oil and gas content, afoninsky horizon, carbonates, clay rocks, allochthon.

References

- Gurari F.G. Domanikity i ikh neftegazonosnost' [Domanikites and its oil-and-gas potential]. *Sovetskaya geologiya* [Soviet Geology]. 1981. № 11. Pp. 3-12.
- Gurari F.G. Regional'nyy prognoz promyshlennykh skopleniy uglevodorodov v domanikitakh [Regional estimate of the industrial hydrocarbon accumulations in domanikites]. *Geologiya nefiti i gaza* [Geology of oil and gas]. 1984. № 2. Pp. 1-5.
- Egorova N.P., Studenko N.S., Ilemenova O.D., Borisova T.G. Perspektivy neftegazonosnosti domanikovyykh bituminoznykh formatsiy devona Bashkirii [Domanik bituminous formations oil and gas potential of the Bashkiria Devonian]. *Trudy BashNIPneft'* [Proc. BashNIPneft']. 1988. Is. 77. Pp. 58-65.
- Zaydel'son M.I., Vaynbaum S.Ya., Koprova N.P. Formirovanie i neftegazonosnost' domanikoidnykh formatsiy [Formation and oil and gas potential of the domanikoid systems]. Moscow: «Nauka» Publ. 1990. 70 p.
- Ilemenova O.D. *Geologo-geokhimicheskie osobennosti domanikovyykh fatsiy devona Bashkirskogo Priural'ya i ikh vliyanie na formirovanie neftyanykh zalezhey* [Geological and geochemical features of the Domanic facies of the Bashkir Urals Devonian and their influence on the oil deposits formation]. *Dis. kand. geol.-min. nauk* [Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ufa. 2002. 183 p.
- Ilemenova O.D. Paleogeograficheskie i paleotektonicheskie kriterii

neftegazonosnosti domanikovoy formatsii Bashkortostana [Paleogeographic and paleotectonic criteria of oil-and-gas presence of the Bashkortostan Domanik formation]. *Trudy BashNIPIneft'* [Proc. BashNIPIneft]. 1997. Is. 93. Pp. 134-143.

Kazantseva T.T. *Geologicheskoe stroenie severnoy chasti Zilairskogo sinklinoriya Urala v svyazi s perspektivami neftegazonosnosti* [Geological structure of the northern part of the Urals Zilair Synclinorium in connection with oil and gas potential]. *Avtoref. dis. kand. geol.-min. nauk.* [Abstract cand. geol. and min. sci. diss.]. Moscow, 1970. 21 p.

Kazantseva T.T. To the prospects of oil-and-gas bearing capacity of the northern part of Zilair Synclinorium. *Neftegazovoe delo* [Oil and gas business]. 2013. № 1. Pp. 93-113. Available at: <http://ogbus.ru>. (In Russian)

Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A. Ob allokhthonom zaleganiy giperbazitovykh massivov zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Allochthonous occurrence of ultramafic massifs of the western slope of the Southern Urals]. *Doklady Akademii Nauk SSSR* [Proceedings of the USSR Academy of Sciences]. 1969. V. 189. № 5. Pp. 1077-1080.

Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A., Kazantsev Yu.V., Zufarova N.A. Proiskhozhdenie nefiti [The origin of oil]. Ufa. 1982. 30 p.

Kamaletdinov M.A., Kamaletdinov R.A. Novye dannye o devone basseyna reki M. Ik na Yuzhnom Urale [New data on the Devonian basin of the river M. Ik in the South Urals]. *Doklady Akademii Nauk SSSR* [Proceedings of the USSR Academy of Sciences]. 1961. № 4. Pp. 934-937.

Kamaletdinov M.A., Kudashev A.Sh. O novykh nadvigakh na zapadnom sklone Urala [On the new thrusts in the western slope of the Urals]. *Geotektonika* [Geotektonika]. № 2. 1968. Pp. 124-128.

Kamaletdinov M.A., Kazantseva T.T. Allokhtonnye ofiolity Urala

[Allochthonous ophiolites of the Urals]. Moscow: «Nauka» Publ. 1983. 168 p.

Klubova T.T. Glinistye kollektory nefiti i gaza [Clay oil and gas reservoirs]. Moscow: «Nedra» Publ. 1988. 156 p.

Mikryukov M.F. Devonskie otlozheniya vostochnoy chasti Russkoy platformy i Predural'skogo progiba v granitsakh Bashkirii [Devonian of the eastern part of the Russian platform and the Ural deflection within the boundaries of Bashkiria]. *Geologiya SSSR* [Geology of the USSR]. Is. 13. 1964. Pp. 148-160.

Mirchink M.F., Mkrtychyan O.M., Trokhova A.A et al. Paleotektonicheskie i paleogeomorfologicheskie osobennosti Volgo-Ural'skogo domanikovogo basseyna [Paleotectonic and paleogeomorphological features of the Volga-Ural Domanik Basin]. *Izv. Akademii Nauk SSSR. Seriya geol.* [Bulletin of the Academy of Sciences of the USSR. Division of Geology]. 1975. № 12. Pp. 9-18.

Neruchev S.G., Rogozina E.A., Parparova G.M. Neftegaobrazovanie v otlozheniyakh domanikovogo tipa [Oil and gas formation in Domanik deposits]. Leningrad: «Nedra» Publ. 1986.

Tyazheva A.P. Devonskie otlozheniya peredovykh khrebtov zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Devonian deposits of the front ranges of the western slope of the Southern Urals]. *Geologiya SSSR* [Geology of the USSR]. Is. 13. 1964. Pp. 169-186.

Information about authors

Tamara T. Kazantseva – Dr. Sci. (Geol.-Min.), Leading Researcher, Institute of Geology of Ufa Scientific Centre, Russian Academy of Sciences.

450077, Ufa, Russia, K.Marks str., 16/2.

Tel: +7(347) 272-76-36.

Институт проблем экологии и недропользования Академии наук Республики Татарстан

Кафедра ЮНЕСКО

«Развитие фундаментальных принципов
Хартии Земли
для создания устойчивого сообщества»



Организация
Объединенных Наций
по вопросам образования,
науки и культуры



Кафедра ЮНЕСКО
Развитие фундаментальных принципов Хартии Земли
для создания устойчивого сообщества
Институт проблем экологии и недропользования АН РТ

I РЕСПУБЛИКАНСКАЯ МОЛОДЕЖНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

22-24 октября 2014 года в Институте проблем экологии и недропользования Академии наук Республики Татарстан состоится I Республиканская молодежная геологическая конференция. Цель организуемой молодежной конференции – развитие творческой активности студентов и молодых специалистов, аспирантов и молодых ученых, привлечение их к решению актуальных задач современной науки и производства.

Работа конференции будет проводиться по следующим секциям:

1. Геология нефти и газа
2. Твердые полезные ископаемые
3. Геофизика. Геофизические методы поисков и разведки МПИ
4. Гидрогеология и инженерная геология
5. Правовое обеспечение недропользования

Форма участия в конференции:

В работе конференции предусмотрено только очное участие. По итогам работы конференции будет издан сборник (с присвоением ISBN).

Организационный взнос не предусмотрен.

Контрольные сроки:

Для участия в работе конференции необходимо:

1. до 10 сентября 2014 г. отправить по e-mail заявку на участие в конференции;
2. до 20 сентября 2014 г. отправить по e-mail в Оргкомитет конференции текст статьи (не более 2-х статей от автора), соответствующий требованиям;
3. 24 сентября - 30 сентября 2014 – рассылка приглашений на конференцию
4. 22-24 октября 2014 – проведение конференции;
5. 15 ноября 2014 – публикация сборника научных трудов.

Контакты:

Институт проблем экологии и недропользования АН РТ
420087, г. Казань, ул. Даурская, д. 28.
Телефон: (843) 298-31-65, e-mail: confer-ipen@mail.ru
Ответственный секретарь конференции: Андреева Евгения Евгеньевна

Полная информация о конференции на сайте:

<http://ipen-anrt.ru>

Отражение контрастных геодинамических обстановок В ТЕПЛОМ ПОЛЕ

Рассматриваются особенности распределения теплового потока и глубинных температур в зонах осевого спрединга срединно-океанических хребтов, в зонах «рассеянного спрединга» задуговых бассейнов, в активных частях трансформных разломов, во внутриконтинентальных и периконтинентальных рифтовых зонах, в палеозойских линейных и мозаичных складчатых поясах, в осадочных бассейнах нагрузки и растяжения. Отмечаются контрастные различия в этих структурах значений теплового потока (от 15 до 1500 мВт/м²) и, соответственно, большой глубинный диапазон положения термической литосферы. Количественно для складчатых поясов оценен такой определяющий фактор как радиогенная теплогенерация. Показано, что нестационарность теплового потока проявляется не только в активных современных тектонических объектах, но и в позднепалеозойских складчатых поясах. Объясняется природа положительных и отрицательных геотермических аномалий.

Ключевые слова: геотермия, тепловой поток, температура, литосфера, рифтовые зоны, складчатые пояса, осадочные бассейны, 2D- и 3D-моделирование.

Величина плотности теплового потока¹ из земных недр является важнейшим индикатором геодинамической активности структур литосферы как на современном этапе их развития, так и в геологическом прошлом.

Зная теплофизическую структуру геологического разреза, можно рассчитать положение изотерм в земной коре и в верхней мантии и сопоставить его с термодинамическими условиями метаморфизма, фазовым состоянием вещества и намагниченностью пород, а также локализовать зоны резких латеральных контрастов температуры, к которым, как правило, приурочены проявления сейсмической активности и магматизма. Поэтому количественная интерпретация геотермических данных (геотермическое моделирование) является мощным инструментом для понимания строения и истории геологического развития литосферы в различных геодинамических обстановках.

Рифтовые зоны, складчатые пояса и осадочные бассейны характеризуются специфическими особенностями вулканизма, метаморфизма и металлогении, а также отличающимися по форме, знаку и интенсивности аномалиями потенциальных геофизических полей, в том числе геотермического.

Этим последним и посвящена настоящая работа. Мы рассмотрим особенности распределения теплового потока и глубинных температур в разных группах тектонических структур: в океанических и континентальных зонах рифтогенеза, в линейных и мозаичных складчатых поясах и в осадочных бассейнах нагрузки и растяжения, основываясь на литературных данных и результатах собственных измерений в разных районах Мирового океана и Северной Евразии.

Современные зоны рифтогенеза

Рифтогенез в точном смысле слова – это образование линейных более или менее протяженных и относительно узких грабенов, названных Дж. Грегори (Gregory, 1896) рифтами (английское слово «rift» означает щель). Эти структуры образуются на континентах и в океанах в принципиально различных геодинамических обстановках, что

отражено в генетической (динамической, в отличие от геометрической или кинематической) классификации рифтов как результатов активного или пассивного рифтинга (Шенгер, Натальин, 2009 и др.). Такая терминология придает большее значение сходству последствий разных процессов – спрединга новообразующейся коры в океанах и деструкции древней на континентах, – чем различию их механизмов, которое важнее для понимания их природы.

Срединно-океанические рифты (зоны «осевого» спрединга). Как известно, в рифтовых впадинах вдоль осей срединно-океанических хребтов (СОХ) обнаружены аномально высокие (а также «нулевые» и даже отрицательные) значения плотности кондуктивного теплового потока. СОХ представляют собой дивергентные границы плит, где происходит спрединг океанического дна в результате внедрения мантийного материала. Поэтому наблюдаемый здесь тепловой поток определяется не только кондуктивным, но и конвективным выносом тепла. Вдоль осей СОХ развиваются рифтовые впадины, ширина которых обратно пропорциональна скорости спрединга. Кондуктивная составляющая теплового потока в этих впадинах достигает «ураганных» величин, в 15-30 раз превышающих среднепланетарное значение. Когда оси хребтов перекрыты, как в Калифорнийском заливе или в Красном море, мощным чехлом осадков, препятствующим разгрузке магмы и термальных вод на поверхность дна, измеренный кондуктивный поток, превосходящий местами 1500 мВт/м², адекватен общим теплотермам, так как в этих случаях конвективная их компонента близка к нулю. В других условиях, когда мощность осадочных пород мала, измеренный кондуктивный тепловой поток может оказаться нулевым (а над положим разломом, вдоль которого разгружаются гидротермы, даже отрицательным), но это вовсе не значит, что в этом месте тепло не удаляется из литосферы. Просто здесь оно целиком выносится конвекцией при почти нулевом или не превышающем значения адиабатического (0,4 мВт/м²) кондуктивном теплотокте внутри восходящей конвективной (точнее, адвективной) струи. Средние же величины полных теплотерм, рассчитанные как сумма кондуктивной и конвективной компонент, в разных отрезках океанических хребтов – одного порядка и находятся, по разным оценкам, в диапазоне 400-700 мВт/м² (Голу-

¹В дальнейшем мы будем вместо векторной характеристики теплового поля Земли – плотности кондуктивного теплового потока применять термин «тепловой поток», всегда подразумевая под этим именно его плотность.

бев, 2007; Попова и др., 1984; Хуторской и др., 1986 и др.). Примерно те же цифры дали подсчеты общих теплопотерь в рифтовых зонах Исландии с учетом масштабов разгрузки гидротерм (Поляк и др., 1984).

Количество тепла, переносимого за счет конвективного теплопереноса, обусловленного вертикальной фильтрацией магмы в астеносфере, приблизительно равно $Q \approx \rho_p j T$, где j – скорость вертикальной фильтрации (приблизительно, $2 \cdot 10^{-10}$ м/с), $\rho = 2800$ кг/м³ – плотность магмы; $c_p = 1050$ Дж/кг·К – ее удельная теплоемкость при постоянном давлении; $T = 1300$ °С – ее температура. При таких значениях сомножителей конвективный вынос тепла оценивается величиной $Q \approx 800$ мВт/м². Если сконцентрировать суммарный фильтрационный тепловой поток в узкой осевой зоне магматического резервуара шириной порядка 10 км, в которую «сливается» магма из более широкой 100-километровой области астеносферы благодаря центростремительной горизонтальной составляющей фильтрации, то полный тепловой поток в рифтовой зоне примерно будет соответствовать тем «ураганным» его значениям, которые измерены в Калифорнийском заливе и Красном море.

Аналитическое описание поведения теплового потока вблизи оси СОХ сводится к модели математической сингулярности, т.е. такому его распределению, когда на оси тепловой поток стремится к бесконечности (Lubimova & Nikitina, 1975). Такая формализация распределения теплового потока появилась потому, что при адвективном выносе энергии точное количественное определение плотности теплового потока или полностью невозможно, или находится за пределами измерительного диапазона аппаратуры. Практически, при построении геотермических моделей СОХ применяют аппроксимацию распределения теплового потока, изображая его кривой, огибающей максимальные значения вблизи оси рифта. Количественные подсчеты при таком методе оценки теплопотерь в СОХ показали, что генерируемая энергия (~ 0,2-0,3 % от планетарных теплопотерь) (Lubimova & Nikitina, 1975) полностью обеспечивает стационарную мантийную конвекцию. Этот вывод являлся основным аргументом при доказательстве моделей кинематики и энергетики спрединга океанической коры в концепции тектоники литосферных плит (Parsons & McKenzie, 1978).

С зонами «осевого» спрединга генетически связаны субортогональные этим зонам **трансформные разломы**, в которых преобладает сдвиговая компонента. По сравнению с осевыми зонами СОХ, трансформные разломы геотермически изучены слабее, однако некоторые из них охарактеризованы достаточным количеством данных. Приведем такие данные по трем геотермически наиболее изученным разломным зонам, секущим Срединно-Атлантический хребет (САХ): Атлантис, Кейн и Вима.

Разлом Атлантис (~ 29°-30°с.ш.) в своей активной части (длиной 67 км между осями отрезков САХ севернее и южнее разлома), представляет собой желоб, образованный цепью котловин с плоским дном шириной по 2-4 км и глубиной 5000-5200 м. Разлом вскрыл ультрабазиты третьего слоя океанической коры, что доказано драгированием (Blackman et al., 2004). Тепловой поток в активной зоне разлома и на его фланговых отрезках существенно различен: в активной части нами в 24 рейсе НИС «Академик Кур-

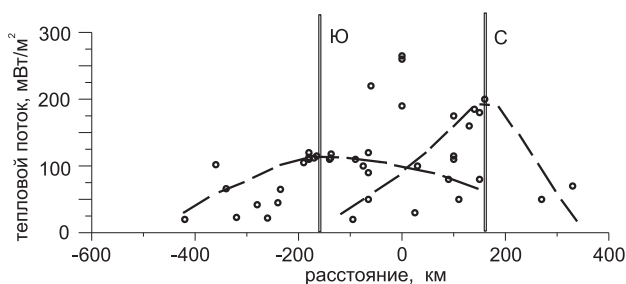


Рис. 1. Распределение теплового потока вдоль широтного простирания разлома Вима. Двойные линии – положение осей САХ севернее (С) и южнее (Ю) разлома. Нулевая отметка на оси абсцисс приурочена к центру активной части разлома.

чатов» измерены высокие значения – 300-360 мВт/м², а на флангах гораздо меньшие величины – 34-51 мВт/м² (Попова и др., 1984).

По **разлому Кейн** (~ 24°с.ш.) ось САХ сдвинута на 140 км. В активной части разлома тепловой поток достигает 230-250 мВт/м². Но и на фланговых (пассивных) отрезках разлома получены высокие значения теплового потока – 100-115 мВт/м². К югу же от разлома тепловой поток резко снижается. Так, в 135 км от его пересечения с лежащим южнее отрезком САХ, в скв.396 DSDP он аномально низок – 23 мВт/м² (Попова и др., 1984; Folinsbee, 1969).

Зона разломов Вима (~ 11°с.ш.) представляет собой чередование горных массивов (хребтовых блоков) и депрессий – широтных разрывов, по которым лежащий севернее отрезок САХ сдвинут к западу почти на 3° по долготу. Депрессии заполнены плейстоценовыми турбидитами мощностью до 1 км (Bonatti et al., 1977). Распределение теплового потока в депрессиях и на хребтовых блоках носит принципиально различный характер. В блоках распределение типично для САХ, показывая довольно широкий разброс значений теплового потока – от 9 до 100 мВт/м², хотя средние его величины в северном и южном блоках примерно равны (соответственно, 59 и 51 мВт/м² при $1\sigma \approx 31$ мВт/м²). Широтные депрессии отличаются относительно стабильными и аномально высокими значениями теплового потока (112-260 мВт/м²) при среднем значении и стандартном отклонении 152 и 41 мВт/м², соответственно. Учитывая влияние экранирующего эффекта седиментации на тепловое поле, глубинный поток в депрессиях оценен величиной 250 мВт/м² (Попова и др., 1984).

Рассматривая тепловой поток в этих и других трансформных разломах, можно видеть, что в их активных частях он всегда аномально высок, варьируя от 135 до 360 мВт/м², а субнулевые его значения здесь не наблюдаются. Для этих частей разломов характерна его высокая стабильность и малая дисперсия в пределах каждого разлома. Это позволяет сделать вывод, что конвективный вынос тепла, столь резко нарушающий тепловой поток в осевых зонах срединно-океанических хребтов, в трансформных разломах не имеет существенного значения. Действительно, большинство трогов крупных трансформных разломов заполнены мощными (до ~1 км) толщами осадков, что исключает конвекцию. Как показали исследования с помощью глубоководных спускаемых аппаратов, даже 30-50-метровый слой пелагических илов является непроницаемым экраном для глубинной гидротермальной разгрузки из-под них гидротермальных растворов (Williams et al., 1979). Это дает объективную возможность для оценки ве-

личины полного выноса энергии в осевых зонах рифтов на их пересечении с трансформными разломами, которую мы уже приводили выше.

Для объяснения природы аномально высоких значений теплового потока в активных частях трансформных разломов обсуждалось несколько механизмов. Один из них – это выделение тепла тектонического трения при сдвиговых деформациях. Фрикционный разогрев контактов смещающихся блоков неизбежен. Однако количественные расчеты, выполненные для ряда трансформных разломов, в том числе наиболее обоснованная энергетическая оценка этого эффекта в разломе Сан-Андреас (Lachenbruch & Sass, 1980), показали, что тепло тектонического трения не играет существенной роли в формировании наблюдаемого теплового потока, обеспечивая не более 15 % от измеренной его величины.

Весьма популярной среди исследователей является модель «суперпозиции тепловых аномалий», изложенная в работе (Langseth, Hobart, 1974). Аномалия теплового потока для разлома Вима была рассчитана как результат суперпозиции полей от северной и южной стенок разлома, имеющих разный возраст в зависимости от положения осей рифтовых зон. На рис. 1 показано обоснование этой идеи. Фоновый кондуктивный тепловой поток в центре активной части трансформного разлома можно определить как сумму значений теплового потока на фитинговых огибающих кривых, описывающих распределение его вкострест простирающихся южного и северного отрезков САХ (пунктирные линии). В точке их пересечения он оказался равен 110 мВт/м² для каждого из фрагментов рифтовой зоны. Суммарный же тепловой поток составит 220 мВт/м², что хорошо согласуется с подобными оценками по другим моделям. Отдельные аномально высокие значения теплового потока в активной части разлома (250-270 мВт/м²) (Рис. 1) связаны, по-видимому, с дополнительным привнесом тепла за счет конвективной его разгрузки в хребтовых блоках на обнажениях фундамента океанической коры.

Задуговые бассейны окраинных морей (зоны «рассеянного» спрединга). Спрединг морского дна в результате разгрузки мантийного вещества проявляется не только в океанах, но и почти во всех задуговых (окраинных) морях.

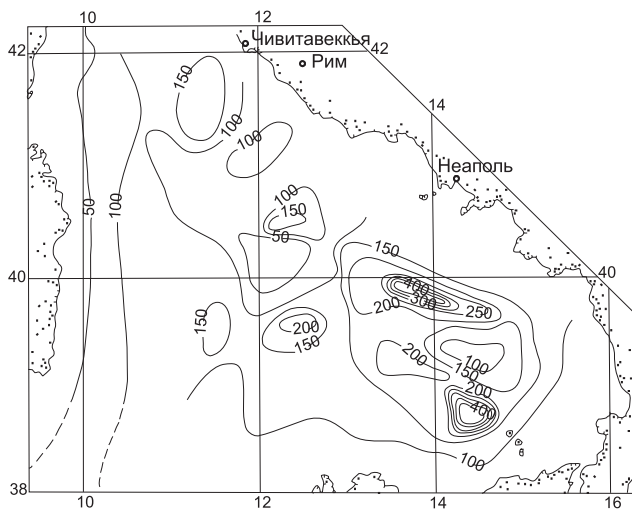


Рис. 2. Карта теплового потока Тирренского моря. Значение изолиний – мВт/м² (по данным (Della Vedova et al., 1984) с добавлением авторов).

Наиболее ярко он выражен и хорошо изучен геотермически в Японском и Тирренском морях. Рассмотрим геотермическую характеристику последнего.

Существует несколько точек зрения о происхождении Тирренского моря. Их можно разделить на две группы. Одни исследователи считают, что Тирренское море образовалось в результате «океанизации», т.е. опускания в начале неогена бывшего на этом месте континентального блока и подплавления нижней части континентальной коры, попавшей в иные термодинамические условия (Р. Селли, Я.П. Маловицкий, Е.В. Артюшков и др.). Другие исследователи связывают его происхождение с ареальным (площадным) спредингом (Э. Арган, Е.Д. Сулиди-Кондратьев и др.). При этом, по мнению М. Бокалетти с соавторами (Voccaletti et al., 1984), мезозойский Палеотирренский бассейн с океанической корой был полностью поглощен к началу тортона из-за субдукции в западном направлении под Сардинию. Современная же Тиррения сформировалась как краевой бассейн за поздненеогеновой Калабрийской дугой. Такую модель поддерживали результаты бурения по проекту DSDP (скв. 373 и 373а) в Тирренском море. Этими скважинами была вскрыта 200-метровая толща оливиновых толеитов, аналогичных базальтам рифтовых зон СОХ, тогда как известково-щелочной вулканизм в Липарской островной дуге был приписан процессам в погружающейся на запад зоне субдукции (Barberi et al., 1978).

Концепция Б. Хизена с соавторами (Heezen et al., 1971) объединяет обе группы гипотез. Эти исследователи писали: «...там, где сейчас расположено Тирренское море, ранее была суша, и она начала опускаться в течение неогена. Похоже, что погружение сопровождалось и, возможно, было вызвано расширением земной коры, что привело к расчленению прежде существовавшего континентального блока на серию вытянутых осколков, которые в настоящее время представлены узкими хребтами. Вулканическая активность вдоль этих разломов привела к образованию линейных вулканических гряд» (Ibid, с. 329).

Следовательно, геодинамическая обстановка в разных частях Тирренского бассейна неодинакова: в западной его части она с тортона до настоящего времени характеризуется сжимающими напряжениями, а в восточной на про-

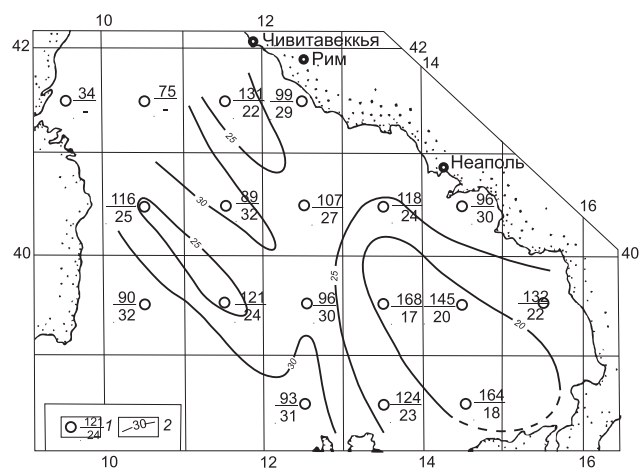


Рис. 3. Схема мощности термической литосферы Тирренского моря. 1 – узловые точки: в числителе – среднее значение теплового потока, мВт/м², в знаменателе – мощность литосферы, км; 2 – изолинии мощности литосферы, км.

тяжении тех же 11 млн. лет – растягивающими. Эта восточная часть Тирренского моря – область высокого теплового потока, больших горизонтальных градиентов температур и подводного базальтового вулканизма (Рис. 2). Максимальные величины плотности кондуктивного теплопотока 515 и 490 мВт/м² измерены в тыловой части Липарской островной дуги при среднем его значении в этой части моря 155 мВт/м² (Della Vedova et al., 1984). Оценки мощности «термической» литосферы показали, что в восточной части Тирренского моря она составляет 17-23 км (Хуторской и др., 1986) (Рис. 3). Такова мощность литосферы по геотермическим данным и в океанических рифтовых зонах (Сорохтин, 1979).

Высокий тепловой поток, базальтовый вулканизм и малая мощность литосферы Тирренского бассейна свидетельствуют о внедрении в нее мантийного материала, который «расклинивал» ранее существовавшие блоки. Эти блоки обладали, по-видимому, пониженной вязкостью из-за повышения температур на их подошве и вследствие этого не оказывали сопротивления внедрению вещества. Таким образом, высокий тепловой поток маркирует области восходящей адвекции мантийного материала. Внедрение относительно плотного мантийного материала в литосферу подтверждается также наличием в восточной части Тирренского моря (массив Вавилова) значительной гравитационной аномалии в редукции Буге (более 200 мГл) (Rehault et al., 1987).

Внутриконтинентальные рифтовые зоны, внешне сходные по морфологии с осевыми рифтами СОХ, но принципиально отличные от них по происхождению, также отличаются выносом тепла, заметно превышающим средний тепловой поток в смежных областях. Анализу теплового поля в этих структурах посвящено много работ. Наиболее полная его характеристика содержится в монографии С.В. Лысак (Лысак, 1988), данные из которой приведены в таблице 1.

Как видно из таблицы 1, самые прогретые – Эфиопская и Афарская зоны Африкано-Аравийского рифтового пояса (ААП), в которых особенно сильно проявился новейший вулканизм. Его средняя продуктивность в Эфиоп-

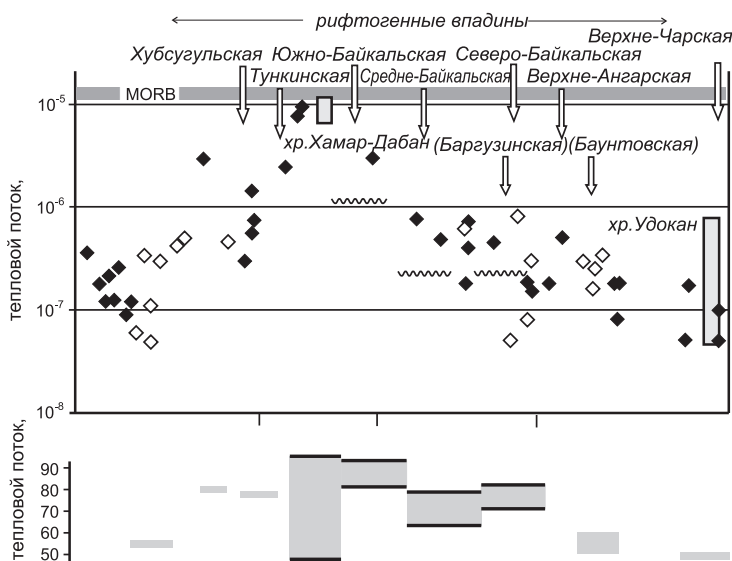


Рис. 4. Распределение величин отношения ³He/⁴He и плотности теплового потока вдоль простирания Байкальской рифтовой зоны. Черными ромбами показаны значения изотопно-гелиевого отношения в газах гидротерм, лежащих вблизи оси рифтовой зоны, открытыми – на прилегающих участках (например, в Баргузинской и Баунтовской впадинах. Данные по породам показаны заштрихованными столбиками соответственно диапазонам значений изотопно-гелиевого отношения, указанным в работе (Друбецкой, Грачев, 1987). Волнистыми линиями показаны уровни значений отношения ³He/⁴He в газах, растворенных в воде оз. Байкал, по данным (Грачев и др., 1982).

ской зоне за плиоцен-четвертичное время оценена приблизительно в 16·10⁻⁶ км³/год (Поляк, 1988). Это уступает современной продуктивности вулканизма в хребте Рейкьянес, в котором она, по данным Л.П. Зоненшайна с коллегами, составляет (40-50)·10⁻⁶ км³/год (Подводные геологические исследования..., 1985, с. 141). Ниже она в изученном отрезке Красноморского сегмента ААП – около 23·10⁻⁶ км³/год (Ibid, с. 111). По-видимому, на близком уровне она и в депрессии Афар, где суммарный объем кайнозойских вулканитов оценен в 345 000 км³ (Mohr, 1968). Южнее, в Кенийском звене того же пояса эта продуктив-

ность несколько меньше – 11,5·10⁻⁶ км³/год (Поляк, 1988), чем в Эфиопии, и тепловой поток тоже ниже. Его среднее значение совпадает здесь с установленным в Байкальской рифтовой зоне, хотя в последней масштабы новейшего вулканизма гораздо меньше. Вдоль простирания ААП плотность кондуктивного теплового потока убывает к его крайним сегментам, становясь ниже 60 мВт/м² в Суэцком и еще ниже (≤50 мВт/м²) в более северном Левантийском сегменте, как и в южных Ньяссском и Танганьикском. Таким же образом изменяется тепловой поток и в Байкальском рифте, опускаясь до минимума в его северо-восточном окончании – Муйско-Чарской зоне (Табл. 1).

В общем, в континентальных рифтах величины теплового потока – как средние в разных сегментах, так и максимальные в конкретных пунктах измерений – ниже,

Рифтовые зоны	Наблюдаемый или предполагаемый (в скобках) тепловой поток				
	средний по всей зоне	средний в основных внутририфтовых структурах			
		на «плечах» рифтовых впадин	в рифтовых впадинах	на внутривпадинных поднятиях	в зонах разломов или вулканизма
Эфиопская и Афарская	(>100)	(<75)	(75-150)	-	(>200)
Ронская (Лиманские грабены)	100±8	84±5	110±27	-	>125-150
Верхнерейнский грабен	83±16	74±8	115±31	124±31	>100-180
Кенийская (рифт Грегори)	74	39-57	84-105	-	>200
Байкальская (оз. Байкал)	74±7	56±8	76±7	69±7	140±18
Хубсугул-Тункинская	69±7	48±9	84-90	-	>100
Североморская	68±4	60±6	79±8	-	>80-100
Суэцкая	<60	42-47	60-80	-	>80-175
Танганьикская	(~50)	(<30-40)	48±20	104	>75-150
Ньясская	(~50)	<20-30	42±16	97±22	>75-120
Левантийская	48±7	33±13	51±7	-	70±9
Муйско-Чарская	45±10	52±10	51±15	-	>60-90
Камерунская	~40	38±2	42±4	-	>60-80

Табл. 1. Тепловой поток в эпиплатформенных континентальных рифтовых зонах и внутририфтовых структурах (Лысак, 1988), мВт/м² (указана точность оценки среднего как ±1.96·Σ/√n, где Σ – дисперсия, n – число измерений).

чем в осевых долинах СОХ. Меньше здесь и дисперсия наблюдаемых значений теплового потока. Зато, в отличие от СОХ, дисперсия характерна для средних значений теплового потока в разных отрезках рифтов. Что особенно важно, эта дисперсия пространственно упорядочена – вдоль простирания этих структур средние значения кондуктивного теплового потока убывают к их периферическим (концевым) сегментам. Это только что отмечалось выше в Африкано-Аравийском поясе и видно в Байкальском рифте, где в Южно-Байкальской впадине средний тепловой поток максимален – 87 ± 6 мВт/м², отмечая «центр рифтогенеза» (Лысак, 1988, с. 182).

В высшей степени примечательно, что такая упорядоченная изменчивость теплового потока совершенно аналогична убыванию мантийного компонента в изотопном составе гелия, выносимого гидротермами как в Байкальской рифтовой зоне (Рис. 4), так и в ААП (Поляк, 2004). Изменчивость изотопного состава гелия в континентальных рифтах – их второе принципиальное отличие от СОХ, на всем протяжении которых отношение ³He/⁴He, одинаковое в донных базальтах и разгружающихся гидротермах, практически постоянно и в среднем равно $(1,15 \pm 0,1) \cdot 10^{-5}$ (Marty & Tolstikhin, 1998), характеризуя таким образом источник базальтов срединно-океанических хребтов (резервуар MORB), т.е. деплетированную мантию. В континентальных рифтах изотопно-гелиевое отношение в газах гидротерм не достигает уровня MORB (кроме участка Афарского плюма, выносящего гелий из недеплетированной мантии), а максимальные его значения маркируют «центры рифтогенеза», подобные Южно-Байкальскому, как в Афарском сегменте ААП, так и в Рейнских грабенах (Griesshaber, 1992).

Распределение величин среднего теплового потока и отношения ³He/⁴He в подземных флюидах резко отличает континентальные рифты от срединно-океанических хребтов, исключая отождествление геодинамических обстановок, породивших эти структуры, несмотря на относительное морфологическое подобие рифтовых впадин и осевых до-

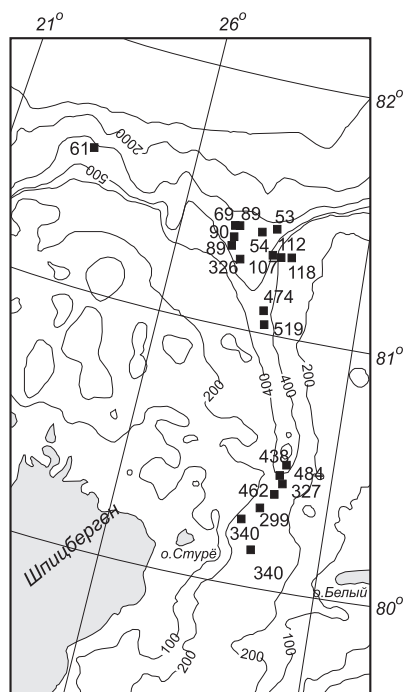


Рис. 5. Тепловой поток в трое Орла (Стурё). Значения теплового потока, мВт/м². Проведены изобаты 100, 200, 400, 500, 1000, 2000 и 3000 м.

лов, исключая отождествление геодинамических обстановок, породивших эти структуры, несмотря на относительное морфологическое подобие рифтовых впадин и осевых до-

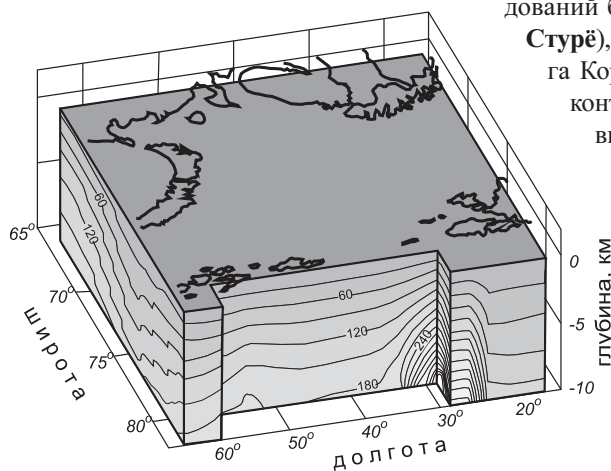


Рис. 6. 3D-геотемпературная модель земной коры Баренцева моря (вид с севера).

лин СОХ. Тем самым получают геофизическую и геохимическую аргументацию представления о различии механизмов «активного рифтинга» (спрединга, вызванного вторжением массопотока в кору из мантии) и «пассивного», происходящего на континентах под влиянием «... напряжений в коре, внешних по отношению к району рифта» (Леонов, 2001, с. 13). В результате последнего процесса в материках возникают впадины типа pull-apart и предпосылки для декомпрессионного плавления под ними вещества мантии и его внедрения в кору.

Постоянство состава гелия вдоль простирания срединно-океанических хребтов говорит об одинаковом источнике разгружающихся мантийных расплавов на всем их протяжении. Напротив, согласованная изменчивость ³He/⁴He и теплового потока в континентальных рифтах говорит о большей или меньшей контаминации таких расплавов богатым ⁴He коровым веществом из-за неодинаковой по простиранию степени раскрытия рифтов или интенсивности в них мантийного диапиризма. Таким образом, геофизическая (геотермическая) и геохимическая (изотопно-гелиевая) эмпирика вместе поддерживают альтернативные модели рифтинга, предложенные в (Леонов, 2001; Пушаровский, 1985; Шенгер, Натальин, 2009; Sengx & Burke, 1978 и др.) и позволяют заключить, что при континентальном рифтогенезе активность мантии – не причина, а следствие деформаций в перекрывающей литосфере. Эти деформации могут усиливаться расклинивающим действием мантийных плюмов из недеплетированной мантии в тех случаях, когда проекция плюмов на поверхность Земли совпадает с зоной рифтогенеза, поскольку на таких участках продуктивность вулканизма (и, вероятно, интрузивного магматизма) намного выше, чем вне их (Поляк, 1988; 2004). Судя по изотопному составу гелия во флюидах Африкано-Аравийского рифтового пояса, именно это имеет место в районе Афар, что и вызвало раскрытие Красного моря.

Периконтинентальные рифтовые зоны. Специфическое тепловое поле формируется и там, где рифтогенез развивается на краю континентальной плиты, в непосредственной близости от зоны ее выклинивания. Примерами такой ситуации являются геодинамическая и геотермическая обстановки на северной окраине Свальбардской плиты.

В этой части Баренцева моря объектом наших исследований был **желоб Орла (или желоб Стурё)**, простирающийся от архипелага Короля Карла на юге до начала континентального склона Котловины Нансена на севере (Рис. 5). Желоб представляет собой выраженную в рельефе дна узкую депрессию меридионального простирания. Высота ее бортов составляет до 400 м, а дно лежит на глубине 470-520 м и еще глубже на континентальном склоне. По простиранию желоб выражен на протяжении почти 200 км при ширине около 50 км.

Тектоническая природа этой структуры была неизвестна, и в литературе о ней есть лишь отрывочные данные. Определяющее значение для решения вопроса о тектонической позиции желоба сыграли проведенные в этом районе геотермические исследования.

В желобе и на его продолжении в пределах континентального склона в 2007 и 2009 гг. было выполнено 28 измерений теплового потока с борта НИС «Академик Николай Страхов», принесших неожиданные результаты: его значения составили от 300 до 520 мВт/м² (Хуторской и др., 2009). Такие значения почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока через дно Баренцева моря и сходны с наблюдаемыми в осевых зонах СОХ.

Аномально высокий тепловой поток наблюдается во всем желобе Орла и в его продолжении на континентальном склоне вплоть до изобаты 1200 м (Рис.5). На больших глубинах отмечается снижение его величины, хотя и на отметках от -1400 м до -1870 м измерены повышенные относительно фонового уровня значения – 89 и 90 мВт/м².

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине 6,5-7,0 км под дном в желобе могут быть встречены субсолидусные температуры (Рис. 6). Это говорит о деструкции континентальной коры на всю ее мощность и внедрении в фундамент (возможно, и в нижние слои осадочного чехла) горячего мантийного (?) вещества. Отсутствие признаков конвективной разгрузки глубинного тепломассопотока на дне обусловлено высокой скоростью накопления осадков, которые препятствуют разгрузке термальных флюидов в придонные воды.

В бассейнах с высокой скоростью седиментации (более 1 см/год) измеряемый тепловой поток всегда ниже его глубинного значения из-за «экранирования» глубинного потока, идущего из недр, накапливающимися относительно холодными отложениями. Поступающее снизу тепло расходуется на прогрев толщи осадков, начиная с ее подошвы. Этим объясняется повсеместное увеличение геотермического градиента с глубиной в молодых осадочных бассейнах с высокой скоростью седиментации. Экранирующее влияние «быстрого осадконакопления» – это нестационарный процесс. При уменьшении скорости седиментации тепловое поле постепенно приходит к стационарному состоянию, время наступления которого зависит от мощности осадков и продолжительности их накопления. В геотермии для расчета эффекта седиментации разработаны многочисленные алгоритмы и программы (Галушкин, 2007; Галушкин, Смирнов, 1987; Гольмшток, 1979; Hutchinson, 1985; McKenzie, 1981), с помощью которых можно рассчитать значение глубинного теплового потока в условиях быстрого осадконакопления, а также время наступления стационарного термического состояния осадочного бассейна.

В желобе Орла (Стурё), где скорость седиментации по данным микропалеонтологического анализа (Радионова Э.П., устное сообщение, 2008) можно считать равной 1 см/год, глубинный тепловой поток окажется примерно на 18-20 % выше наблюдаемого.

Морфология желоба и особенно впервые полученные в нем геотермические данные показывают, что эта структура имеет тектоническую природу. Это, скорее всего, рифт, расщеливший земную кору на всю ее мощность и на-

ходящийся сейчас в активной фазе развития.

Желоб Орла – один из системы трогов, выраженных в рельефе дна на северной окраине шельфа Баренцева моря. Кроме него, это трог Воронина, Святой Анны, Франц-Виктории, а также структуры меньших размеров – проливы: Британский канал в архипелаге Земли Франца Иосифа и Хинлопен в архипелаге Свальбард (Шпицберген). В последние годы все чаще говорят о тектоническом происхождении этих трогов, называя их «грабенами» или «рифтами» (Богданов, 2004; Мусатов, 2004 и др.). Все они ориентированы ортогонально к краю шельфа, «раскрываясь» по направлению к континентальному склону, и субпараллельны подводному хребту Книповича, происхождение которого связано с раскрытием данного сектора Северной Атлантики. Это позволяет предположить геодинамическое единство системы океанических (в хребте Книповича) и периконтинентальных (на окраинах Свальбардской плиты) зон рифтогенеза, что и объясняет близость значений теплового потока в желобе Орла к наблюдающимся в срединно-океанических хребтах и трансформных разломах.

О высокой геотермальной активности некоторых участков Свальбардской плиты в новейшую эпоху свидетельствует неоген-четвертичный вулканизм в архипелаге Шпицберген, описанный в (Евдокимов, 2000). Самые древние его продукты – небольшие поля неогеновых базальтов по обоим берегам залива Вудфьорд. Вдоль западного его берега меридиональной цепочкой расположены три позднеплиоцен-четвертичных аппарата центрального типа, продуцировавшие пирокластику и лавы субщелочных оливиновых базальтов. Продукты самого южного имеют К/Аг-возраст 2.7 ± 1 млн. лет, среднего – $2,1 \pm 1$ млн. лет, а самый северный (Сверрефельлет), по косвенным признакам, был активен в позднем плейстоцене-голоцене.

Рядом с последним известны две группы источников Иютун и Тролль с температурой ≤ 26 °С, изливающих $\text{Cl} + \text{HCO}_3 / \text{Na} + \text{K}$ воду с минерализацией 1.2-2.3 г/л. В спонтанно выделяющихся газах преобладает азот (77-96 % об.) (Евдокимов, 2000). В сопутствующем гелии (до 2.1%) И.Л. Каменским (ГИ КНЦ РАН) и Э.М. Прасоловым (ВНИГРИ–СПбГУ) была обнаружена примесь мантийного компонента, так как $^3\text{He}/^4\text{He} = (39-64) \cdot 10^{-8}$. По изотопному составу гелия эти газы аналогичны газам источников Колючинско-Мечигменского рифта на востоке Чукотки (Поляк и др., 2010), что позволяет говорить об определенном сходстве геодинамических обстановок в этих удаленных друг от друга участках Российской Арктики.

Показательны приуроченность проявлений вулканической и гидротермальной активности к разломным зонам меридионального простирания и возрастание щелочности вулканитов в северном направлении при омоложении в том же направлении возраста вулканизма, что расценивается как следствие более общего процесса раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна и Северного Ледовитого Океана (Евдокимов, 2000). Заметим, что севернее Шпицбергена, на плато Ермак измерены повышенные значения теплового потока (110-125 мВт/м²), это и есть признаки подводных вулканов. Аналогично с наблюдениями в желобе Орла можно считать признаком сходных тенденций развития этих структур.

Палеозойские складчатые пояса

Вне зон современного рифтогенеза характер геотермического поля совершенно иной: гораздо ниже значения глубинных температур и плотности кондуктивного теплопотока, резко падает интенсивность выноса тепла магматической и гидротермальной деятельностью и, соответственно, величина общих теплопотерь. Тысячи измерений теплового потока, сделанные к настоящему времени в складчатых поясах суши, позволяют охарактеризовать геотермический режим практически любых структурно-формационных и возрастных зон континентальной коры. В данном разделе мы остановимся на анализе теплового поля в зонах палеозойской складчатости на примере Центрально-Азиатского пояса, в котором сделано довольно много измерений теплового потока, позволяющих составить полную и представительную картину геотермического поля.

При анализе поля необходимо, как это не раз отмечалось, пользоваться вероятностно-статистическими методами, так как каждое измерение теплового потока в отдельном пункте – это случайная величина, на которую влияет много факторов. Одну их группу составляют так называемые «искажающие» факторы, деформирующие глубинный кондуктивный теплопоток в интервале измерений и, как правило, ниже. Это рельеф дневной поверхности, климатические вариации ее температуры, контрастная теплопроводность геологических тел, циркуляция подземных флюидов и, наконец, тектонические движения. К другой же группе относятся «определяющие» факторы, формирующие тепловой поток из недр: многоактность глубинного магматизма в данном геоблоке и радиогенная теплогенерация. Поэтому количество и качество измерений являются предпосылками правильной и объективной интерпретации данных.

Обширный Центрально-Азиатский складчатый пояс протягивается от Пай-Хоя на севере до Тянь-Шаня на юге и от Мугоджар на западе до Хингана на востоке. Главной особенностью его строения является наличие складчатых зон «линейного» и «мозаичного» типов. Впервые выделив такие зоны, А.В. Пейве с соавторами (Пейве и др., 1972) отметили не только их геометрическое различие, но и целый ряд характерных геолого-геофизических признаков, например, различные типы складчатости: голоморфная – в линейных, и идиоморфная – в мозаичных зонах; особенности метаморфизма: высокобарические низкотемпературные фации в первых зонах и высокотемпературные – во вторых, разную металлогеническую специфику: преобладание халько- и сидерофильных элементов в линейных, а лито- и халькофильных – в мозаичных зонах; различие формы гравитационных аномалий, соответствующих геометрии складчатых зон. Главное же отличие зон авторы видели в различии геодинамических механизмов становления континентальной коры. В линейных зонах преобладает аллохтонный механизм трансформации коры, выраженный мощными структурно-вещественными перестройками с образованием субдукционных и коллизионных зон – аналогов современных островодужных систем. В мозаичных зонах преобладает автохтонный механизм трансформации коры, при котором также образуются шарьяжно-надвиговые структуры, но они обладают меньшей мощностью, не выдержаны по простиранию и, как правило, разновозрастны в отличие от линейных зон,

где такого рода шарьяжи прослеживаются на большие расстояния и являются разновозрастными (Романов, 1985). Автохтонный механизм трансформации обусловлен, в первую очередь, вещественной перестройкой коры за счет дифференциации мантийного материала при вертикальном тепломассопереносе.

Сосуществование во времени и пространстве двух этих разных механизмов преобразования земной коры само по себе объективно свидетельствует о природном компромиссе мобилистской и фиксистой концепций. Их ортодоксальное противопоставление как взаимоисключающих догм не имеет смысла, поскольку в тектонической истории каждого геоблока автохтонный и аллохтонный механизмы трансформации коры сочетались в той или иной степени.

Центрально-Азиатский пояс включает тектонотипы линейных и мозаичных зон. Это, соответственно, Уральский складчатый пояс (включая Мугоджары) и Центрально-Казахстанская складчатая область. Основной особенностью геотермического поля Центрально-Азиатского пояса является принципиальное различие распределения теплового потока в этих зонах. Сравним особенности их тектонической истории и геотермического режима.

В Уральском линейном складчатом поясе в раннем палеозое кора имела океанический облик. Считалось (Пейве и др., 1972; 1976; Тектоника..., 1980; Тектоническая расчлененность..., 1986 и др.), что во всех ее зонах гранитно-метаморфический слой – индикатор становления континентальной коры в результате тектонического сжатия горных масс интенсивными горизонтальными перемещениями – возник в геологическом масштабе времени почти синхронно. Например, в Магнитогорском, Тагильском и Западно-Мугоджарском синклиниях, как полагают (Перфильев, 1979), его образование началось в эйфельский век среднего девона, а закончилось в основном в среднем карбоне, после чего Уральский пояс надолго превратился в сводовое поднятие.

Главная геотермическая особенность Уральского пояса – аномально низкие значения плотности теплового потока (20–35 мВт/м²), которые существенно меньше среднепланетарных значений для структур с тем же тектоническим возрастом (48–55 мВт/м²). Обнаружение аномально низких тепловых потоков в линейных палеозойских складчатых зонах является, по-видимому, планетарной закономерностью, учитывая низкий практически такой же, как на Урале, тепловой поток в Аппалачах (Roy et al., 1968), в Салаире (Дучков и др., 1978), в Южно-Монгольском складчатом поясе (Хуторской, 1996). Понижение теплового потока в линейных складчатых поясах связано с отмеченной выше специфической геодинамической обстановкой формирования и эволюции земной коры в таких зонах, обусловившей широкое развитие в них разномасштабных шарьяжно-надвиговых структур.

Количественные модели эволюции теплового поля в аллохтонных пластинах («модели надвигов») были впервые рассмотрены в (Хуторской, 1985). Ситуация, когда геотермический градиент отрицателен, естественно, является нестационарной, т.к. недра Земли нагреты сильнее, чем поверхность. Эта ситуация возникает в земной коре при развитии надвигов. Такая теплофизическая структура будет постепенно релаксироваться, пока не достигнет квази-

стационарного термического состояния. Расчеты с помощью численных методов показали, что нарушенный тектоническими перемещениями квазистационарный тепловой режим в перекрывающей и подстилающей пластинах восстанавливается очень медленно. При мощности аллохтонной пластины $h = 1$ км тепловой поток с точностью 5% приходит к стационарному режиму через 5 млн. лет. Если же в образовании надвигов участвует вся литосфера (как это могло бы быть при трансформации океанической коры в континентальную), то время релаксации растягивается на сотни млн. лет. Продемонстрируем это на примере модели, изображенной на рис. 7.

В теплофизическом отношении модель представляет собой чередование слоев, в каждом из которых заданы значения коэффициентов теплопроводности и радиогенной теплогенерации. Эти значения выбраны по средне-статистическим данным, характеризующим теплофизический разрез коры переходного и континентального типов. Начало решения ($\tau = 0$) приурочено к моменту возникновения слоисто-надвиговой структуры. Предполагается, что в процессе ее образования участвовала вся палеоокеаническая литосфера мощностью 60 км.

В начальный момент ($\tau = 0$) на этой глубине температурный градиент отрицателен из-за «быстрого» надвигания литосферной пластины с температурой 1200 °С на ее подошву на другую литопластину с температурой 0 °С на ее кровле (Рис. 7). В модели принято, что толщина слоя, где реализуется отрицательный температурный градиент, составляет 10 км.

На подошве нижней пластины тепловой поток считается постоянным. В данном случае на глубине 130 (60+60+10) км он принят равным 20 мВт/м², соответствующая

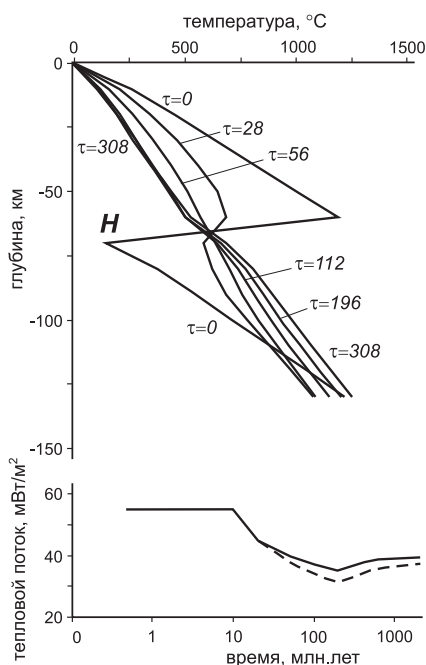


Рис. 7. Изменение геотермического поля в условиях надвига при граничных условиях II рода на нижней границе. Вверху – изменение температуры после образования надвига во времени τ ; внизу – изменение теплового потока во времени с учетом (сплошная линия) и без учета (пунктирная линия) выделения тепла фазовых переходов.

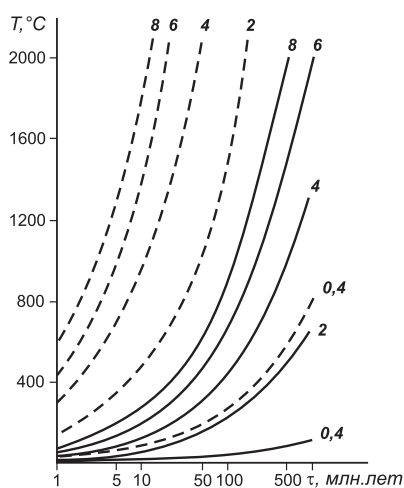


Рис. 8. Номограмма величины фрикционного разогрева при мощности аллохтонной пластины 15 км (сплошные линии) и 70 км (пунктирные линии). Цифры у кривых – скорость надвигания (см/год).

величине мантийного потока в современных конвергентных зонах Западной Пацифики. На кровле нижней пластины (точка «Н») задавалась температура не 0 °С, а 150 °С за счет выделения фрикционного тепла, влияние которого подробнее будет рассмотрено ниже.

С течением времени подошва верхнего блока остывает, а кровля нижнего блока разогревается. Примерно через 25 млн. лет после образования такого надвига отрицательный градиент температуры на плоскости сместителя исчезнет, еще через 75 млн. лет на этой плоскости установится квазистационарная температура, а через 325 млн. лет после образования надвига квазистационарное распределение температур установится во всей литосфере. Тепловой поток через поверхность Земли с течением времени уменьшается примерно в два раза. До минимума он опускается через 225-275 млн. лет после надвига, а через 325 млн. лет становится, как и геотемпературное поле, квазистационарным, но примерно в два раза ниже, чем в «доперестроечный период».

При задании граничных условий второго рода на нижней границе области моделирования «идеальное» стационарное состояние не достигается даже за бесконечно большое время, хотя приращение температуры на каждом последующем временном шаге экспоненциально убывает. В реальных условиях это не имеет значения, т.к. за 1 млрд. лет после начала процесса релаксации температурной аномалии изменится тепловой поток из мантии из-за истощения радиоактивных элементов. Но даже при неизменном теплотоке из мантии в течение 2 млрд. лет фракционное плавление произошло бы лишь в нижних 35-40 км литосферы.

Таким образом, для моделей надвигов характерно образование минимумов теплового потока, и затем выход на асимптоту, свидетельствующий о начале квазистационарного состояния. Эти два момента являются отличительной особенностью тепловой модели надвигов. Время их наступления зависит от суммарной мощности аллохтонной пластины. Чем больше мощность пластины, тем больше временные интервалы до наступления стационарного состояния, а также между минимумом и вы-

ходом на стационарный режим. Так, если мощность надвигающей пластины равна 10 км, то этот интервал составляет 15 млн. лет, а для надвига мощностью 50 км – приблизительно, 100 млн. лет. Заметим, что в моделях надвигов одновременно объясняется и факт увеличения геотермического градиента с глубиной из-за приближения к автохтонному блоку, который эмпирически установлен, например, в скважине СГ-4 в Тагильском синклинии (Щапов и др., 1997).

Выше, рассматривая тепловой режим трансформных разломов, мы уже затронули проблему выделения при сдвиговых деформациях тепла тектонического трения. Уместно еще раз обратить внимание на этот эффект в связи с трением между аллохтонным и автохтонным блоками при образовании шарьяжно-надвиговых структур. Тепловая энергия Q , выделяющаяся при трении на поверхности скольжения, зависит от мощности плиты, т.е.

нормального давления (p) на поверхности скольжения, скорости надвигания (v) и вязкости (h), которая, в свою очередь, зависит от температуры (Гогель, 1978): $Q = F(p, v, h = f(T))$. Вопрос о роли фрикционного тепла неоднократно обсуждался при разработке моделей субдукции в зонах перехода от океана к континенту (напр., Ушаков, Галушкин, 1979; Turcotte & Schubert, 1973). В этих работах показано, что тепло трения играет демпфирующую роль при погружении холодной плиты в более горячую мантию. Однако при субгоризонтальном движении пластин, принятом в наших моделях, тепло трения будет вызывать дополнительный разогрев поверхности скольжения, а при продолжительном движении пластин наступает момент, когда такой разогрев проявится в увеличении восходящего с этой поверхности кондуктивного теплового потока.

Как видно из рисунка 8, для 15-километрового блока даже за неправдоподобно большое время движения плавление мантийных пород за счет фрикционного тепла может произойти только при скоростях свыше 4 см/год. Для 70-километрового блока плавление при скорости надвигания 2 см/год возможно уже через 50 млн. лет. Однако доказательств существования непрерывного движения плит за такое продолжительное время пока нет. Напротив, исследования по проекту глубоководного бурения показывают, что эти движения носят прерывистый, импульсный характер, происходят с переменными скоростями и чередуются с состояниями относительного покоя (Пейве, Савельев, 1982; Van Andel et al., 1977 и др.). В этом случае величина разогрева за счет тектонического трения будет существенно меньше. Приведенное решение представляет собой экстремальный случай, хотя оно полезно для максимальной оценки возможного фрикционного разогрева. Таким образом, можно констатировать, что эффект тектонического трения в тепловой эволюции литосферы играет подчиненную роль и не может быть причиной значительных структурных перестроек.

Главной же геотермической особенностью линейных складчатых поясов является отмеченное выше возникновение долгоживущих минимумов теплового потока.

Кроме эффекта шарьирования литосферных пластин, рассматривались и другие возможные причины этих минимумов: пониженное содержание в коре источников радиогенного тепла, нисходящая фильтрация подземных вод, влияние палеоклимата. Оказалось, однако (Kukkonen, 1997), что ни одна из этих причин не способна количественно объяснить наблюдаемый феномен, который, как показал проведенный анализ, имеет тектоническую природу.

Центрально-Казахстанская складчатая область по механизму трансформации земной коры и характеру теплового поля контрастно отлична от Уральского линейного пояса. Считается, что в таких «мозаичных» (изометричных) складчатых областях процесс преобразования океанической коры в континентальную растягивается на более долгое время и характеризуется постепенным наращиванием гранитно-метаморфического слоя от периферии к центру пояса. В них, по мнению А.В. Пейве и его последователей (Моссаковский, 1975; Пейве и др., 1976; Перфильев, 1979 и др.), как и в других подобных мозаичных складчатых областях преобладал автохтонный механизм трансформации коры – ее вещественная перестройка происхо-

дила за счет дифференциации поднимающегося мантийного материала при постепенном наращивании гранитно-метаморфического слоя от периферии к центру области и длилась дольше, с начала рифея до конца палеозоя. Так, в Кокчетавском антиклинории поля гранито-гнейсовых куполов возникли еще 1,6 млрд. лет назад (Антонюк и др., 1977). Южнее, в Селетинском синклинории элементы гранитно-метаморфического слоя («комплексы-показатели» его становления (Тектоника..., 1980)) сформировались, как считается, в середине кембрия-конце ордовика. Ближе к центру области, в Тектурмасском антиклинории, эти элементы моложе, отвечая ордовика-силуру. Еще южнее, в Жаман-Сарысуйском антиклинории и Успенской тектонической зоне их представляет еще более молодой комплекс франских вулканитов. Наконец, в центре области – в Токрауской впадине Северного Прибалхашья этими элементами являются отложения нижней молассы визейско-башкирского возраста с вулканитами каркаралинской и калмакэмэльской свит и гранитоидами балхашского и топарского комплексов, а самыми молодыми – ультракислые граниты пермо-триасового акчатауского комплекса (Антонюк и др., 1977).

Омоложение элементов гранитно-метаморфического слоя к центру зоны коррелирует с ростом фонового (глубинного) теплового потока. Так, в Кокчетавском антиклинории его плотность, мВт/м², составляет 35 ($\sigma = 8$), в Селетинском синклинории – 39 ($\sigma = 4$), на востоке Успенской зоны, вблизи сочленения с каледонидами Чингизского антиклинория, – 40-44, на границе Жаман-Сарысуйского антиклинория и Токрауской впадины – 67-69, а в центральной части Токрауской впадины (на месторождении Акчатау) – 70 ($\sigma = 5$) мВт/м². При удалении от Токрауской впадины на запад, в сторону Западно-Балхашского синклинория и Джекказганской впадины на каледонском основании, тепловой поток несколько уменьшается (до 55 мВт/м²) (Хуторской, 1996). Такое распределение теплового потока в Центрально-Казахстанской складчатой области представляет собой региональный пример универсальной зависимости плотности фонового (глубинного) кондуктивного теплового потока от возраста тектономагматической активности в континентальной коре (Поляк, Смирнов, 1968), получившей у англоязычных геотермиков название «heat flow-age dependence».

Наблюдаемое в мозаичных складчатых зонах закономерное изменение теплового потока в зависимости от возраста тектоно-магматической активности, продуцировавшей в коре вулканоплутонические породные ассоциации, можно объяснить остыванием внедрившегося в материковую литосферу мантийного диапира (астенолита). Приведем модельный расчет тепловой эволюции литосферы из-за внедрения в нее разогретого вещества с большей глубины.

Предположим, что в начальный момент времени $\tau = 0$ кровля астенолита остановилась на глубине ~ 20 км, что соответствует положению верхней границы астеносферы в современных зонах ареального спрединга, а ниже температура нарастает с адиабатическим градиентом. Рассмотрим изменение температуры и теплового потока в течение следующего миллиарда лет. Результаты расчетов приведены на рис. 9. Задача решалась с краевым условием 2-го рода (постоянным тепловым потоком на нижней

границе) на глубине 350 км, которое в данной модели физически более правдоподобно, чем условие постоянства температуры. Допущение об инвариантности теплового потока из мантии на этой глубине в течение $\sim 10^9$ лет тоже относительно, так как за это время должно происходить уменьшение потока из-за соответствующего истощения его источников.

Моделирование показало, что с течением времени в верхней части литосферы (на глубинах до ~ 200 км) происходит кристаллизация вещества с уменьшением температуры и геотермического градиента. Глубже, наоборот, температуры растут из-за малой скорости кондуктивной теплопередачи. Так, через 50 млн. лет температура на глубине 350 км повышается на 200 °С, а через 100 млн. лет – на 250 °С. Со временем темп приращения температуры уменьшается. При этом на промежуточных глубинах продолжает существовать сокращающаяся по мощности зона с адиабатическим градиентом температуры. В момент времени $\tau = 10$ млн. лет эта зона располагается в интервале глубин 80-240 км, для $\tau = 50$ млн. лет – 160-220 км, для $\tau = 80$ млн. лет – 180-210 км. Эти зоны адекватны, по-видимому, астенолинзам или астенопластинам в терминологии (Пейве и др., 1976), расположенным внутри более вязкой литосферы. Через 50 млн. лет после начала процесса геотермограмма пересечет кривую солидуса мантийного вещества на глубине ~ 360 км. С этого времени происходит фракционное плавление при более высокой температуре, соответствующей термодинамической обстановке на данной глубине, куда перемещается верхняя граница астеносферы. Затем граница фракционного плавления будет смещаться вверх. В результате фазового перехода будет поглощаться тепловая энергия и соответственно уменьшаться тепловой поток. Однако заметим, что эквивалентная плотность теплового потока фазового перехода примерно на порядок ниже глубинного теплового потока (Грин, Рингвуд, 1969).

Через 10^9 лет в распределении температуры наступает квазистационарное состояние, при котором глубина фракционного плавления составляет 250-260 км. Этой же величиной оценивается мощность литосферы в Центральном Казахстане по магнитотеллурическим данным (Альмуханбетов и др., 1977).

Изменение теплового потока с поверхности Земли («нейтрального слоя») в данной модели можно сравнить с изменением теплового потока в континентальной коре в зависимости от возраста последней стадии тектоно-магматической активизации (кривая 2 на рис. 9Б). Сходство кривых объясняется тем, что при выявлении общей зависимости использовались, в основном, данные по мозаичным структурам с возрастом более 50 млн. лет, а измерения теплового потока в линейных поясах, искаженного в этих структурах развитием надвигов, тогда были немногочисленны.

Таким образом, модель остывания и кристаллизации астеносферы удовлетворяет наблюдаемому распределению геотермического поля в мозаичных складчатых зонах. Это позволяет предложить физическое объяснение наблюдаемой зависимости: тепловой поток – возраст магматической активности. Отклонения же от этой зависимости связаны с рассмотренными выше нестационарными возмущениями геотермического поля тектоничес-

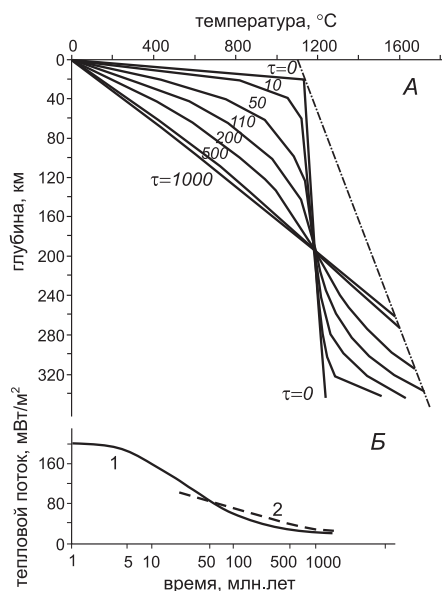


Рис. 9. Эволюция геотермического поля в условиях остывания и кристаллизации вещества при граничных условиях II рода на нижней границе А – изменение температуры литосферы; Б – изменение теплового потока на поверхности в данной модели (1) и в эмпирической зависимости (2) (Поляк, Смирнов, 1968)). Штрих-пунктирной линией показана геотерма солидуса «сухого» базальта.

кими движениями или с влиянием другого фактора, «определяющего» тепловой поток – радиогенной теплогенерации в горных породах. Поэтому уместно оценить выделение радиогенного тепла в коре изученных регионов и долю его в тепловом потоке, наблюдаемом у поверхности Земли.

Как известно, радиогенное тепло выделяется при распаде радиоактивных ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K . Этот эффект выше в породах кислого состава, так что в толеитовых базальтах и ультрабазитах он в 12-15 раз ниже, чем в гранитоидах. Если среднюю поверхностную теплогенерацию 2 мВт/м³ приписать верхним 30-40 км разреза континентов, то этот процесс обеспечил бы все кондуктивные теплотери, наблюдаемые в материковом блоке. Но тепловой поток из мантии – второй компонент измеряемого у поверхности теплового потока – под континентами не может быть нулевым и тем более отрицательным. Нет и универсальной корреляции между плотностью теплового потока и мощностью коры. Эти ограничения побудили разработать термические модели литосферы, в которых теплогенерация уменьшается с глубиной (Birch et al., 1968; Roy et al., 1968).

Оба компонента теплового потока разделяют на основании линейной связи между его величиной в разбуренном интервале глубин и теплогенерацией (Birch et al., 1968):

$$q_{\text{пов}} = q_{\text{ман}} + D \cdot A_{\text{пов}},$$

где $q_{\text{пов}}$ и $q_{\text{ман}}$, соответственно, теплоток, измеренный у поверхности, и мантийный, поступающий к подошве слоя теплогенерации (практически к подошве коры, т.е. с поверхности мантии), $A_{\text{пов}}$ – поверхностная теплогенерация, D – коэффициент линейной регрессии, численно равный глубине слоя активной теплогенерации.

Теплогенерации, уменьшающейся с глубиной, могут соответствовать, как минимум, три модели распределения радиоактивных элементов.

В ступенчатой модели от поверхности до глубины D теплогенерация остается постоянной, а ниже уменьшается скачками до величин, адекватных геохимическим и геофизическим свойствам соответствующих слоев.

В линейной модели (Lachenbruch, 1968) теплогенерация уменьшается с глубиной по закону:

$$A_z = A_{\text{пов}} \cdot [1 - (z/2D)];$$

0 < z < 2D, где z – глубина.

В экспоненциальной модели (Roy et al., 1968) уменьшение теплогенерации описывается зависимостью:

$$A_z = A_{\text{пов}} \cdot \exp(-z/D).$$

Распределение теплогенерирующих элементов в разрезе коры контролируется разноглубинными процессами, включающими первичную дифференциацию коры, и циркуляцию флюидов, сопровождающую магматизм и метаморфизм. Если учесть различие глубинного параметра D для U, Th и K, то формула линейной регрессии примет следующий вид:

$$q_{\text{пов}} = q_{\text{ман}} + D_U A_{\text{пов}U} + D_{\text{Th}} A_{\text{пов}Th} + D_K A_{\text{пов}K}.$$

Величины параметра D в слое от поверхности до глубины H определяются значениями концентраций элементов:

$$D_i = \int_0^H C_i(z) / C_i(0) dz,$$

где $C_i(z)$ и $C_i(0)$, соответственно, концентрации элемента i на глубине z и на поверхности.

С использованием этих подходов был проведен анализ теплового потока в структурах Центрально-Азиатского пояса, в ходе которого для Южного Урала и Казахстана применялась «ступенчатая» модель, а для Монголии, где структура земной коры недостаточно ясна – «экспоненциальная».

Интегральная радиогенная теплогенерация в слое плотностью ρ (г/см³) согласно (Roy et al., 1968) оценивается по формуле

$$A_{\text{пов}} (\text{мкВт/м}^3) = 0,132 \cdot \rho (0,718U + 0,193\text{Th} + 0,262 K),$$

где U, Th – концентрации урана и тория, г/т, K – то же, вес. %; ρ – плотность, г/см³. По литературным данным для Южного Урала и Центрального Казахстана (Хуторской, 1996), были приняты следующие величины A (мкВт/м³):

Гранитно-метаморфический слой –	1,55
верхняя часть –	2,31
нижняя часть –	1,26
Базальтовый слой –	0,46
верхняя часть –	0,67
нижняя часть –	0,25
Верхняя мантия –	0,008

Основываясь на найденных величинах $A_{\text{пов}}$, D, термометрии скважин и структуре коры по данным (Борисов, 1967), были выяснены латеральные вариации измеренного у поверхности ($q_{\text{пов}}$), радиогенного ($q_{\text{рад}}$, или корового) и мантийного ($q_{\text{ман}}$) теплового потока. Последний, часто называемый редуцированным, рассчитывался как разность: $q_{\text{ман}} = q_{\text{пов}} - D \cdot A_{\text{пов}}$. Эти вариации отражены на рис. 10. Показанные на нем профили построены по данным детального исследования ряда месторождений, на каждом из которых тепловой поток был измерен в нескольких скважинах и определена по образцам керна его радиогенная (коровая) составляющая. В пределах Центрально-Казахстанской складчатой области (от Тобола до Балхаша, рис. 10) она не зависит от возраста тектонических структур, с которым коррелируют как поверхностный тепловой поток, так и мантийный. Последний в Центральном Казахстане увеличивается по мере омоложения земной коры от 15 мВт/м² для позднерифейского возраста до 32 мВт/м² для среднекарбонного, а поверхностный в тех же структурах – от 35 до 60 мВт/м². Таким образом, коровая (радиогенная) компонента теплового потока составляет для большинства объектов от 40 до 50% его наблюдаемой величины. Лишь для района Токрауской впадины (участок Акчатау) радиогенный тепловой поток (45 мВт/м²) составляет 60% от фоновой величины (74 мВт/м²), что объясняется большой концентрацией в гранитном плутоне Акчатау литофильных элементов (Боголепов и др., 1975), с которыми в верхнюю часть коры выносятся U и Th (Jaupart et al., 1981).

В линейном поясе Южного Урала (район р. Таналык, Рис. 10) мантийная компонента теплового потока самая низкая – 8 мВт/м² (Сальников, 1984), что составляет 25% от фонового теплового потока. Таким образом, аномально низкий тепловой поток в линейном складчатом поясе Урала обусловлен понижением и коровой, и мантийной компонент теплового потока.

Осадочные бассейны

В отличие от разновозрастных складчатых поясов, которые слагают кратонизированную часть разреза земной коры, осадочные бассейны образуют ее чехол. При общем сходстве этих зон аккумуляции сравнительно рыхлых отложений, осадочные бассейны более или менее различаются по морфологии и размерам – от относительно узких орогенных и тафрогенных прогибов до обширных платформенных впадин, созданных эпейрогеническими движениями, – по возрасту базальных горизонтов, т.е. длительности формирования, и, что важнее всего, по геодинамическим особенностям их возникновения и развития, отразившихся в их подразделении на «бассейны нагрузки» и «бас-

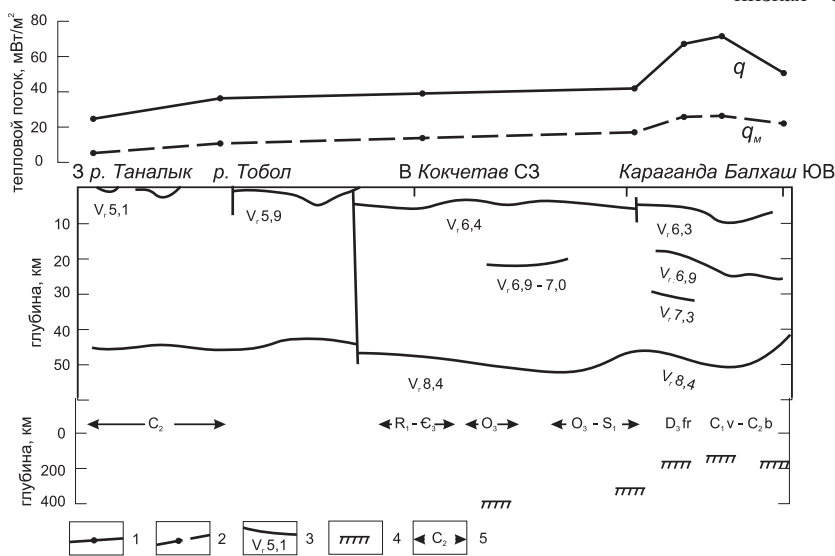


Рис. 10. Геотермический профиль Южный Урал – Балхаш: 1, 2 – тепловой поток (1 – через поверхность Земли; 2 – через поверхность Мохо); 3 – сейсмические границы и граничные скорости (км/с) по данным ГСЗ; 4 – верхняя граница астеносферы, рассчитанная по геотермическим данным; 5 – время становления гранитно-метаморфического слоя (по (Моссаковский, 1975)).

сейны растяжения» (Oxburgh et al., 1986 и др.). Это отражается и в их определенной геотермической специфике.

В последние 20-30 лет геолого-геофизическое изучение осадочных бассейнов находится в центре внимания геологов (Осадочные бассейны..., 2004). Это вызвано не только важностью этих исследований для решения общих проблем формирования и эволюции земной коры, но и их практической значимостью для прогнозирования и поиска месторождений полезных ископаемых, особенно углеводородов. В изучение осадочных бассейнов вовлечены тектонисты, литологи, стратиграфы, геофизики, гидрогеологи, математики. Комплексирование этих разносторонних исследований дало многочисленные результаты: сформировался аппарат бассейнового анализа с моделированием процессов седиментации в пространстве и времени, разработаны методы сейсмической стратиграфии, сделаны термодинамические оценки процессов диа-, мета- и катагенеза, изучался флюидный и термический режимы осадочных бассейнов. Модельные расчеты и графические построения велись не только в одном или двух измерениях, но и в трехмерном пространстве, а в сочетании с реконструкциями темпов прогибания и седиментации – в четырехмерном.

Изучение термического режима осадочных бассейнов за эти годы также ознаменовалось большим прогрессом как в разработке технико-методических приемов получения и обработки данных, так и в накоплении конкретного материала о термодинамических условиях в осадочных бассейнах различного типа (Галушкин, 2007; Галушкин, Смирнов, 1987; Левашкевич, 2005; Хуторской и др., 2004; 2008; 2003; 2010).

Использование трехмерного геотермического моделирования, или метода термической томографии (Хуторской и др., 2003) продемонстрировало возможность обнаружения аномалий температуры и теплового потока, которые не проявляются при анализе одно- или двухмерного распределения этих параметров.

Особенно ярко большая информативность 3D-геотермических моделей по сравнению с 1D- и 2D-моделями заметна в изометричных структурах, которыми во многих случаях являются впадины осадочных бассейнов.

Практическое значение метода термической томографии заключается в нахождении температурных границ, контролирующих процессы генерации или трансформации

вещества. Например, для прогнозирования нефтегазоносности этим методом оценивается глубина температурного интервала катагенеза органического вещества. С помощью той же методики можно найти глубину температурных границ, контролирующих гидротермальное рудообразование и термические условия фаций регионального метаморфизма, глубину изотермы Кюри и т.п. Таким образом, термотомография представляет собой новый инструмент для визуализации фактических геотермических данных и более достоверной их интерпретации.

Методика построения термотомографических моделей изложена в (Хуторской и др., 2003; 2009; 2010). В этих работах показана связь температурных аномалий с нефтегазоносностью недр в Печорском бассейне Баренцева моря, в Южно-Карской впадине, в южной части Моря Лаптевых, в ряде районов Прикаспия, в Припятской и Северо-Германской впадинах. Было предложено понятие «термический купол» как визуальное проявление этой связи, т.к. локализация месторождений углеводородов приурочена к зонам подъема изотерм. При двухмерном термическом моделировании термические купола не выделяются, т.к. такое моделирование не позволяет «заглянуть за линию профиля». Таким образом, 3D-геотермические модели дали дополнительный признак для поисков углеводородов в осадочных бассейнах как на суше, так и в акваториях.

Физический смысл природы «термических куполов» – связи температурных максимумов и нефтегазоносных площадей заключается в том, что такие купола отражают сосуществование двух факторов: контраст теплопроводности слоев осадочного чехла и отклонение их залегания от плоскопараллельного, т.е. наличие структурно-теплофизических неоднородностей. Поэтому латеральное распределение температур в таких случаях фактически отражает локализацию структур-ловушек.

В данной работе мы рассмотрим только три примера термотомографического моделирования для осадочных «бассейнов нагрузки» (Западно-Арктический шельфовый бассейн и Прикаспийский бассейн, совпадающий с Прикаспийской впадиной) и «бассейнов растяжения» (Паннонская впадина). Геологические особенности строения и эволюции этих бассейнов подробно описаны в монографии (Осадочные бассейны..., 2004), поэтому мы остановимся только на характеристике геотермического поля

этих структур.

В Западно-Арктическом регионе наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря, прилегающих к Канину п-ову, о-ву Колгуев и арх. Новая Земля, а также в Южно-Карской впадине. Это, естественно, вызывает появление положительных температурных аномалий на глубинных срезах. Амплитуда аномалий температуры относительно фоновых значений меняется от +20 °С на глубине 3 км (при фоновых температурах 90-100 °С) до +40°С на глубине 5 км (при фоновых температурах 125-140 °С). Однако эти аномалии связаны не с вариациями теплового потока, значения которого отражены в табл. 2, а

Скважина (участок, номер)	Координаты		Интервал измерений, м	Геотер- мический градиент, мК/м	Теплопро- водность, Вт/(м·К)	Плотность теплового потока, мВт/м ²
	с.ш.	в.д.				
Штокмановская, 1	73,0	44,0	2000-2150 2722-3070	30.0 24.4	2.43 2.84	71
Арктическая, 1	71,7	43,6	2500-2570 2640-2670 2845-2925	31.4 31.4 31.3	2.43 2.42 2.45	77
Адмиралтейская, 1	75,65	53,15	1050-2610	38.4	2.4	92
Крестовая, 1	74,5	50,46	1600-3000	29.1	2.4	70
Сев.-Кильдинская, 82	71,58	37,1	2973-3098	35.2	2.39	84
Лудловская, 1	74,86	46,78	1305-1710	39.7	1.8	71
Мурманская, 26	69,9	41,7	2030-2530	30.8	2.2	68
Куренцовская, 1	70,45	47,2	210-380	36.4	1.6	58
Приразломная, 1	69,316	54,751	2429-2802	24.7	2.45	60

Табл. 2. Плотность теплового потока в глубоких скважинах юго-восточной части Баренцева моря (Левашкевич, 2005).

с относительно пониженной теплопроводностью разреза, т.к. в сторону континента увеличивается мощность низко-теплопроводных осадочных пород и сравнительно низко-теплопроводного гранитно-метаморфического слоя. Рефракция глубинного теплового потока выражается в 3D-распределении температур подъемом изотермических поверхностей в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря (Рис. 11), в том числе и тех, которые контролируют интервал катагенеза органического вещества. С этим, по-видимому, связана приуроченность найденных нефтегазовых месторождений к этому «температурному куполу», что хорошо видно на рис. 11.

Точность расчетов при построении термотомографических 3D-моделей оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей, показал, что она составляет ± 150 м, что при средней глубине расчета температур 30 км дает относительную погрешность 0,5%.

В Прикаспийской впадине основой для построения трехмерной картины геотермического поля явились данные термометрии скважин с равновесным (восстановившимся после процесса бурения) распределением глубинных температур, результаты измерения теплопроводности основных литологических групп терригенных и хемогенных пород, вскрытых бурением, а также структура коры, определенная по данным сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ.

Особенностью строения осадочного чехла Прикаспийской впадины является присутствие в нем эвапоритов кунгурского возраста, имеющих форму куполов и штоков вследствие тектонической и гравитационной неустойчивости. Они представлены, в основном, каменной солью с редкими включениями сульфатов и прослоями аргиллитов и песчаников. Углы падения слоев осадочных пород на бортах этих куполов изменяются от нескольких градусов до 75° , что связано с пластическим перемещением соли из межкупольных зон в ядра соляных массивов.

Теплопроводность каменной соли очень высока. Она

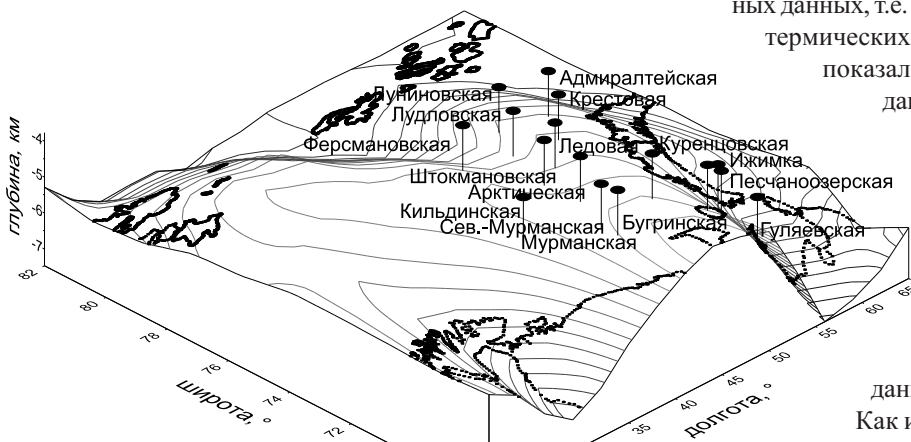


Рис. 11. Положение изотермической поверхности 140°C и локализация (затитые точки) месторождений углеводородов в восточной части Баренцева моря, приуроченная к «термическому куполу».

составляет 5,0-5,5 Вт/(м·К), значительно превышая теплопроводность вмещающих терригенных пород, которая лежит в пределах 1,6-2,0 Вт/(м·К). Такой резкий контраст теплопроводности при крутых углах наклона границ раздела сред обуславливает сильное перераспределение глубинного теплового потока – он концентрируется в теле соляных куполов и, соответственно, уменьшается в межкупольных зонах. Такая рефракция теплового потока – главная причина локальных неоднородностей геотермического поля в районах солянокупольной тектоники.

Характер регионального распределения геотермического поля в Прикаспийской впадине был установлен трехмерной интерполяцией фактических данных по неравномерной сетке, «привязанной» к координатам скважин и простирающую сейсмических профилей (Рис. 12А), вдоль которых выполнялись двухмерные расчеты глубинных температур. Параметры интерполяции задавались таким образом, чтобы избежать необоснованных фактическими данными скачков глубинных температур в межскважинном и межпрофильном пространстве.

На рис. 12Б видно повышение глубинных температур в интервале 0-5 км с северо-востока на юго-запад. В восточной части впадины температуры на глубине 2 и 3 км минимальны и составляют, соответственно, $40-45$ и $60-65^\circ\text{C}$, а в районе Южной Эмбы и Мангышлака на тех же глубинах – $55-60$ и $70-75^\circ\text{C}$. Это указывает на снижение теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины, причиной чего были нестационарные процессы экранирования глубинного теплового потока на Южном Урале и в Мугоджарах, что подробно обсуждалось во второй части статьи.

Другая трехмерная температурная модель была рассчитана для интервала глубин 0-50 км, включающего всю кору в Прикаспийской впадине (Рис. 12В). Для ее построения были использованы данные о структуре впадины и пластовых скоростях сейсмических волн по профилям (Булин, Егоркин, 2000; Неволин и др., 1993; Осадочный чехол..., 1984; Сейсмические модели..., 1980), вдоль которых с помощью численного моделирования были рассчитаны глубинные температуры (Хуторской и др., 2004).

Построение трехмерной матрицы температур основано на объемной интерполяции всех полученных численных данных, т.е. измерений по скважинам и расчетных геотермических данных по сейсмическим профилям. Как показало сравнение эмпирических и расчетных данных для скважин, лежащих на линии профилей, или для створов пересечений профилей, невязка в определении глубины нахождения одноименных изотерм весьма невелика. Она составляла всего ± 50 м при глубинах до 5 км или ± 150 м при глубинах до 40 км. Таким образом, относительная погрешность модельной аппроксимации фактических данных не превышает 1%.

Как и в разбуренном интервале, температуры в земной коре до глубины 50 км плавно увеличиваются в юго-западном направлении (Рис. 12В). На границе Мохо температура в восточной части впадины составляет 400°C , совпадая с рассчитанной под складчатостями сооружениями Южного Урала и Мугоджар (Хуторской,

1996), но в Центрально-Прикаспийской депрессии и особенно в районе Южной Эмбы она несколько выше, достигая 450-500 °С.

Поднимаясь от меридиана Мугоджар в западном направлении, изотермы образуют несколько куполов, вершины которых приурочены к районам Южной Эмбы, сора Мертвый Култук и Северного Мангышлака, а также Астраханского и Бузулукского сводовых поднятий (Хуторской и др., 2010).

Заметим, что и в Прикаспии проявляется пространственная ассоциация температурных куполов и зон промышленной нефтегазоносности, отмеченная выше в Баренцево-Карском регионе.

Паннонская впадина на территории Венгрии представляет собой наиболее изученный разносторонними геологическими, геофизическими и геохимическими исследованиями бассейн, возникший благодаря растяжению литосферы. Оно началось здесь 19 млн. лет назад, приведя к подъему астеносферы, утонению коры до 25-30 км и компенсирующей аккумуляции мио-плиоценовых вулканогенно-осадочных толщ общей мощностью, по данным МОВ-ОГТ, до 7 км (Николаев, 1986). Продуцировавший их вулканизм – наглядный результат разгрузки в бассейне

глубинного тепло-массопотока, что подтверждается геотермическими данными. Такие данные, полученные до наших исследований, были обобщены Л. Ленкей в его обстоя-

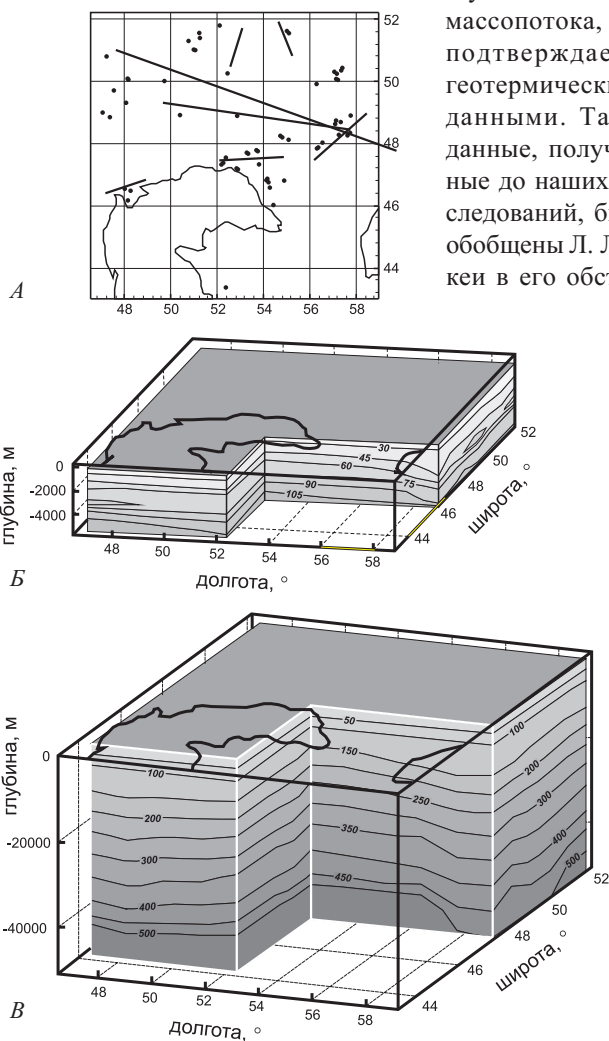


Рис. 12. Трехмерные модели распределения глубинных температур в Прикаспийской впадине: А – расположение скважин и сейсмических профилей, использованных при геотермическом моделировании; Б – распределение температур в интервале бурения скважин (0-5 км), В – то же, в земной коре (0-50 км).

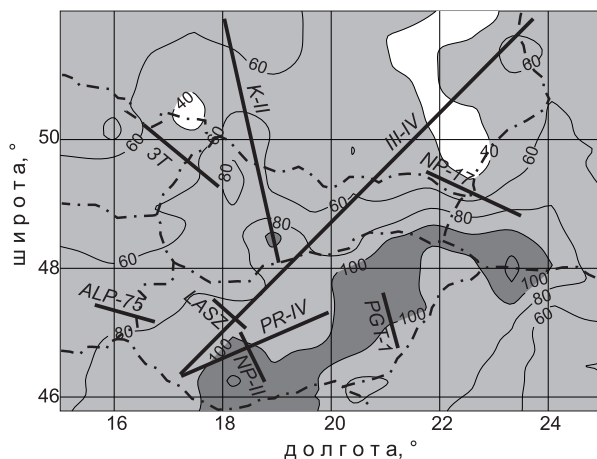


Рис. 13. Карта изолиний теплового потока в Центральной Европе и расположение профилей, использованных при геотермическом моделировании.

тельной монографии (Lenkey, 1991).

По этим данным, температуры в Паннонской впадине достигают 200 °С на глубине 5 км, а среднее значение теплового потока составляет 101±6 мВт/м² при локальных максимумах до 130-140 мВт/м² (Рис. 13). Зона аномально повышенного теплового потока имеет северо-восточное простираие и протягивается в Закарпатскую впадину Украины. При таких высоких параметрах геотермического поля изотерма солидуса базальта может быть встречена здесь на глубине 40-50 км. Таким образом, Паннонская впадина – это термически активизированная в мио-плиоцене структура с аномально тонкой корой и литосферой. Пониженная вязкость разогретой литосферы обуславливает релаксацию в ней упругих напряжений. По-видимому, этим можно объяснить относительно пониженную сейсмичность района: в Паннонской впадине зафиксированы только единичные события с М = 4.0 (Lenkey, 1991).

Для расчета глубинных температур в литосфере Паннонского бассейна и смежных территорий нами было проведено моделирование глубинных температур и теплового потока по сети сейсмических профилей (Рис. 13), выполненных в период с 1980 по 2004 гг. группами исследователей из Венгрии, Австрии, Чехии, Польши и Украины. При модельном расчете геотермического поля на нижнюю границу области моделирования задавался редуцированный тепловой поток, который был измерен в полосе каждого из профилей. Моделирование не проводилось для профилей, не обеспеченных измерениями теплового потока.

Трехмерная модель, построенная методом объемной интерполяции по 2D-профилям (Рис. 14) выявила конфигурацию зоны утонения литосферы под Паннонским бассейном. На рис. 14 видно, что прогнозируемый под ним выступ субсолидусных температур продолжается в северо-восточном направлении под Закарпатскую впадину, где фиксируется существование локальной астенолинзы. По-видимому, проникновение фракционно расплавленного вещества под Закарпатскую впадину происходило не снизу, а со стороны Паннонского бассейна в конце миоцена, уже после образования астеносферного выступа под Паннонским бассейном. Следовательно, мы наблюдаем неостывшую астенолинзу под Закарпатской впадиной, что объясняет ее «локализацию». Термальная активизация обеих структур, выделяющая их на относительно спокой-

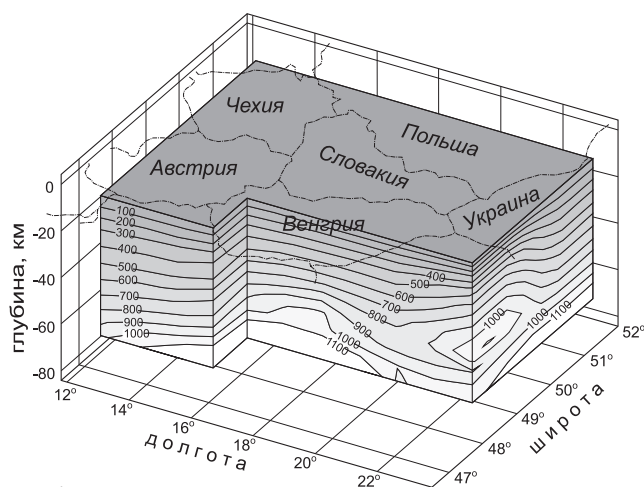


Рис. 14.
3D-геотермическая модель Центрально-Европейского региона.

ном геотермическом фоне Центральной Европы, проявляется не только в высоком кондуктивном тепловом потоке, но и выходах термальных источников, а также проявлениях позднекайнозойского вулканизма.

Это «горячее пятно Европы», как некогда назвал Паннонский бассейн Ф. Хорват (Хорват и др., 1982), выделяется не только физическими проявлениями геотермальной активности. Как и в зонах рифтогенеза, эти проявления сопровождаются появлением в подземных флюидах мантийного гелия. Максимальное в Паннонском бассейне значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, измеренное в термальных водах из плиоценовых кислых туфов, достигает $550 \cdot 10^{-8}$ (Cornides et al., 1986), что всего вдвое ниже изотопной метки резервуара MORB. Почти такие же значения $(200-320) \cdot 10^{-8}$ найдены в источниках Выгорлат-Гутинской вулканической гряды Закарпатской депрессии с температурами до 55°C (Поляк и др., 1996). Присутствие мантийного гелия в подземных флюидах этих и им подобных депрессий оправдывает их определение как «бассейнов растяжения» (extension basins) (Oxburgh et al., 1986), в отличие от краевых прогибов складчатых поясов и синеклиз древних платформ (Ibid). Так, в газах большей части Восточно-Европейской платформы, в том числе ее экзогональных Тимано-Печорской и хуже изученной в этом отношении Прикаспийской впадин, как и в краевых, Предкарпатском и Предкавказских прогибах, изотопно-гелиевое отношение отвечает каноническому радиогенному для земной коры $\sim (2 \pm 1) \cdot 10^{-8}$ (Мамырин, Толстихин, 1980; Поляк и др., 1979 и др.). Такой гелий образуется в породах, заполняющих эти депрессии, относимые к «бассейнам нагрузки» (loading basins) (Oxburgh et al., 1986).

Возраст рассмотренных бассейнов сильно различается: в Баренцево-Карском и Прикаспийском регионах основные этапы прогибания приходились на средне-позднепалеозойское и раннемезозойское время, а в Паннонском четверть всей мощности земной коры приходится на кислые вулканогенные толщи миоцена (Николаев, 1986). Если реконструировать тепловой режим рассмотренных «бассейнов нагрузки», то во время их заложения – ~ 300 млн. лет назад в Арктике и ~ 270 млн. лет назад в Прикаспии – она могла превышать современную не более, чем на $20 \text{ мВт}/\text{м}^2$, и была бы все равно примерно вдвое ниже наблюдаемой сегодня в Паннонском «бассейне растяжения», которая к тому же значительно снижена потре-

нием глубинного теплового потока быстро накапливавшимися осадками (Lenkey, 1999). Следовательно, основной причиной резкого контраста теплового потока в разнотипных бассейнах является не разное время их заложения, а возраст и интенсивность тектоно-термальной активности, которая в пределах Паннонского бассейна выразилась в подъеме кровли астеносферы и аномальном прогреве вышележащей толщи. Этим история литосферы Паннонского бассейна очень схожа с предполагаемой в Тирренском море, что давно отметили М. Боккалетти с соавторами (Boccaletti et al., 1976). По-видимому, можно констатировать определенное сходство геодинамических обстановок в «зонах рассеянного спрединга» и в недрах «осадочных бассейнов растяжения», хотя направленность эволюции тех и других требует дальнейших специальных исследований.

Под «бассейнами нагрузки» процессы, наблюдаемые в литосфере Паннона, даже в начале их прогибания не происходили. Возможно, что причиной прогибания там было утяжеление коры при эклогитизации ее нижних горизонтов. Эту модель в свое время предложили М.Е. Артемьев и Е.В. Артюшков для объяснения прогибания Байкальской впадины, а затем ее последовательно отстаивал Е.В. Артюшков (Артюшков, 1993), находя в гравиметрических данных признаки эклогитизации низов коры в разных бассейнах нагрузки.

Таким образом, главный вывод, вытекающий из геотермических исследований осадочных бассейнов – это заметное различие плотности теплового потока в бассейнах нагрузки и растяжения. В первых тепловой поток в чехле зависит от возраста фундамента, но подвергается влиянию поверхностных искажающих факторов, из которых главными являются структурно-теплофизические неоднородности, формирующиеся в условиях контрастной теплопроводности (особенно ярко это заметно в областях солянокупольной тектоники) и гидродинамический фактор. Это обуславливает появление локальных аномалий температуры в осадочном чехле, которые, как оказалось, пространственно совпадают с локализацией нефтегазоносных районов и месторождений. В бассейнах растяжения тепловой поток аномально высокий, и это связано с уменьшением мощности литосферы в них по сравнению с бассейнами нагрузки. Бассейны растяжения – это, по-видимому, структуры, соответствующие начальной стадии развития зон ареального спрединга.

Заключение

Представленные в этой работе материалы свидетельствуют о специфике геотермического поля в разных структурных элементах земной коры. Они выражаются и в величинах параметров поля, прежде всего, плотности теплового потока, и в особенностях их пространственного распределения, и в характере их эволюции во времени. В этих чертах отразились различия геодинамических обстановок возникновения и развития тех или иных структур. Структуры, исследованные нами, относятся к трем крупным тектоническим «таксонам» (зоны рифтогенеза, складчатые пояса, осадочные бассейны) и в то же время представляют их разнотипные элементы – зоны океанического спрединга и континентальные рифты, линейные и мозаичные пояса, бассейны растяжения и нагрузки. Как выяс-

нилось, в той или иной мере геотермически контрастны и рассмотренные таксоны в целом, и их элементы.

Зоны рифтогенеза отличаются наибольшей геотермальной активностью во всех ее формах – в виде вулканической деятельности, разгрузки гидротерм и максимальной плотности кондуктивного теплового потока. Средние (фоновые) значения последней в осевых частях СОХ превосходят среднепланетарные в 5-6, а одиночные – примерно в 30 раз, и резко снижаются на флангах хребтов. Несколько ниже, но того же порядка эти значения в «центрах» рифтогенеза на континентах. Но, в отличие от СОХ, плотность кондуктивного теплового потока снижается не только вкострости простирающихся этих структур, но и, как показало изучение Байкальской рифтовой зоны, вдоль него в обе стороны от «центра рифтогенеза». Такая упорядоченная изменчивость теплового потока коррелирует с понижением отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ от максимального значения в «центрах» рифтогенеза (близкого местами к мантийному) до приближающегося к коровому радиогенному. В СОХ этого не происходит из-за их одинаковой «степени раскрытия», а не разной, как в БРЗ и других континентальных рифтах.

В палеозойских складчатых поясах современные величины фонового кондуктивного теплового потока гораздо ниже. В мозаичных поясах они варьируют согласно известной зависимости среднего наблюдаемого теплового потока от возраста тектоно-магматической активности, составляя, например, в Центральном Казахстане от 38 до 70 мВт/м². Эта активность обусловлена появлением в недрах время от времени дополнительных источников тепла, каковыми априорно считаются мантийные диапиры. Возрастная зависимость теплового потока, обнаруженная в фанерозойских складчатых зонах, наглядно показывает нестационарность геотермического поля континентов на этом отрезке геологической истории. Эта нестационарность усугубляется действием факторов, искажающих глубинный тепловой поток, из которых сильнейшими являются тектонические движения. Именно поэтому в линейных складчатых поясах – на Урале, в Аппалачах и пр., они существенно меньше, опускаясь до 25-28 мВт/м² из-за долговременных возмущений естественного геотермического поля горизонтальными тектоническими движениями, сформировавшими в таких поясах мощные шарьяжно-надвиговые структуры.

В осадочных бассейнах аномалий такого происхождения не возникает. В них, однако, могут возникать нестационарные термоаномалии из-за быстрого накопления «холодных» осадков, на нагревание которых до фоновых температур расходуется часть глубинного теплового потока. В бассейнах нагрузки средний кондуктивный тепловой поток более или менее соответствует возрасту фундамента, но структурно-теплофизические неоднородности осадочного чехла (особенно солянокупольная тектоника) и циркуляция вод могут приводить к деформациям глубинного потока и создавать термические купола, перспективные, как в Западной Арктике или Прикаспийской впадине, для поисков углеводородов, так что разброс наблюдаемых значений теплового потока довольно широк – от 34 до 70 мВт/м². В бассейнах же растяжения современный тепловой поток зависит от возраста и степени тектоно-термальной активизации литосферы под этими депрессиями. Активизация та-

ких бассейнов отражается и в повышенной примеси мантийного гелия во флюидах, циркулирующих в осадочном чехле, которой не наблюдается в бассейнах нагрузки. В геотермических данных обнаруживается сходство глубинных обстановок в недрах бассейнов растяжения и в зонах рассеянного спрединга.

Благодарности. Авторы хотели бы выразить искреннюю признательность за ценные советы и конструктивную критику всем коллегам, с которыми мы обсуждали разные аспекты данного исследования. Это Ю.Г. Леонов, М.П. Антипов, В.Р. Ахмедзянов, Ю.А. Волож, А.В. Ермаков, Э.П. Радионова (все ГИН РАН), А.М. Городницкий (ИО РАН), А.Я. Гольмшток (С.-Петербургский филиал ИО РАН), И.Л. Каменский и И.Н. Толстихин (оба – ГИ КНЦ РАН), В.Г. Левашевич и Л.А. Цыбуля (оба – ИГГ НАН Белоруссии, Минск), Л.В. Подгорных (ВНИИОкеангеология), Э.М. Прасолов (СПбГУ–ВСЕГЕИ). Важные геолого-геофизические материалы по Паннонскому бассейну были нам любезно предоставлены Л. Ленкеи (Университет им. Л. Этвеша, Будапешт). С благодарностью и грустью мы вспоминаем помощь, которую оказали нам ушедшие из жизни В.И. Кононов (ГИН РАН) и В.Е. Сальников (ИГ Уфимского НЦ РАН).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00047), Программы №8 Фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Взаимодействие геосфер: геофизические поля и массоперенос», а также ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (проект № 8672).

Литература

- Альмуханбетов Д., Алипбеков Е., Галкин А.С., Тулегенов С. Исследование земной коры и верхней мантии в Казахстане магнитотеллурическими методами. Алма-Ата: Наука. 1977. 152 с.
- Антонов Р.М., Ляпичев Г.Ф., Маркова Н.Г. и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана. *Геотектоника*. 1977. №5. С.71-82.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Недра. 1979. 268 с.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 364 с.
- Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана. *Геотектоника*. 2004. №3. С.13-30.
- Боголепов В.Г., Гуляева Н.А., Сафин Д.А. и др. К методике поисков рудных тел на редкометалловых месторождениях Акчатау (Центральный Казахстан). *Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений*. Л.: Наука. 1975. С.55-65.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра. 1967. 303 с.
- Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазонасыщенности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: ГЕОН. 2000. 194 с.
- Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазонасыщенности. М.: Научный мир. 2007. 455 с.
- Галушкин Ю.И., Смирнов Я.Б. Термическая история осадочных бассейнов; экспресс-методы оценки теплового потока. *Геология и геофизика*. 1987. № 11. С.105-112.
- Галушкин Ю.И., Смирнов Я.Б., Бертольд А., Ольсзак Г. Характеристика термической истории Восточно-Эльбской части Северо-Западного европейского бассейна и Днепровско-Донецкой впадины: механизм развития и оценка положения зон нефтегазонасыщенности. *Тектоника плит и палеозойские ископаемые*. М.: Недра. 1985. С. 132-147.
- Гогель Ж. Геотермия. М.: Мир. 1978. 171 с.
- Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: «ГЕО». 2007. 220 с.
- Гольмшток А.Я. Эффект влияния осадконакопления на глубинный тепловой поток. *Океанология*. 1979. Т. 19. № 6. С.1133-1138.
- Грачев А.Ф., Друбецкой Е.Р., Мартынова М.А., Прасолов Э.М., Деденков Ю.Н., Суханов А.А. Первые данные об изотопном составе гелия в породах Байкальского рифта и воде оз. Байкал. *Матер. IX Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии*. М.: ГЕОХИ АН СССР. 1982. С.114-116.

- Грин Т., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. *Петрология верхней мантии*. М.: Мир. 1969. С. 118-131.
- Друбецкой Е.Р., Грачев А.Ф. Базальты и ультраосновные ксенолиты Байкальской рифтовой зоны: изотопия гелия и аргона. *Глубинные ксенолиты и строение литосферы*. М.: Наука. 1987. С. 54-63.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С., Соловьева З.А., Хайковский З.С. Тепловой поток западной части Алтае-Саянской области. *Геология и геофизика*. 1978. № 4. С. 96-100.
- Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. Мин-во природных ресурсов РФ. СПб: ВНИИОкеангеология. 2000. 123 с.
- Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому поясу. М.: Недра. 1972. 240 с.
- Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцево-морской и Белорусско-Прибалтийский регионы). *Автореф. докт. дисс.* М.: МГУ. 2005. 42 с.
- Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы, решения. *Геотектоника*. 2001. № 2. С. 3-16.
- Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука, Сиб. отд. 1988. 198 с.
- Мамырин Б.А., Толстухин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат. 1980. 222 с.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука. 1975. 314 с.
- Мусатов Е.Е. Неотектоническая структура. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5, кн.1. Арктические моря. С-Пб: ВСЕГЕИ. 2004. С. 26-31.
- Неволин Н.В., Ковылин В.М., Масляев Г.А. и др. Геолого-геофизическое моделирование нефтегазоносных территорий. М.: Недра. 1993. 206 с.
- Николаев В.Г. Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие). М.: Наука, 1986. 103 с.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строения и эволюции. Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Научный мир. 2004. 525 с.
- Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука. 1984. 175 с.
- Пейве А.В., Савельев А.А. Структуры и движения в литосфере. *Геотектоника*. 1982. № 6. С. 5-24.
- Пейве А.В., Штрейх Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозой Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. *Сов. геология*. 1972. №12. С. 7-25.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой Тектонической карты). *Геотектоника*. 1976. № 5. С. 6-23.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука. 1979. 188 с.
- Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука. 1985. 230 с.
- Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука. 1988. 192 с.
- Поляк Б.Г. Спрединг и рифтогенез – изотопно-гелиевая специфика. *Геотектоника*. № 6. 2004. С.19-32.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. *Геотектоника*. 1968. № 4. С.3-19.
- Поляк Б.Г., Кононов В.И., Хуторской М.Д. Тепловой поток и строение литосферы Исландии в свете новых данных. *Геотектоника*. № 1. 1984. С.111-119.
- Поляк Б.Г., Гордиенко В.В., Чешко А.Л. и др. Изотопы гелия в подземных флюидах Восточных Карпат. *Доклады РАН*. 1999. Т. 367. № 2. С.244-249.
- Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Новейшая тектоно-магматическая активизация Колючинско-Мичигменской зоны Чукотского полуострова (по данным о составе газов гидротерм). *Геотектоника*. 2010. № 6. С. 102-114.
- Поляк Б.Г., Толстухин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза. *Геотектоника*. 1979. № 5. С.3-23.
- Попова А.К., Смирнов Я.Б., Хуторской М.Д. Геотермическое поле трансформных разломов. *Глубинные разломы океанского дна*. М.: Наука. 1984. С.78-87.
- Пушаровский Ю.М. Предисловие. Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука. 1985. С. 3-4.
- Романов В.А. Тектоника Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: ИГ БФ АН СССР. 1985. 112 с.
- Сальников В.Е. Геотермический режим Южного Урала. М.: Наука. 1984. 79 с.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
- Сорохтин О.Г. Тепловые потоки через срединно-океанические хребты. *Океанология. Геофизика океана. Т 2 (геодинамика)*. М.: Наука, 1979. С. 178-181.
- Тектоника Северной Евразии (Объясн.зап. к Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1:5 млн.). М.: Наука. 1980. 222 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.:Наука. 1986. 215 с.
- Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Литосфера Земли (по геофиз. данным). Ч.2. Континентальная литосфера. М.: ВИНТИ. 1979. Т. 4. 221 с.
- Хорват Ф., Бодри Л., Оттлик П. Геотермия Венгрии и тектонофизика «красного пятна» Паннонской впадины. *Тепловое поле Европы*. Под. ред. В. Чермак, Л. Рибак. М.: Мир. 1982. С.176-190.
- Хуторской М.Д. Тепловой поток, модель строения и эволюции литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана. *Геотектоника*. 1985. № 3. С.77-88.
- Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН. 1996. 289 с.
- Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины. *Геотектоника*. №1. 2004. С. 63-72.
- Хуторской М.Д., Вискунова К.Г., Подгорных Л.В., Супруненко О.И., Ахмедзянов В.Р. Геотемпературная модель земной коры Баренцева моря: исследования вдоль геотраверсов. *Геотектоника*. №2. 2008. С. 36-54.
- Хуторской М.Д., Городницкий А.М., Гольмшток А.Я., и др. Тепловой поток, базальтовый вулканизм и строение литосферы Тирренского моря. *Геотектоника*. №5. 1986. С. 116-123.
- Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна. *Геотектоника*. 2003. №3. С. 79-96.
- Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты. *Докл. РАН*. Т.424. №2. 2009. С. 227-233.
- Хуторской М.Д., Тевелева Е.А., Цыбуля Л.А., Урбан Г.И. Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии – сравнительный анализ. *Геотектоника*. №4. 2010. С.3-19.
- Шенгер А.М., Натальин Б.А. Рифты мира. М: ГЕОКАРТ. 2009. 186 с.
- Щапов В.А., Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Николаев В.В. Геотермические исследования Уральской сверхглубокой скважины. *Тепловое поле Земли и методы его изучения*. М.: Изд-во РУДН. 1997. С. 195-198.
- Barberi F., Bizonard H., Ferrara G., Gasparini P. et al. Age and nature of basalts from the Tyrrhenian abyssal plain. *Initial Rep. DSDP. Leg 42a. Site 373a*. 1978. Pp. 509-513.
- Birch F., Roy R.F., Decker E.R. Heat flow and thermal history in New England and New York. Chapt. 33. *Studies in Appalachian Geology*. N.Y. 1968. Pp. 437-451.
- Blackman, D.K., Karson, J.A., Kelley, D.S., Cann, J.R., Fruh-Green, G.L., Gee, J.S., Hurst, S.D., John, B.E., Morgan, J., Nooner, S.L., Ross, D.K., Schroeder, T.J., and Williams, E.A. Geology of the Atlantis Massif (MAR 30°N): implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex. *Mar. Geophys. Res.* 2004. 23. Pp. 443-469.
- Boccaletti M., Horvath F., Loddo M. et al. The Tyrrhenian and Pannonian basin: a comparison of two Mediterranean interarc basins. *Tectonophysics*. V.35. 1976. Pp. 45-69.
- Boccaletti M., Nicolich R., Tortorici L. The Calabrian arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean. *Marine Geol.* 1984. V.55. Pp. 219-245.
- Bonatti E., Hartman K., Innocenti F., Kay R. Basalt drilled at the Vema fracture zone. *Initial Rep. DSDP. Leg 39*. 1977. Pp.507-511.
- Cornides I., Takaoka N., Nagao K., Matsuo S. Contribution of mantle derived gases to subsurface gases in a tectonically quiescent area, the Carpathian Basin, Hungary, revealed from noble gases measurements. *Geochem. J.* 1986. V.20. Pp. 119-125.
- Della Vedova B., Pollis G., Foucher I.P., Rehault J.P. Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea. *Marine Geol.* 1984. V. 55. Pp. 271-289.
- Folinsbee R.A. Heat flow over the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Degree Master of Sci. diss. Massachus. Inst. Technology*. 1969. 68 p.

Gregory J.W. The Great rift valley. London: Seeley Service. 1896. 64 p.

Griesshaber E., O'Nions R.K., Oxburgh E.R. Helium and carbon isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, the Rhine graben and Black Forest. *F.R.G. Chemical Geology*. 1992. V. 99. Pp. 213-235.

Heezen B., Gray C., Segre A.G., Zarudski E.F.K. Evidence of faulted continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea. *Nature*. 1971. V. 229. Pp. 327-329.

Hutchinson I. The effect of sedimentation and compaction on oceanic heat flow. *Geophys. Roy. Astron. Soc.* 1985. V. 82. Pp. 439-459.

Jaupart C., Sclater J.G., Simmons G. Heat flow studies: constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 52. Pp. 328-344.

Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V. et al. Low geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics*. 1997. V. 276. Pp. 63-85.

Lachenbruch A.H. Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. Pp. 6977-6989.

Lachenbruch A.H., Sass J.H. Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone. *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. N B11. Pp. 6185-6222.

Langseth M., Hobart M. Interpretation of heat flow measurements in the Vema fracture zone. *Geophys. Res. Lett.* 1974. V. 3. N 5. Pp. 241-244.

Lenkey L. Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. Netherlands Research School of Sedimentary geology, Amsterdam. 1999. 215 p.

Lubimova E.A., Nikitina V.N. On heat flow singularities over mid-ocean ridge. *J. Geophys. Res.* V.80. Is.2. 1975. Pp.232-243.

McKenzie D.P. The variation of temperature with time and hydrocarbon maturation in sedimentary basins formed by extension. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 55. Pp. 87-98.

Marty B., Tolstikhin I.N. CO₂ fluxes from mid-oceanic ridges, arcs and plumes. *Chem. Geol.* 1998. V.145. Pp. 233-248.

Mohr R.A. The Cenozoic volcanic succession in Ethiopia. *Bull. volcanol.* 1968. V. 32. N 1. Pp. 5-14.

Oxburgh E.R., O'Nions R.K., Hill R.I. Helium isotopes in sedimentary basins. *Nature*. V. 324. N 3-4. 1986. Pp. 632-635.

Parsons B., McKenzie D.P., Mantle convection and the thermal structure of plates. *J. Geophys. Res.* 1978. 83. Pp. 4485-4496.

Rehault J.P., Mascle J., Fabbri A. et al. The Tyrrhenian Sea before Leg 107. *Initial Report. ODP. Leg 107*. 1987. Pp. 9-35.

Roy R.F., Decker E.R., Blackwell D.D., Birch F. Heat flow in the United States. *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. N 16. Pp. 5202-5221.

Sengx A.M.C., Burke K. Relative timing of rifting and volcanism on the Earth and its tectonic implication. *Geophys. Res. Lett.* 1978. V. 5. Pp. 419-421.

Turcotte D.L., Schubert G. Frictional heating of the descending lithosphere. *J. Geophys. Res.* 1973. V. 78. Pp. 5876-5878.

Van Andel T.H., Thiede J., Sclater J.G., Hay W.W. Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 125 million years. *J. Geology*. 1977. V. 85. N 6. Pp. 651-698.

Williams D., Green K., van Andel T. et al. The hydrothermal mounds of the Galapagos rift: observations with DSRV "Alvin" and detailed heat flow studies. *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. N B13. Pp. 85-100.

Сведения об авторах

Михаил Давыдович Хуторской – доктор геол.-мин. наук, профессор, заслуженный деятель науки РФ, академик РАЕН, зав. лабораторией тепломассопереноса Геологического института РАН, Председатель Научного совета РАН по проблемам геотермии, член редколлегии журнала «Георесурсы».



Борис Григорьевич Поляк – доктор геол.-мин. наук, академик РАЕН, главный научный сотрудник лаборатории тепломассопереноса Геологического института РАН.



119017 Москва, Пыжевский пер, 7.
Тел: +7-495-9592756.

Reflection of Contrasting Geodynamic Conditions in the Thermal Field

M.D. Khutorskoy, B.G. Polyak

Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, Russia, Moscow, mkhutorskoy@ginras.ru

Abstract. This paper deals with peculiarities of heat flow distribution and abyssal temperature in axial spreading areas of mid-ocean ridges, “dissipated spreading” of backarc basins, active parts of transform faults, intercontinental and pericontinental rift zones, Paleozoic linear and mosaic fold belts, sedimentary basins of stress and tension. There are contrast differences of heat flow values in these structures (from 15 to 1500 mW/m²), and deep range of thermal lithosphere position accordingly. Radiogenic heat generation as determining factor is estimated quantitatively for fold belts. Nature of positive and negative geothermal anomalies is explained.

Keywords: geothermy, heat flow, temperature, lithosphere, rift zones, fold belts, sedimentary basins, 2D- and 3D-simulation.

References

Al'mukhanbetov D., Alipbekov E., Galkin A.S., Tulegenov S. Issledovanie zemnoy kory i verkhney mantii v Kazakhstane magnitotelluricheskimi metodami [Study of the Earth's crust and upper mantle in Kazakhstan by magnetotelluric methods]. Alma-Ata: Nauka. 1977. 152 p.

Antonyuk R.M., Lyapichev G.F., Markova N.G. et al. Struktury i evolyutsiya zemnoy kory Tsentral'nogo Kazakhstana [Structure and evolution of the Earth's crust in Central Kazakhstan]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1977. № 5. Pp. 71-82.

Artyushkov E.V. Geodinamika [Geodynamics]. Moscow: Nedra. 1979. 268 p.

Artyushkov E.V. Fizicheskaya tektonika [Physical Tectonics]. Moscow: Nauka. 1993. 364 p.

Bogdanov N.A. Tectonics of the Arctic Ocean. *Geotektonika*. 2004. №3. Pp. 13-30. (In Russian)

Bogolepov V.G., Gulyaeva N.A., Safin D.A. et al. K metodike poiskov rudnykh tel na redkometal'nom mestorozhdenii Akchatau (Tsentral'nyy Kazakhstan) [Method of prospecting for ore bodies on the Akchatau rare metal field (Central Kazakhstan)]. *Mineralogiya i geokhimiya vol'framovykh mestorozhdeniy* [Mineralogy and geochemistry of tungsten deposit]. Leningrad: Nauka. 1975. Pp. 55-65.

Borisov A.A. Glubinnaya struktura territorii SSSR po geofizicheskim dannym [Deep Structure of the USSR territory using geophysical data]. Moscow: Nedra. 1967. 303 p.

Bulin N.K., Egorkin A.V. Regional'nyy prognoz neftegazonosnosti nedr po glubinnym seismicheskim kriteriyam [Regional oil-and-gas potential by deep seismic criteria]. Moscow: GEON. 2000. 194 p.

Galushkin Yu.I. Modelirovanie osadochnykh basseynov i otsenka ikh neftegazonosnosti [Modeling of sedimentary basins and their oil-and-gas potential assessment]. Moscow: Nauchnyy mir. 2007. 455 p.

Galushkin Yu.I., Smirnov Ya.B. Termicheskaya istoriya

- osadochnykh basseynov; ekspress-metody otsenki teplovogo potoka [The thermal history of sedimentary basins; express method for heat flow estimating]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics]. 1987. № 11. Pp. 105-112.
- Galushkin Yu.I., Smirnov Ya.B., Bertol'd A., Ol'szak G. Kharakteristika termicheskoy istorii Vostochno-El'bskoy chasti Severo-Zapadnoevropeyskogo basseyna i Dneprovo-Donetskiy vpadiny: mekhanizm razvitiya i otsenka polozheniya zon neftegazonosnosti [Characteristics of the thermal history of the Eastern Elbe part of the North Western Basin and the Dnieper-Donetsk Basin: the mechanism of development and assessment of oil and gas bearing zones]. *Tektonika plit i paleozoyskie iskopaemye* [Plate Tectonics and Paleozoic fossils]. Moscow: Nedra. 1985. Pp. 132-147.
- Gogel' Zh. Geotermya [Geothermy]. M.: Mir. 1978. 171 p.
- Golubev V.A. Konduktivnyy i konvektivnyy vynos tepla v Baykal'skoy riftovoy zone [Conductive and convective heat loss in the Baikal rift zone]. Novosibirsk: GEO. 2007. 220 p.
- Gol'mshtok A.Ya. Effekt vliyaniya osadkonakopleniya na glubinnyy teplovoy potok [Effect of sedimentation on the deep heat flow]. *Okeanologiya* [Oceanology]. 1979. T. 19. № 6. Pp. 1133-1138.
- Grachev A.F., Drubetskoy E.R., Martynova M.A., Prasolov E.M., Dedenkov Yu.N., Sukhanov A.A. Pervye dannye ob izotopnom sostave geliya v porodakh Baykal'skogo rifta i vode oz. Baykal. Materialy IX simpoz. po stabil'nym izotopam v geokhimi [Proc. IX Symp. «Stable isotopes in Geochemistry»]. Moscow: GEOKhI AN SSSR. 1982. Pp. 114-116.
- Grin T., Ringvud A.E. Proiskhozhdenie magmicheskikh porod izvestkovno-schelchnogo ryada [Origin of igneous rocks of calc-alkaline series]. *Petrologiya verkhney mantii* [Petrology of the Upper Mantle]. Moscow: Mir. 1969. Pp. 118-131.
- Drubetskoy E.R., Grachev A.F. Bazal'ty i ul'traosnovnye ksenolity Baykal'skoy riftovoy zony: izotopiya geliya i argona [Basalts and ultramafic xenoliths of the Baikal Rift Zone: isotopes of helium and argon]. *Glubinnyye ksenolity i stroenie litosfery* [Deep xenoliths and lithosphere structure]. Moscow: Nauka. 1987. Pp. 54-63.
- Duchkov A.D., Sokolova L.S., Solov'eva Z.A., Khaykovskiy Z.S. Teplovoy potok zapadnoy chasti Altae-Sayanskoy oblasti [Heat flow of western part of the Altai Sayans area]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics]. 1978. № 4. Pp. 96-100.
- Evdokimov A.N. Vulkany Shpitsbergena [Volcanoes of Spitzbergen]. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2000. 123 p.
- Zonenshayn L.P. Uchenie o geosinklinalyakh i ego prilozhenie k Tsentral'no-Aziatskomu ponyasu [Study of geosynclines and its application to the Central Asian belt]. Moscow: Nedra. 1972. 240 p.
- Levashkevich V.G. Zakonomernosti raspredeleniya geotermicheskogo polya okrain Vostochno-Evropeyskoy platformy (Barentsevomorskiy i Belorusko-Pribaltiyskiy regiony) [Distribution of regularities of the geothermal field margins of the East European Platform (Barents and Baltic Belorussian regions)]. Avtoref. dokt. diss. [Abstract Dr. diss.] Moscow: MGU. 2005. 42 p.
- Leonov Yu.G. Kontinental'nyy riftogenez: sovremennyye predstavleniya, problemy, resheniya [Continental rifting: modern ideas, problems and solutions]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2001. № 2. Pp. 3-16.
- Lysak P.P.V. Teplovoy potok kontinental'nykh riftovykh zon [heat flow of the continental rift zones]. Novosibirsk: Nauka, Sib. otd. 1988. 198 p.
- Mamyrin B.A., Tolstikhin I.N. Izotopy geliya v prirode [Helium isotopes in nature]. Moscow: Energoizdat. 1980. 222 p.
- Mossakovskiy A.A. Orogennyye struktury i vulkanizm paleozoid Evrazii i ikh mesto v protsesse formirovaniya kontinental'noy zemnoy kory [Orogenic structure and Paleozoic volcanism of Eurasia and formation of continental crust]. Moscow: Nauka. 1975. 314 p.
- Musatov E.E. Neotektonicheskaya struktura [Neotectonic structure]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Rossii. Arkticheskie morya* [Geology and natural resources. Arctic seas]. V.5. B.1. St. Petersburg: VSEGEI. 2004. Pp. 26-31.
- Nevolin N.V., Kovylin V.M., Maslyaev G.A. et al. Geologo-geofizicheskoe modelirovanie neftegazonosnykh territoriy [Geological and geophysical modelling of oil-and-gas bearing deposits]. Moscow: Nedra. 1993. 206 p.
- Nikolaev V.G. Pannonskiy basseyn (stroenie osadochnogo chekhla i razvitiye) [Pannonian basin (structure of the sedimentary cover and development)]. Moscow: Nauka, 1986. 103 p.
- Osadochnyye basseyny: metodika izucheniya, stroeniya i evolyutsii [Sedimentary basins: methods of studying, formation and evolution]. Red. Yu.G. Leonov, Yu.A. Volozh. Moscow: Nauchnyy mir. 2004. 525 p.
- Osadochnyy chekhol dna Mirovogo okeana i sushi (po dannym seysmorazvedki) [Sedimentary cover of the sea and land (by seismic data)]. Moscow: Nauka. 1984. 175 p.
- Peve A.V., Savel'ev A.A. Struktury i dvizheniya v litosfere [Structure and movements of lithosphere]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1982. № 6. Pp. 5-24.
- Peve A.V., Shtreys N.A., Mossakovskiy A.A. et al. Paleozoidy Evrazii i nekotorye voprosy evolyutsii geosinklinal'nogo protsesssa [Paleozooids of Eurasia and some questions of geosynclinal evolution process]. *Sov. geologiya* [Soviet Geology]. 1972. № 12. Pp. 7-25.
- Peve A.V., Yanshin A.L., Zonenshayn L.P. et al. Stanovlenie kontinental'noy zemnoy kory Severnoy Evrazii (v svyazi s sostavleniem novoy Tektonicheskoy karty) [Formation of continental crust in North Eurasia (due to the construction of new Tectonic Map)]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1976. № 5. Pp. 6-23.
- Perfil'ev A.S. Formirovanie zemnoy kory Ural'skoy evgeosinklinali [Formation of the Earth crust of Ural evgeosinklinali]. Moscow: Nauka. 1979. 188 p.
- Podvodnyye geologicheskie issledovaniya s obitaemykh apparatov [Underwater geological investigations using manned vehicle]. Moscow: Nauka. 1985. 230 p.
- Polyak B.G. Teplomassopotok iz mantii v glavnykh strukturakh zemnoy kory [Heatmassflow from mantle in the main Earth crust structures]. Moscow: Nauka. 1988. 192 p.
- Polyak B.G. Spreading and rifting: Specific character of helium isotopic compositions. *Geotektonika* [Geotectonics]. № 6. 2004. Pp. 19-32. (In russian)
- Polyak B.G., Smirnov Ya.B. Svyaz' glubinnogo teplovogo potoka s tektonicheskimi stroeniyami kontinentov [Connection between deep heat flow and tectonic continents formation]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1968. № 4. Pp. 3-19.
- Polyak B.G., Kononov V.I., Khutorskoy M.D. Teplovoy potok i stroenie litosfery Islandii v svete novykh dannykh [Heat flow and formation of lithosphere of Island in the context of new data]. *Geotektonika* [Geotectonics]. № 1. 1984. Pp. 111-119.
- Polyak B.G., Gordienko V.V., Cheshko A.L. et al. Izotopy geliya v podzemnykh flyuidakh Vostochnykh Karpat [Isotopes of helium in underground fluids of Eastern Carpathians]. *Doklady Akademii Nauk*. 1999. T. 367. № 2. Pp. 244-249.
- Polyak B.G., Lavrushin V.Yu., Cheshko A.L., Prasolov E.M., Kamenskiy I.L. Recent tectonomagmatic reactivation of the Kolyuchino-Mechigmen zone of the Chukchi Peninsula from data on the composition of gases in hydrothermal springs. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2010. № 6. Pp. 102-114. (In russian)
- Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Yakutseni V.P. Izotopnyy sostav geliya i teplovoy potok – geokhicheskii i geofizicheskii aspekty tektogeneza [Helium isotopes composition in heat flow geochemical and geophysical aspects of tectogenesis]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1979. № 5. Pp. 3-23.
- Popova A.K., Smirnov Ya.B., Khutorskoy M.D. Geotermicheskoe pole transformnykh razlomov. Glubinnyye razlomy okeanskogo dna [Geothermic field of transform fault. Deep faults of deep-sea floor]. Moscow: Nauka. 1984. Pp. 78-87.
- Puscharovskiy Yu.M. Predislovie. Kontinental'nyy i okeanskiy riftogenez [Introduction. Continental and ocean rifting]. Moscow: Nauka. 1985. Pp. 3-4.
- Romanov V.A. Tektonika Magnitogorskogo megasinklinali [Tectonics of Magnitogorsk megasynclinal]. Ufa: IG BF AN SSSR. 1985. 112 p.
- Sal'nikov V.E. Geotermicheskii rezhim Yuzhnogo Urala [Geothermic regime of South Urals]. Moscow: Nauka. 1984. 79 p.
- Seismicheskie modeli litosfery osnovnykh geostruktur territorii SSSR [Lithosphere seismic models of main geosynclines of USSR territory]. Moscow: Nauka. 1980. 183 p.
- Sorokhtin O.G. Teplovy potoki cherez sredinno-okeanicheskie khreby [Heat flow through mid-ocean ridges]. *Okeanologiya. Geofizika okeana*. [Oceanology. Geophysics of the Ocean]. V.2. Moscow: Nauka. 1979. Pp. 178-181.
- Tektonika Severnoy Evrazii [Tectonics of North Eurasia]. Moscow: Nauka. 1980. 222 p.
- Tektonicheskaya rassloennost' litosfery [Tectonic lithosphere sheeting]. Moscow: Nauka. 1986. 215 p.
- Ushakov P.P.A., Galushkin Yu.I. Litosfera Zemli (po geofiz.

- dannym) [Earth lithosphere (using geophysical data)]. Ch.2. *Kontinental'naya litosfera* [Continental lithosphere]. Moscow: VINITI. 1979. V. 4. 221 p.
- Khorvat F., Bodri L., Ottlik P. Geotermya Vengrii i tektonofizika «krasnogo pyatna» Pannonskoy vpadiny [Geothermy of Hungary and Tectonophysics of Pannonian depression «red spots»]. *Teplovoe pole Evropy* [Thermal field of Europe]. Ed. V. Chermak, L. Ribakh. Moscow: Mir. 1982. Pp. 176-190.
- Khutorskoy M.D. Teplovoy potok, model' stroeniya i evolyutsii litosfery Yuzhnogo Urala i Tsentral'nogo Kazakhstana [Heat flow, model of the lithosphere structure and evolution of the Southern Urals and Central Kazakhstan]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1985. № 3. Pp. 77-88.
- Khutorskoy M.D. Geotermya Tsentral'no-Aziatskogo skladchatogo poyasa [Geothermy of the Central Asian Fold Belt]. Moscow: RUDN Publ. 1996. 289 p.
- Khutorskoy M.D., Antipov M.P., Volozh Yu.A., Polyak B.G. Temperature field and a 3D geothermal model of the North Caspian Basin. *Geotektonika* [Geotectonics]. №1. 2004. Pp. 63-72. (In Russian)
- Khutorskoy M.D., Viskunova K.G., Podgornykh L.V., Suprunenko O.I., Akhmedzyanov V.R. Geotemperaturnaya model' zemnoy kory Barentseva morya: issledovaniya vdol' geotraversov [Geotemperature model of the Earth crust of Barents Sea: investigations along geotraverses]. *Geotektonika* [Geotectonics]. №2. 2008. Pp. 36-54.
- Khutorskoy M.D., Gorodnitskiy A.M., Gol'mshok A.Ya., et al. Teplovoy potok, bazal'tovyy vulkanizm i stroenie litosfery Tirreneskogo morya [Heat flow, basaltic volcanism and structure of the lithosphere of the Tyrrhenian Sea]. *Geotektonika* [Geotectonics]. №5. 1986. Pp. 116-123.
- Khutorskoy M.D., Podgornykh L.V., Gramberg I.S., Leonov Yu.G. Thermal Tomography of the West Arctic Basin. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2003. №3. Pp. 79-96. (In Russian)
- Khutorskoy M.D., Leonov Yu.G., Ermakov A.V., Akhmedzyanov V.R. Anomal'nyy teplovoy potok i priroda zhelobov v severnoy chasti Sval'bardskoy plity [Anomalous heat flow and nature of troughs in northern Svalbard plate]. *Doklady Akademii Nauk*. V.424. №2. 2009. Pp. 227-233.
- Khutorskoy M.D., Teveleva E.A., Tsybulya L.A., Urban G.I. Heat Flow in Salt-Dome Basins of Eurasia: A Comparative Study. *Geotektonika* [Geotectonics]. №4. 2010. Pp. 3-19. (In Russian)
- Shenger A.M., Natal'in B.A. Rifty mira [World Rifts]. Moscow: Geokart. 2009. 186 p.
- Schapov V.A., Yurkov A.K., Demezhko D.Yu., Nikolaev V.V. Geotermicheskie issledovaniya Ural'skoy sverkhglubokoy skvazhiny [Geothermal investigations of Ural super-deep well]. Mezhd. Konf. «Teplovoe pole Zemli i metody ego izucheniya» [Proc. Int. Conf. «The Earth's Thermal Field and Related Research Methods»]. Moscow: RUDN Publ. 1997. Pp. 195-198.
- Barberi F., Bizonard H., Ferrara G., Gasparini P. et al. Age and nature of basalts from the Tyrrhenian abyssal plain. *Initial Rep. DSDP*. Leg 42a. Site 373a. 1978. Pp. 509-513.
- Birch F., Roy R.F., Decker E.R. Heat flow and thermal history in New England and New York. Chapt. 33. *Studies in Appalachian Geology*. N.Y. 1968. Pp. 437-451.
- Blackman, D.K., Karson, J.A., Kelley, D.S., Cann, J.R., Fruh-Green, G.L., Gee, J.S., Hurst, S.D., John, B.E., Morgan, J., Nooner, S.L., Ross, D.K., Schroeder, T.J., and Williams, E.A. Geology of the Atlantis Massif (MAR 30°N): implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex. *Mar. Geophys. Res.* 2004. 23. Pp. 443-469.
- Boccaletti M., Horvath F., Loddo M. et al. The Tyrrhenian and Pannonian basin: a comparison of two Mediterranean interarc basins. *Tectonophysics*. V.35. 1976. Pp. 45-69.
- Boccaletti M., Nicolich R., Tortorici L. The Calabrian arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean. *Marine Geol.* 1984. V.55. Pp. 219-245.
- Bonatti E., Hartman K., Innocenti F., Kay R. Basalt drilled at the Vema fracture zone. *Initial Rep. DSDP*. Leg 39. 1977. Pp.507-511.
- Cornides I., Takaoka N., Nagao K., Matsuo S. Contribution of mantle derived gases to subsurface gases in a tectonically quiescent area, the Carpathian Basin, Hungary, revealed from noble gases measurements. *Geochem. J.* 1986. V.20. Pp. 119-125.
- Della Vedova B., Pollis G., Foucher I.P., Rehault J.P. Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea. *Marine Geol.* 1984. V. 55. Pp. 271-289.
- Folinsbee R.A. Heat flow over the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Degree Master of Sci. diss. Massachus. Inst. Technology*. 1969. 68 p.
- Gregory J.W. The Great rift valley. London: Seeley Service. 1896. 64 p.
- Griesshaber E., O'Nions R.K., Oxburgh E.R. Helium and carbon isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, the Rhine graben and Black Forest. *F.R.G. Chemical Geology*. 1992. V. 99. Pp. 213-235.
- Heezen B., Gray C., Segre A.G., Zarudski E.F.K. Evidence of founded continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea. *Nature*. 1971. V. 229. Pp. 327-329.
- Hutchinson I. The effect of sedimentation and compaction on oceanic heat flow. *Geophys. Roy. Astron. Soc.* 1985. V. 82. Pp. 439-459.
- Jaupart C., Sclater J.G., Simmons G. Heat flow studies: constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 52. Pp. 328-344.
- Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V. et al. Low geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics*. 1997. V. 276. Pp. 63-85.
- Lachenbruch A.H. Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. Pp. 6977-6989.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H. Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone. *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. N B11. Pp. 6185-6222.
- Langseth M., Hobart M. Interpretation of heat flow measurements in the Vema fracture zone. *Geophys. Res. Lett.* 1974. V. 3. N 5. Pp. 241-244.
- Lenkey L. Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. Netherlands Research School of Sedimentary geology, Amsterdam. 1999. 215 p.
- Lubimova E.A., Nikitina V.N. On heat flow singularities over mid-oceanic ridge. *J. Geophys. Res.* V.80. Is.2. 1975. Pp.232-243.
- McKenzie D.P. The variation of temperature with time and hydrocarbon maturation in sedimentary basins formed by extension. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 55. Pp. 87-98.
- Marty B., Tolstikhin I.N. CO₂ fluxes from mid-oceanic ridges, arcs and plumes. *Chem. Geol.* 1998. V.145. Pp. 233-248.
- Mohr R.A. The Cenozoic volcanic succession in Ethiopia. *Bull. volcanol.* 1968. V. 32. N 1. Pp. 5-14.
- Oxburgh E.R., O'Nions R.K., Hill R.I. Helium isotopes in sedimentary basins. *Nature*. V. 324. N 3-4. 1986. Pp. 632-635.
- Parsons B., McKenzie D.P., Mantle convection and the thermal structure of plates. *J. Geophys. Res.* 1978. 83. Pp. 4485-4496.
- Rehault J.P., Mascle J., Fabbri A. et al. The Tyrrhenian Sea before Leg 107. *Initial Report. ODP. Leg 107*. 1987. Pp. 9-35.
- Roy R.F., Decker E.R., Blackwell D.D., Birch F. Heat flow in the United States. *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. N 16. Pp. 5202-5221.
- Sengx A.M.C., Burke K. Relative timing of rifting and volcanism on the Earth and its tectonic implication. *Geophys. Res. Lett.* 1978. V. 5. Pp. 419-421.
- Turcotte D.L., Schubert G. Frictional heating of the descending lithosphere. *J. Geophys. Res.* 1973. V. 78. Pp. 5876-5878.
- Van Andel T.H., Thiede J., Sclater J.G., Hay W.W. Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 125 million years. *J. Geology*. 1977. V. 85. N 6. Pp. 651-698.
- Williams D., Green K., van Andel T. et al. The hydrothermal mounds of the Galapagos rift: observations with DSRV "Alvin" and detailed heat flow studies. *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. N B13. Pp. 85-100.

Information about authors

Mikhail D. Khutorskoy – Dr. Sci. (Geol.-Min.), Professor, Honored Scientist of the Russian Federation, Member of the Russian Academy of Natural Sciences, Head of the heat and mass transfer laboratory.

Boris G. Polyak – Dr. Sci. (Geol.-Min.), Member of the Russian Academy of Natural Sciences, Chief Researcher of the heat and mass transfer laboratory.

Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, Russia, Moscow, Pyzhevsky lane 7, 119017.

Tel: +7-495-9592756.

Региональные аспекты новейшей тектоники Республики Татарстан

Установлены интенсивность и направленность, вычислены величины абсолютных и относительных амплитуд новейших движений Республики Татарстан по тектоническим структурам 1-го порядка. Проведено районирование территории республики по режиму новейших движений. Установлено, что: Татарское сводовое поднятие приобрело современный структурный план в новейшее время в связи с положительными движениями кристаллического фундамента, а завершение морфогенеза Южно-Татарского свода приходится на неоген-четвертичное время; зависимость между масштабами нефтеносности и интенсивностью неотектонических движений в РТ прямая. Существующий масштаб нефтеносности Южно-Татарского свода предопределён существующим режимом его неотектогенеза. При восходящем режиме новейших движений положительные структуры вызывают направленный к ним поток нефтефлюидов из интервалов или областей их генерации по системе активизированных в настоящее время разломов. При нисходящих движениях, наоборот, углеводороды выдавливаются из структуры, т.е. в пределах юго-востока Республики Татарстан восходящие и нисходящие новейшие деформации создают в отложениях осадочного чехла эффект компрессии-декомпрессии.

Ключевые слова: неотектоника, геодинамика, деформации, превышения, критерии нефтеносности.

В основу анализа региональных особенностей неотектонических движений Республики Татарстан положены методы вычисления средних суммарных амплитуд деформаций денудационных поверхностей выравнивания (Дедков, 1972), относительных амплитуд новейших деформаций структурных планов основных продуктивных горизонтов и выделение по ним участков положительных и отрицательных превышений неотектогенеза (Мингазов, 2005), коэффициента расчленённости дневной поверхности, деформаций долинных комплексов основных рек республики.

В процессе исследований изучалось влияние неотектонических движений на структурные планы кристаллического фундамента, тиманских, тульско-бобриковских, верейских и голоценовых (по дневной поверхности) отложений. Также изучалась палеогеодинамика (образно говоря, «неотектоника») соответствующего стратиграфического интервала палеозоя):

- кристаллического фундамента к началу нижнефранского и визейского времён;
- девонских терригенных отложений к началу визейского времени;
- визейских отложений к началу каширского времени.

Рассмотрим полученные авторами наиболее характерные региональные особенности проявления новейшей тектоники на территории республики по тектоническим структурам первого порядка (Рис. 1, 2).

1. Северо-Татарский свод

В неогеновый период активизировалось развитие многих крупных структур Волжско-Камской антеклизы, в том числе и Северо-Татарского свода (СТС), что достаточно хорошо проявилось на дневной поверхности в виде положительных деформаций среднего и нижнего уровней поверхностей выравнивания. В пределах купольной части СТС развита поверхность миоценового (N_1) цикла выравнивания; на южном, юго-восточном склонах и в зоне его сочленения с Казанско-Кировским авлакогеном – плиоценового (N_2).

В целом для этой территории характерно развитие в современном тектоническом плане крупных зон новейших поднятий и относительных погружений северо-восточного простирания. К зонам поднятий относятся районы Вятского вала, СТС с его структурными выступами. В качестве зон относительных новейших погружений выделяются бассейн р. Иж и юго-западный склон СТС. Амплитуда поднятия за неоген-четвертичное время составляет около 220-230 м (по деформациям среднего – миоценового – уровня поверхностей выравнивания). Морфоструктура СТС по отношению к прогибу в бассейне р. Иж поднята на 60-80 м.

Зоны новейших поднятий характеризуются сложным проявлением неотектоники на отдельных участках. На фоне общего валлообразного поднятия выделяются отдельные участки с максимальными значениями амплитуд неоген-четвертичных движений (локальные поднятия СТС). Намечаются и другие особенности проявления неотектоники, среди которых следует отметить высокую степень современной тектонической активности локальных поднятий Грахано-Елабужского вала, а также наличие узких и резко дифференцированных зон новейших движений типа флексур на отдельных участках сочленения районов поднятия и погружения. В целом крупные зоны новейшего поднятия и погружения отвечают аналогичным по знаку структурам осадочного чехла и рельефа кристаллического фундамента.

В морфоструктурном отношении район подразделяется на два подрайона: восточная часть СТС (Восточное Прикамье) и западная часть СТС (Западное Прикамье) (Мингазов, 2005).

1.1. Восточная часть Северо-Татарского свода (Восточное Прикамье)

Она представляет собой морфоструктуру, у которой высоты рельефа местами достигают абсолютных отметок 200-250 м. В рельефе Восточного Прикамья ясно отражены структурные поднятия нижнеказанских и верхнеказанских отложений. Река Кама фиксирует эти поднятия, опи-

бая их с юго-запада (Голышурминское, Бондюжское, Елабужское, Котловское и др.). Так, например, в промежутке Тихие Горы – Набережные Челны р. Кама течёт почти в меридиональном направлении с севера на юг, а далее принимает почти широтное направление, выбирая путь в понижениях между локальными структурами, а местами и пересекая последние, в частности Елабужско-Соболековское поднятие.

Все притоки Камы в пределах Прикамья текут согласно падению пермских отложений. В региональном плане развитие долины р. Кама на этом участке согласуется с тектоникой данного района. Здесь её долина заложилась в зоне сочленения двух противоположных структурных элементов: Елабужско-Голышурминского вала и Сарайлинского прогиба.

1.2. Западная часть Северо-Татарского свода (Западное Прикамье)

Она характеризуется наиболее высоким уровнем залегания кристаллического фундамента в восточной части и, наоборот, значительным погружением его в западной части. Так, кристаллический фундамент залегает на Кукморской площади на отметках минус 1475-1500 м, а в районе Казакларской площади – на отметке минус 1800 м. Иная картина наблюдается для структуры верхнепермских слоёв. Например, кровля нижеказанских отложений в западной части района на 50-60 м выше, чем в восточной. Формирование относительно высокой положительной верхнепермской структуры в условиях погружения фундамента объясняется тем, что в районе Казакларской площади суммарная толщина осадочного чехла от фундамента до кровли нижеказанских отложений на 300 м больше, чем на Кукморской площади за счёт увеличения толщин отложений терригенного девона, отсутствующих на Кукморской площади.

Восточные районы Западного Прикамья лишены мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложений, что указывает на его тенденцию к устойчивому поднятию в мезо-кайнозое. Этот район после плиоцена также испытывал поднятие, о чём говорят хорошо развитые эрозионные террасы долин р. Волга, Кама и Вятка. Скорость поднятия восточной части района (Северо-Татарский свод) почти не уступает таковой Бугульминского плато (Южно-Татарский свод). Некоторое уменьшение высот рельефа здесь объясняется сокращёнными толщинами отложений терригенного девона. Если бы Кукморский выступ фундамента не был лишён пород терригенного девона, то высота рельефа достигла бы отметок порядка 350-380 м.

В западной части района следует отметить наличие признаков неогенового опускания, приведшего в целом к некоторому отставанию её в ходе общего процесса новейшего тектонического поднятия территории.

2. Восточный склон Токмовского свода и Казанско-Кировский авлакоген (Предволжье)

В противоположность другим районам Татарстана в южной части Предволжья элементы геоморфологии не соответствуют структурным элементам казанских отложений. Здесь казанские слои испытывают значительное

погружение, и в формировании рельефа существенную роль играют структуры слоёв татарского яруса, юры и мела. Но и в этом случае не следует пренебрегать анализом поверхностей выравнивания, так как они отражают тектонический подъём территории даже в том случае, когда нижеказанские слои, в силу увеличения толщин вышележащих отложений, не обнаруживают явных локальных поднятий. Роль более молодых отложений в формировании рельефа данного района отчётливо видна из характера развития речных систем, главным образом р. Волга и Свияга. Волга течёт в общем на юг, а её приток Свияга – на север.

Направление течения р. Волга северо-западнее описываемой территории (от Нижнего Новгорода до Зеленодольска), по отношению к региональному падению слоёв казанских отложений, является несогласным, т.к. уклон её долины обусловлен особенностями развития татарских отложений (увеличение толщин). На рассматриваемом участке правый склон долины Волги сложен преимущественно татарскими породами. От Зеленодольска до Камского Устья правый берег долины сложен в основном породами казанского яруса, т.к. здесь проявляется общее тектоническое поднятие слоёв палеозоя. Ниже Камского Устья пермские слои вновь испытывают погружение, а ниже Тетюшей они, погружаясь под уровень Волги, уступают место отложениям юры и мела. Это объясняется тем, что в пределах Ульяновско-Саратовской синеклизы пермские слои испытали глубокое погружение, образовали прогиб, который впоследствии был выполнен отложениями мезо-кайнозоя. Позднее в результате неотектонического воздымания в пределах Казанско-Кировского авлакогена образовалась Вятская система валов, которой на дневной поверхности соответствует Приволжская возвышенность. Последняя имеет уклон с юга на север, что обусловило возникновение и развитие несогласной к падению слоёв палеозоя долины р. Свияга. Свияга берёт начало в Ульяновской области в зоне развития мезокайнозойских отложений и течёт на север по региональному восстанию слоёв мезозоя (от истока вниз по течению последовательно выступают на дневную поверхность слои палеогена, мела, юры и верхней перми).

Несогласие направления течения Свияги по отношению к региональному наклону слоёв, а также направлению течения Волги является характерным показателем тектонической и геоморфологической неоднородности Предволжья. Формирование долины р. Волга связано с более древними мезо-кайнозойскими тектоническими движениями, тогда как долина Свияги начала формироваться лишь в начале плиоцена.

Район представляет собой нижний – плиоценовый – уровень поверхностей выравнивания, миоценовая поверхность присутствует в виде отдельных останцовых массивов, развитых в междуречье Волги и Свияги.

Данная территория характеризуется сложным и неоднородным проявлением новейших тектонических движений земной коры, хотя на региональной неотектонической схеме она выступает в форме составной части единой региональной морфоструктуры. Наиболее характерными региональными особенностями новейшей тектоники рассматриваемой территории являются:

– широкое развитие новейших тектонических деформаций изометричных очертаний наряду с деформациями линейного направления;

– различная степень новейшей тектонической активности локальных поднятий;

– перестройка плана новейших тектонических движений отдельных районов.

Наиболее чётко новейшие поднятия изометричной формы выражены в междуречье Волги и Свияги. Поднятия данного типа ограничены участками относительно новейшего прогибания до отметок 130 м. Причём границы между ними выражены очень чётко – в форме регионального эрозионно-денудационного уступа правого коренного склона р. Свияга, которому соответствует зона резкого изменения градиентов неоген-четвертичных движений.

Судя по деформациям N_1 и N_2 поверхностей выравнивания, отмеченные выше изометричные неоструктуры характеризуются величинами положительных деформаций до отметок 220 м и выше. В разряде неотектонических деформаций линейного типа отчетливо выделяются деформации трёх видов:

– валообразные или близкие к ним по форме поднятия (Улеминский вал);

– новейшие разломные (линеamentные) зоны (долина р. Свияга);

– новейшие флексуры (линейная деформация ачкагыльской поверхности вдоль долины Волги).

По степени неотектонической активности локальные структуры данной территории подразделяются на две группы: активные и неактивные. Активными являются структуры с ясно выраженными признаками четвертичного поднятия. Таковыми являются Большетарханская структура и локальные поднятия Улеминского вала (Алабердинское, Шайтанкинское, Кишакинское) и сам Улеминский вал, которому на дневной поверхности соответствует зона положительных деформаций (до отметок 220 м) плиоценовой поверхности выравнивания север-северо-западного простирания.

При изучении неотектоники данного региона выявились интересные закономерности, которые хорошо согласуются с результатами геофизических исследований. По полученным в последнее время материалам аэромагнитной съёмки территория Казанско-Кировского авлакогена разделяется на две части: северную и южную. Граница раздела проходит южнее Казани, скорее всего, по широте Камско-Устьинской плиоценовой погребённой долины. На карте новейшей тектоники видно (Рис. 1), что здесь плиоценовая поверхность выравнивания испытала отрицательную деформацию до отметок порядка 150 м. Материалы аэромагнитной съёмки и морфострук-

турного анализа показывают, что раздел произошёл за счёт воздымания южной части кристаллического фундамента, который способствовал не только его разделению, но и формированию, и развитию прогиба в виде отдельных отрицательных тектонических элементов. Это даёт возможность предположить, что природа Казанско-Кировского авлакогена гетерогенна.

В районе на предмет неотектонической деформации анализировались ранне- и позднеплейстоценовые (N_1 , N_2) поверхности выравнивания, где рельеф развивался вне зависимости от формирования долины Волги. В водораздельных пространствах Волги и Свияги сохранился непогребённый доакчагыльский рельеф. Поэтому вычисление амплитуд неотектонических положительных деформаций в рассматриваемом районе, как и в пределах Бугульмино-Белебеевского плато, более достоверно прогнозирует структурные неоднородности осадочного чехла.

Данные поверхности выравнивания в пределах описываемого района не имеют сплошного распространения, развиты крупными фрагментами; границами между ними служат хорошо выработанные и сильно выположенные речные долины. Эти реки текут по унаследованным с неогена (верхний миоцен и плиоцен) погребённым долинам, в неогеновых аллювиальных свитах которых установлены три разновозрастных вреза, показывающих динамику и направленность неотектоники (Бутаков, Абзалова, 1968). Причём врезы погребённых долин по времени и по интенсивности хорошо коррелируются с новейшими деформациями поверхностей выравнивания. В пределах границ Татарстана в данном районе выделяются две погребённые долины, пересекающие Волго-Свияжский водораздел: Камско-Устьинская и Тетюшинская.

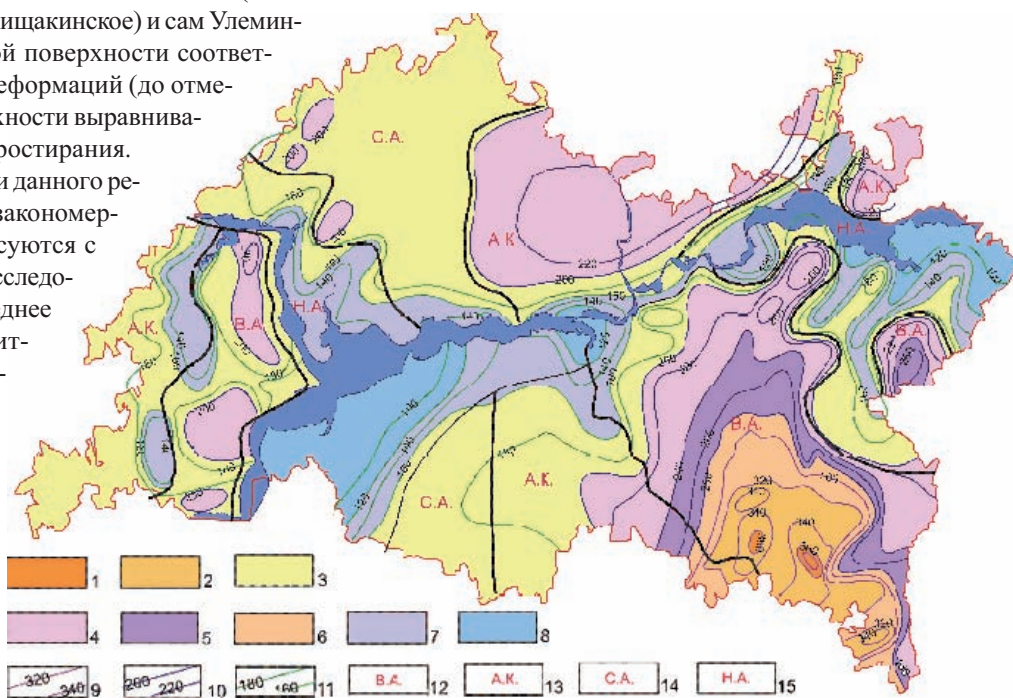


Рис. 1. Карта новейшей тектоники Республики Татарстан. Средние суммарные амплитуды новейших тектонических движений (м): 1 – 400-360; 2 – 360-320; 3 – 320-280; 4 – 280-240; 5 – 240-200; 6 – 200-160; 7 – 160-120; 8 – 120-80. Изолинии тектонических движений (м): 9 – за период Pg_3-Q ; 10 – N_1-Q ; 11 – N_2-Q . Режимы неотектонических движений: 12 – весьма активный; 13 – активный; 14 – слабоактивный; 15 – неактивный.

3. Южно-Татарский свод и Мелекесская впадина (Высокое и Низкое Заволжье)

История формирования Высокого Заволжья – Бугульмино-Белебеевской возвышенности (Южно-Татарский свод (ЮТС)) весьма сложная. В его строении принимают участие комплексы пород кристаллического фундамента, бавлинских (в пределах грабенообразных прогибов фундамента), девонских, каменноугольных и пермских отложений. Высота современного рельефа зависит от распределения толщин этих отложений, гипсометрического уровня залегания кристаллического фундамента, которые, в свою очередь, предопределяются интенсивностью и знаком новейших движений.

В соответствии с внутренним строением Бугульмино-Белебеевская возвышенность обособляется на ряд самостоятельных геоморфологических элементов, отличающихся друг от друга своими внешними особенностями. Так, Альметьевско-Бугульминская зона возвышенности (Бугульминское плато) характеризуется сравнительно приподнятым залеганием кристаллического фундамента (минус 1550, минус 1600 м) и всех слоёв осадочного покрова, а также относительно высоким рельефом дневной поверхности (до 360-380 м). Осадочный слой представлен начальной с эйфельских отложений, более древние слои палеозоя отсутствуют.

К юго-востоку от Бугульминского плато толщина осадочного чехла за счёт бавлинских и нижнепермских (кунгурских) отложений резко увеличивается и соответственно погружается кристаллический фундамент. Рельеф же местности и уровень залегания верхнепермских отложений в этом направлении несколько повышается. К северу и западу от Бугульминского плато, в сторону Сарайлинского прогиба и Мелекесской впадины, происходит некоторое понижение гипсометрии кристаллического фундамента, а также пермских слоёв и дневной поверхности. Эти особенности строения возвышенности важны в расшифровке знаков неотектонических движений на отдельных её участках. Кроме того, они ясно показывают сопряжённость неотектоники с более древними тектоническими движениями.

Бугульминское плато не испытывало более или менее значительного погружения с конца палеозоя по голоцен. Об этом свидетельствует отсутствие на массиве осадков мезозоя, палеогена и неогена. В мезозое и палеогене не было благоприятных условий для развития крупных речных систем. Главные реки района начали формироваться лишь в плиоцене. Особый интерес с точки зрения выяснения характера неотектонического развития представляют р. Ик, Степной Зай, Шешма, которые с конца неогена до современной эпохи разрушают созданное здесь геологическое со-

оружие. Геологическая деятельность этих рек направлена на выравнивание неровностей и нивелирование больших высот рельефа. Они чрезвычайно усложнили первичный структурно-морфологический облик Бугульминского плато, полностью или частично разрушили некоторые пермские структуры (Александровскую, Сарабикуловскую, Кармальскую).

Бугульминское плато характеризуется пересечённым и довольно резким рельефом. Характерными его элементами являются глубокие долины с террасами, овраги и водоразделы. Разница в отметках между вершинами высот и тальвегами долин достигает до 200 м. Если отдельные вершины достигают 360-370 м абсолютной высоты, то речные долины, врезаясь в толщу массива, спускаются до абсолютных отметок 150-160 м. Это значит, что такая резкая дифференцированность рельефа сохранилась, по-видимому, потому, что в его формировании принимают участие не только экзогенные силы, направленные на понижение рельефа, но и эндогенные, вызывающие общее поднятие и создающие благоприятные условия для углубления речных долин. В процессе развития речных долин отмечаются определённые периоды отставания проявления эндогенных сил от эрозионного действия экзогенных сил. По-видимому, реки неоднократно достигали базиса эрозии и, продолжая производить в основном боковой размыв, создавали аккумулятивные террасы. По левым берегам рек наблюдается до трёх таких террас. Образование каждой террасы соответствовало времени усиления тектонического поднятия массива, а накопление аллювия отвечало замедлению поднятия.

В целом периодов затухания неотектонического воздымания было несколько. Наиболее заметное опускание массива происходило во второй половине неогена (плиоцен), что вызвало трансгрессию с юга вод акчагыльского

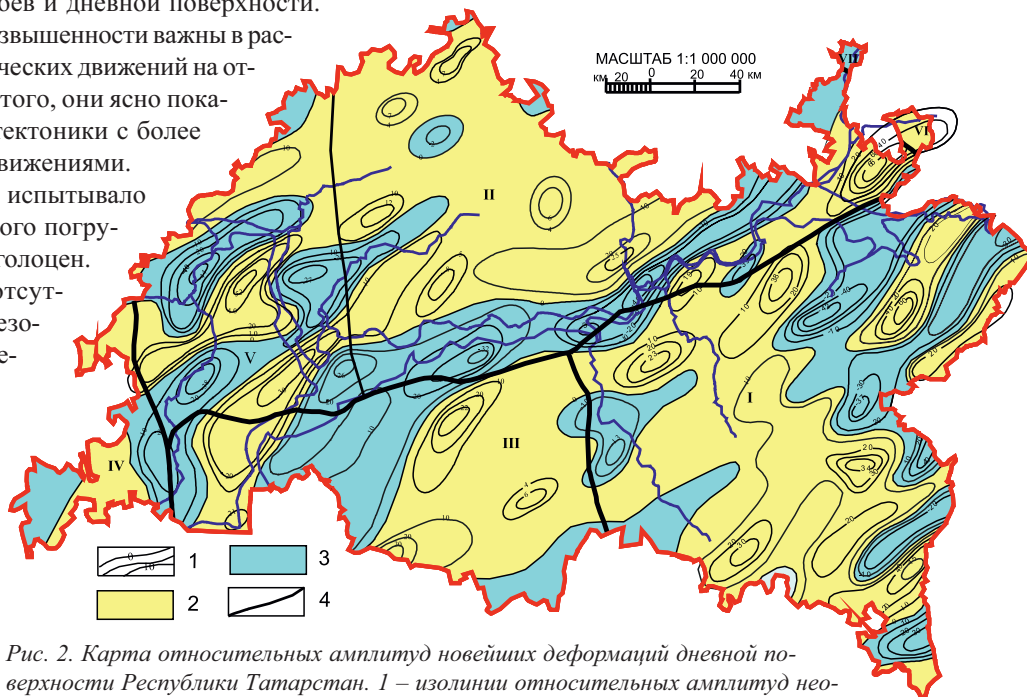


Рис. 2. Карта относительных амплитуд новейших деформаций дневной поверхности Республики Татарстан. 1 – изолинии относительных амплитуд неотектонических движений; 2 – зоны положительных превышений неотектонических движений; 3 – зоны отрицательных превышений неотектонических движений; 4 – граница тектонических элементов: I – Южно-Татарский свод; II – Северо-Татарский свод; III – Мелекесская впадина; IV – Восточный склон Токмовского свода; V – Казанско-Кировский прогиб; VI – Бирская седловина; VII – Верхне-Камская впадина.

бассейна по речным долинам и образование застойных водоёмов, в которых откладывался терригенный и тонкодисперсный глинистый материал. После ачкагыла произошло повторное поднятие, обусловившее углубление речных долин и формирование уступа высокой террасы. В настоящее время в рельефе Бугульминского плато ясно выражено преобладающее влияние новейших поднятий. Несмотря на разрушающее действие экзогенных сил, многие положительные локальные структуры верхнепермских слоёв, выраженные в первичном рельефе как положительные геоморфологические формы, сохранились до настоящего времени.

В данном районе имеют место все три уровня поверхностей выравнивания, развитых в Поволжье: олигоценная (Pg_3), миоценовая (N_1) и плиоценовая (N_2). Купольную часть ЮТС занимает самая древняя – олигоценная – поверхность выравнивания; по его западному и восточному склонам развита миоценовая; в пределах Мелекесской впадины, Сарайлинского прогиба и Камско-Бельского авлакогена – плиоценовая поверхность выравнивания.

Эта весьма сложная в структурном отношении территория характеризуется и весьма сложной неотектоникой. В характере новейших движений ЮТС много сходного с восточным склоном Токмовского свода. В описываемом районе отчетливо выражены новейшие изометричные и линейные деформации дневной поверхности. ЮТС вырисовывается в форме очень крупного плоского поднятия, где суммарные амплитуды неоген-четвертичных движений в абсолютном исчислении достигают 360 м. Зона максимальных новейших положительных деформаций ЮТС (в пределах Татарстана) приходится на район Куакбашского вала Ромашкинского месторождения (до 360-370 м над уровнем моря).

Наряду с поднятиями изометричного типа на рассматриваемой территории развиты относительные новейшие погружения в форме впадин. В числе их выделяется обширная Мелекесская впадина (разница градиентов неотектонических движений относительно ЮТС составляет около 200 м). В неогене, по мнению В.И. Троепольского и С.С. Эллерна (Троепольский, Эллерн, 1964), область начавшегося ранее опускания Мелекесской впадины сузилась и была приурочена к её центральной части, охватив также

неширокую полосу западного склона ЮТС (долина р. Шешма). В Мелекесской впадине отсутствуют эйфельские, местами живетские, кунгурские, а на западе – уфимские отложения. Отсутствуют также отложения мезозоя и палеогена. Некоторым развитием пользуются плиоценовые образования, заполняющие эрозионные формы. Все это говорит о том, что этот район в среднем девоне в кунгурское, уфимское, мезозойское и палеогеновое время испытывал поднятие. Депрессия же возникла или, может быть, возродилась главным образом в неогене.

Здесь относительно высокие структуры верхнепермских отложений смещаются с юга на север, в сторону некоторого уменьшения толщины осадочного чехла и повышения кристаллического фундамента. В пределах север-

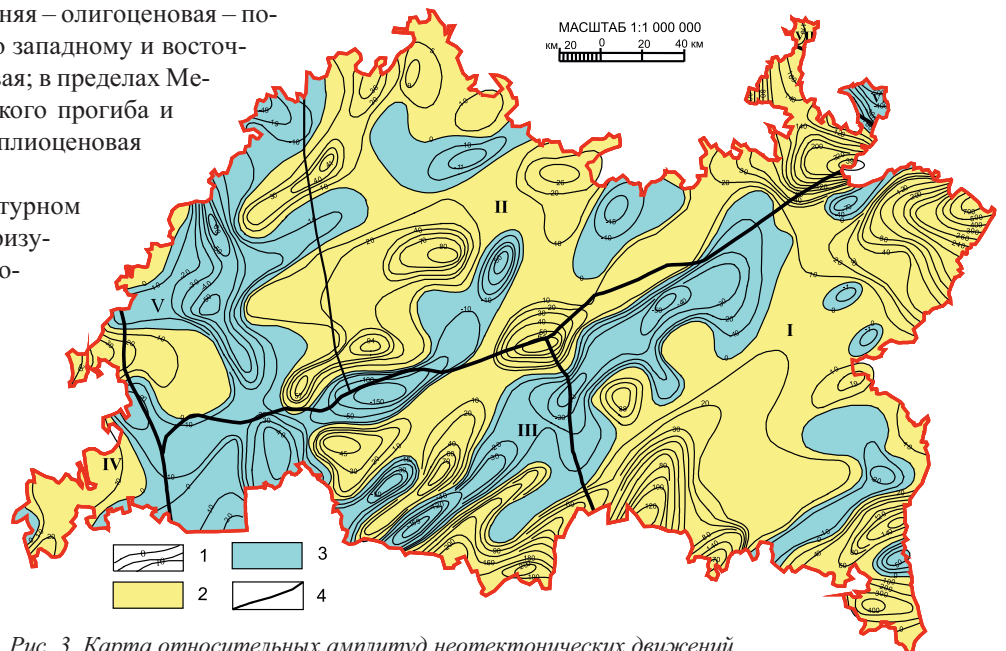


Рис. 3. Карта относительных амплитуд неотектонических движений кристаллического фундамента Республики Татарстан. Условные обозначение см. рис. 2. (Структурная карта кристаллического фундамента РТ построена Войтовичем Е.Д.)

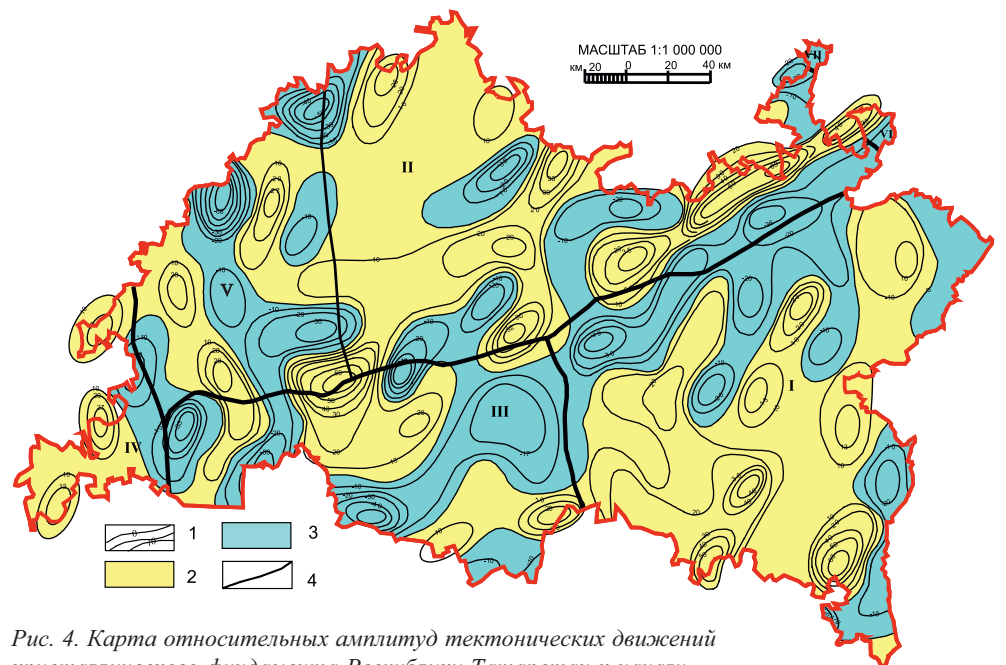


Рис. 4. Карта относительных амплитуд тектонических движений кристаллического фундамента Республики Татарстан к началу нижнемиоценового времени. Условные обозначение см. рис. 2. (Палеоструктурная карта кристаллического фундамента РТ к началу нижнемиоценового времени построена Ларочкиной И.А.)

ного борта Мелекесской впадины отметка кровли нижнеказанских слоёв выше, чем в центральной части впадины, тогда как высота рельефа дневной поверхности на этих площадях почти одинаковая (150-170 м). Такое соотношение структур нижнеказанских отложений и дневной поверхности объясняется тем, что в центральной части (Аксубаевская площадь) толщина пород татарского яруса достигает 150 м, а на северном борту они почти полностью снесены плиоценовым и четвертичным размывом.

О новейшем погружении Мелекесской впадины свидетельствуют широкие и выработанные долины р. Большой и Малый Черемшан, русла которых свободно меандрируют, принимая, зачастую, блуждающий вид. Террасы их имеют погребённую вложено-аккумулятивную форму, течение очень медленное (кроме района Сотниковской морфоструктуры). В западной части Мелекесской впадины выделяются участки относительного послекачагыльского поднятия в районе с. Три Озера (Спасский район РТ) и по простиранию Пичкаско-Бугровского вала, о чём свидетельствуют положительные деформации надпойменных террас Волги. Выделяются здесь и участки глубокопогруженных в качагыле впадин (в левобережье Волги). На восточном борту Мелекесской впадины намечаются неотектонические ступени субмеридионального (с западным разворотом) простирания, обусловленные структурными террасами кристаллического фундамента. Следует отметить, что участки относительного новейшего погружения совпадают со сходными по форме погружениями в толще осадочного чехла или поверхности кристаллического фундамента территории.

На юго-восточном склоне ЮТС наблюдаются несоответствия между новейшими деформациями поверхности и структурами глубоких горизонтов. Поэтому, здесь новейшие движения целесообразно изучать не по дневной поверхности, а непосредственно по уровню того или иного горизонта чехла согласно методике М.Н. Мингазова (Мингазов, 2005).

Северо-западная часть Камско-Бельской зоны новейшего погружения является участком наиболее интенсивных отрицательных движений. В структурном отношении это – фрагмент транзитного Камско-Бельского авлакогена. Осевая часть депрессии совпадает с долиной р. Белая, которая служила основным направлением трансгрессии качагыльского моря. По сравнению с приподнятым западным краем депрессии, качагыльская поверхность погружена здесь на 40 и более метров.

Рассмотренная картина неотектонической дифференциации дневной поверхности республики находит полное соответствие с горизонтальной расчленённостью современного рельефа. Расчленённость дневной поверхности и интенсивность восходящих движений связаны между собой прямой зависимостью: где положительные градиенты неотектогенеза больше, там и плотность эрозионных форм больше. Так, максимальной эрозионной расчленённостью дневной поверхности характеризуется Бугульмино-Белебеевская возвышенность, обусловленная положительной структурой I-порядка – ЮТС. Здесь коэффициенты горизонтальной расчленённости доходят до 12-13 баллов. В пределах СТС максимальные значения описываемых показателей достигают 10, Казанско-Кировского авлакогена – 8, Мелекесской впадины – не превышают 3 баллов.

Результаты этих исследований показали, чем больше толщина осадочного покрова и чем продолжительнее происходило неотектоническое воздымание, тем выше и резче рельеф дневной поверхности и глубже залегает кристаллический фундамент (Бугульмино-Белебеевская возвышенность, Вятский вал); и, наоборот, чем меньше толщина осадочного чехла, тем ниже рельеф местности при относительно высоком залегании кристаллического фундамента (Кукморский участок). Площади, испытавшие некомпенсированное неотектоническое погружение, независимо от толщины осадочной толщи, имеют низкие отметки рельефа дневной поверхности. В зависимости от толщины осадочного чехла абсолютные отметки кристаллического фундамента также понижаются (Мелекесская, Сарайлинская впадины и Камско-Бельский авлакоген).

Низкое залегание кристаллического фундамента при относительно маломощном развитии осадочного чехла (отсутствие терригенного девона и бавлинской свиты, других свит палеозоя) или низкое положение рельефа при относительно более мощном развитии осадочного чехла являются характерными показателями некомпенсированного неотектонического опускания территории. Так, Сарайлинская, Камско-Бельская и Казанско-Кировская впадины испытывали некомпенсированное неотектоническое опускание, что подтверждается наличием в этих районах плиоценовых отложений в глубоко размывтых долинах.

В послепермское время, в результате активизации тектонической деятельности, территория выводится из-под уровня моря, наступает длительный этап континентального развития региона в течение всей мезозойской и первой трети кайнозойской эры. В мезозойское и палеогеновое время территория масштабным тектоническим преобразованием не подвергается, а является областью сноса ранее накопленных осадков.

Результаты палеогеодинамических и неотектонических построений показали, что Татарское сводовое поднятие современное структурное приобрело в новейшее время в связи с положительными движениями кристаллического фундамента, а завершение морфогенеза ЮТС приходится на неоген-четвертичное время.

По результатам данных исследований построена карта новейшей тектоники Республики Татарстан, на которой территория республики дифференцируется на 4 района по режиму новейших движений (Рис. 1).

Анализ нефтеносности и неотектогенеза показывает, что зависимость между масштабами нефтеносности и интенсивностью неотектонических движений в РТ прямая. Подтверждением этому служит приуроченность Ромашкинского нефтяного месторождения весьма активному в неотектоническом отношении ЮТС, который современное структурное приобрел в новейшее время в связи с положительными движениями кристаллического фундамента (Рис. 3, 4).

На активном в неотектоническом отношении западном склоне ЮТС образовано второе по масштабам в республике Ново-Елховское и множество других месторождений нефти. На юго-восточном склоне, активного в описываемом плане СТС, расположены Бондюжское, Первомайское, Елабужское и другие месторождения (на характер нефтеносности, кроме неотектонического фактора, повлияли уменьшенные толщины девонских терригенных отложений,

связанные с их выклиниванием по направлению к центральной части свода). На активном в неотектоническом отношении восточном борту Мелекесской впадины расположены средние и мелкие месторождения нефти: Аксубаево-Мокшинское, Кадыровское, Нурлатское, Максат и др.

Таким образом, существующий масштаб нефтеносности ЮТС предопределён существующим режимом (по градации авторов, весьма активным) его неотектогенеза. При восходящем режиме новейших движений положительные структуры вызывают направленный к ним поток нефтефлюидов из интервалов или областей их генерации по системе активизированных в настоящее время разломов. При нисходящих движениях, наоборот, углеводороды выдавливаются из структуры. Образно говоря, в пределах юго-востока Республики Татарстан восходящие и нисходящие новейшие деформации создают в отложениях осадочного чехла эффект компрессии-декомпрессии.

В итоге отметим, что результаты исследований по новейшей тектонике должны быть учтены при:

- поисково-разведочном этапе (к примеру, профили сейсморазведки заведомо не размещать в зонах отрицательных превышений новейших движений);
- разработке месторождений нефти и газа (в процессе составления технологических схем разработки, реализации технологий увеличения нефтеотдачи пластов);
- геологическом и гидродинамическом моделирова-

нии и составлении постоянно действующих моделей месторождений и залежей нефти.

Литература

Бутак Г.П., Абзалова А.М. Песчано-галечные отложения и погребенная долина Волго-Свияжского водораздела между г. Ульяновск и с. Ундоры. *Учен. зап. КГУ*. 1968. Т. 123. Кн. 4. С. 80-85.

Дедков А.П. О денудационных срезах и древних поверхностях выравнивания в Среднем Поволжье. Экзогенные процессы в Среднем Поволжье. Казань: Изд-во КГУ. 1972. С. 3-20.

Мингазов М.Н. Оценка перспектив нефтеносности осадочной толщи Татарстана на основе неотектонических исследований. М.: ОАО «ВНИИОЭНГ». 2005. 160 с.

Тропольский В.И., Эллерн С.С. Геологическое строение и нефтеносность Аксубаево-Мелекесской депрессии. Казань: Изд-во КГУ. 1964. 658 с.

Сведения об авторах

Минтахир Нургатович Мингазов – канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник отдела экологической безопасности при разработке нефтяных месторождений.

Алия Аксяновна Стриженок – канд. геол.-мин. наук, заведующий сектором отдела экологической безопасности при разработке нефтяных месторождений.

Камышников А.Г. – инженер.

Институт «ТатНИПИнефть» ОАО «Татнефть».

Киямова А.Г. – канд. пед. наук, преподаватель Набережночелнинского института социально-педагогических технологий и ресурсов.

423230, Бугульма, ул. М. Джалиля, 32.

Regional Aspects of Recent Tectonics of Tatarstan Republic (Russia)

M.N. Mingazov¹, A.A. Strizhenok¹, A.G. Kamyshnikov¹, A.G. Kiyamova²

¹Tatar Oil Research and Design Institute of «Tatneft» JSC (TatNIPIneft), Russia, Bugulma, mingaz@tatnipi.ru, kosmogeo@tatnipi.ru

²Naberezhnochelninsky Institute of Socio-educational technologies and resources, Russia, Naberezhnye Chelni

Abstract. In this paper intensity and direction are set, absolute and relative amplitude values of the latest movements in Tatarstan on the first order tectonic structures are calculated. Republic's territory is divided into zones according to the latest movements' regime. It is established that Tatar Arch has acquired its modern structure in recent times due to positive movements of the crystalline basement, and morphogenesis of South-Tatar Arch was completed in Neogene-Quaternary age. There is a direct dependence between oil content scale and neotectonic movements' intensity in Tatarstan. The existing oil content scale of South Tatar Arch is predestinated by existing regime of its neotectogenesis. During upward regime of recent movements, positive structures cause directed toward them oil fluids flow from intervals or areas of their generation through faults system activated currently. During downward regime, on the contrary, hydrocarbons are squeezed out of structure, i.e. within south-eastern part of Tatarstan upward and downward latest deformations create compression-decompression effect in the sedimentary cover.

Keywords: neotectonics, geodynamics, deformations, excess, oil content criteria.

References

Butakov G.P., Abzalova A.M. Peschano-galechnye otlozheniya i pogrebennaya dolina Volgo-Sviyazhskogo vodorazдела mezhd u g. Ul'yanovsk i s. Undory [Sand and pebble deposits and buried valley of

the Volga-Sviyazhsky watershed between Ulyanovsk city and Undory town]. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennyye Nauki*. 1968. V. 123. Vol. 4. Pp. 80-85.

Dedkov A.P. O denudatsionnykh srezakh i drevnikh poverkhnostyakh vyravnivaniya v Srednem Povolzh'e. Ekzogennye protsessy v Srednem Povolzh'e [On denudation sections and ancient alignment surface in the Middle Volga. Exogenous processes in the Middle Volga]. Kazan: «Kazansk. universitet» Publ. 1972. Pp. 3-20.

Mingazov M.N. Otsenka perspektiv neftenosnosti osadochnoy tolschi Tatarstana na osnove neotektonicheskikh issledovaniy [Assessment of Tatarstan sedimentary strata oil potential on the basis of neotectonic studies]. Moscow: JSC «VNIIOENG» Publ. 2005. 160 p.

Troepol'skiy V.I., Ellern S.S. Geologicheskoe stroenie i neftenosnost' Aksubaev-Melekesskoy depressii [Geological structure and oil presence of the Aksubaev Melekess depression]. Kazan: «Kazansk. universitet» Publ. 1964. 658 p.

Information about authors

Mintakhir N. Mingazov – Cand. Sci. (Geol. and Min.), Leading Researcher of the Division of environmental safety during the oil and gas development.

Aliya A. Strizhenok – Cand. Sci. (Geol. and Min.), Head of the Division of environmental safety during the oil and gas development.

Kamyshnikov A.G. – Engineer.

Tatar Oil Research and Design Institute (TatNIPIneft) of the «Tatneft» JSC

Kiyamova A.G. – Cand. Sci. (Ped.), lecturer

Naberezhnochelninsky Institute of Socio-educational technologies and resources.

423230, Republic of Tatarstan, Bugul'ma str. Jalil, 32

Типы органического вещества и генерационный потенциал кунгурских терригенных отложений севера Предуральяского краевого прогиба

Различные генерационные возможности пермских угленосных отложений обусловлены, в первую очередь, присутствием в породах многокомпонентного органического вещества (ОВ) и его катагенетической преобразованностью. Значительное снижение углеводородного потенциала происходит за счет широкого распространения ОВ IV типа. Проведенные исследования нацелены на установление качественного состава ОВ, оценку его потенциала и площадное распространение выделенных типов. В работе представлены результаты углепетрографических и пиролитических исследований кунгурских отложений в районах севера Предуральяского краевого прогиба. Охарактеризован средний состав ОВ, показана связь содержания микрокомпонентов исходного ОВ с обстановками осадконакопления и выявлены зоны преимущественного распространения ОВ II, III и IV типов. Проведена оценка пиролитических показателей и выявлены области распространения пород с различным углеводородным потенциалом. Установлено повсеместное распространение пород характеризующихся низким углеводородным потенциалом, повышение этого показателя зафиксировано лишь локально, в пределах восточной оконечности Хорейверской впадины, гряды Чернышева, юга Варандей-Адзвинской структурной зоны и северо-востока Косью-Роговской впадины. Терригенные отложения кунгурского возраста на большей части исследуемой территории обладают низкими нефтегазопродуцирующими свойствами и не способны генерировать УВ в промышленных масштабах.

Ключевые слова: пермские угленосные отложения, органическое вещество, углепетрография, водородный индекс, генерационный потенциал.

Введение

Интерес к угленосным отложениям, как возможным нефтегазоматеринским, со стороны многих исследователей проявился с конца прошлого столетия (Hunt, 1991; Голицын и др., 1992; Petersen, 2006). Пермские терригенные отложения на территории Тимано-Печорского бассейна содержат значительное количество многокомпонентного органического вещества (ОВ), обладающего различными генерационными возможностями. Проведенные ранее исследования пермских отложений показали снижение генерационных возможностей за счет присутствия в составе ОВ инертинитовых компонентов (Органическая геохимия ..., 2004; Процько, Анищенко, 2008). Задачей наших исследований являлось установление качественного состава ОВ, оценка его генерационных возможностей и площадное распространение выделенных типов.

Фактический материал

Пермские терригенно-угленосные отложения кунгурского возраста распространены на всей части севера Предуральяского краевого прогиба. Разрез состоит из прослоев песчаников, алевроли-

тов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей и представлен прибрежно-морскими и континентальными отложениями, составляющими угленосную формацию. Основные участки угленакопления расположены на северо-востоке Косью-Роговской и юго-востоке Коротайхинской впадин, к западу замещающиеся глинисто-карбонатными породами лагунно-морского генезиса (Македонов, 1965). Для этого времени образования основных продуктивных пластов углей, по данным проведенных ранее исследований (Македонов А.В.), выделяется несколько палеогеографических зон (Рис. 1). Нами было проанализировано порядка 250 шлифов и ан-

Зоны	Фашии и обстановки осадконакопления (Македонов, 1965)	Мощность, м	Угле-носность, %	Состав ОВ, %				
				Vt	It	Lt		Sm
						R, Sp, K	Al	
I	Сильно опресненные лагунные и лагунно-дельтовые фашии - мористо-лагунные отложения с морской и солоноватого-водной фауной и конкрециями смешанного состава	400 600	-	80	20	-	-	-
II	Лагунно-баровый осадочный комплекс с неустойчивой соленостью вод и локальными участками болотного угленакопления	400 530	3 1,2	15- 97	1- 70	0,1-40	6- 10	-
III	Отложения лагунно-барового генезиса с морской фауной и резким сокращением угленосности.	Север 330 410	1,2 0,2	10- 95	5- 85	1-50	0,1- 1	1- 20
		Юг 170 120	2,0 0,7					
IV	Отложения прибрежного морского мелководья в виде заливов и слабоопресненных лагун	Восток 120 130	1,0 0,3	5- 65	3- 95	2-15	40- 43*	37*
		Запад 60 70	-					

Таблица. Характеристика состава органического вещества в различных фашиальных обстановках. Средняя мощность: над чертой - P_{rd}, под чертой - P_{aj}; A - зольность, Vt - витринит, It - инертинит, Lt - липтинит, Sp - споринит, R - резинит, K - кутинит, Al - альгинит, Sm - сорбомикстинит; * по данным Песецкой В. А. и Журковой А.В. (Топливо-энергетическая база ..., 1991).

шлифов пород, выполнены пиролитические и геохимические исследования по 32-м разрезам скважин, угольных шахт и естественных выходов (рр. Кожым и Воркута). Дополнительно был проанализирован фондовый и опубликованный материал по петрографическому составу углей, строению разрезов скважин, обнажений и угольных месторождений, а также данных палеогеографических исследований, проведенных в пределах Печорского угольного бассейна.

Микрокомпонентный состав органического вещества

В изученных угленосных толщах содержание органического углерода (C_{org}) колеблется в пределах от 0,3-3 % в алевритах и песчаниках и до 5-60 % в глинисто-углистых породах. По компонентному составу ОВ выделяется три

основные группы: витринита, инертинита и липтинита (Рис. 2). Основными компонентами в составе ОВ являются витринит и инертинит (Табл.). В зависимости от фациальных условий накопления осадков содержание витринита колеблется от 10 до 100%. Окисленные компоненты группы инертинита распространены во всех литологических типах пород и нередко встречаются в большом количестве (до 60%). Компоненты липтинитовой группы не имеют широкого распространения и обнаружены в породах озерно-болотного, лагунного и барового генезиса. Их содержание также варьирует в широком диапазоне от 3-5 до 40-60 %.

Данные петрографического состава ОВ были сопоставлены с распространением литолого-фациальных зон на исследуемой территории. Так, для каждой зоны можно выделить некоторые особенности состава ОВ (Рис. 1, табл.).

I – зона сильно опресненных лагунных и лагунно-дельтовых фаций. Здесь присутствуют мористо-лагунные отложения с морской и солоновато-водной фауной (Македонов, 1965). Для этих образований характерно многокомпонентное ОВ хорошей сохранности, со значительным содержанием липтинита и малым содержанием инертинита. Зольность углей в рассматриваемой зоне может быть повышенной благодаря привнесу терригенного материала реками. II – зона развития лагунно-барового комплекса с неустойчивой соленостью вод. Присутствуют локальные участки с болотным угленакоплением, преимущественно на северо-восточной окраине зоны. В этой зоне распространены основные месторождения углей, характеризующихся резким преобладанием витринита (до 80%) над инертинитом (~20%) и невысокой зольностью. III – зона подавляющего развития лагунно-баровых отложений с морской фауной и резким сокращением угленосности. Так же, как в предыдущей зоне, в ОВ рассматриваемой области преобладают витринитовые компоненты, а зольность не превышает 25%. IV – зона прибрежного морского мелководья в виде заливов и слабо опресненных лагун. В

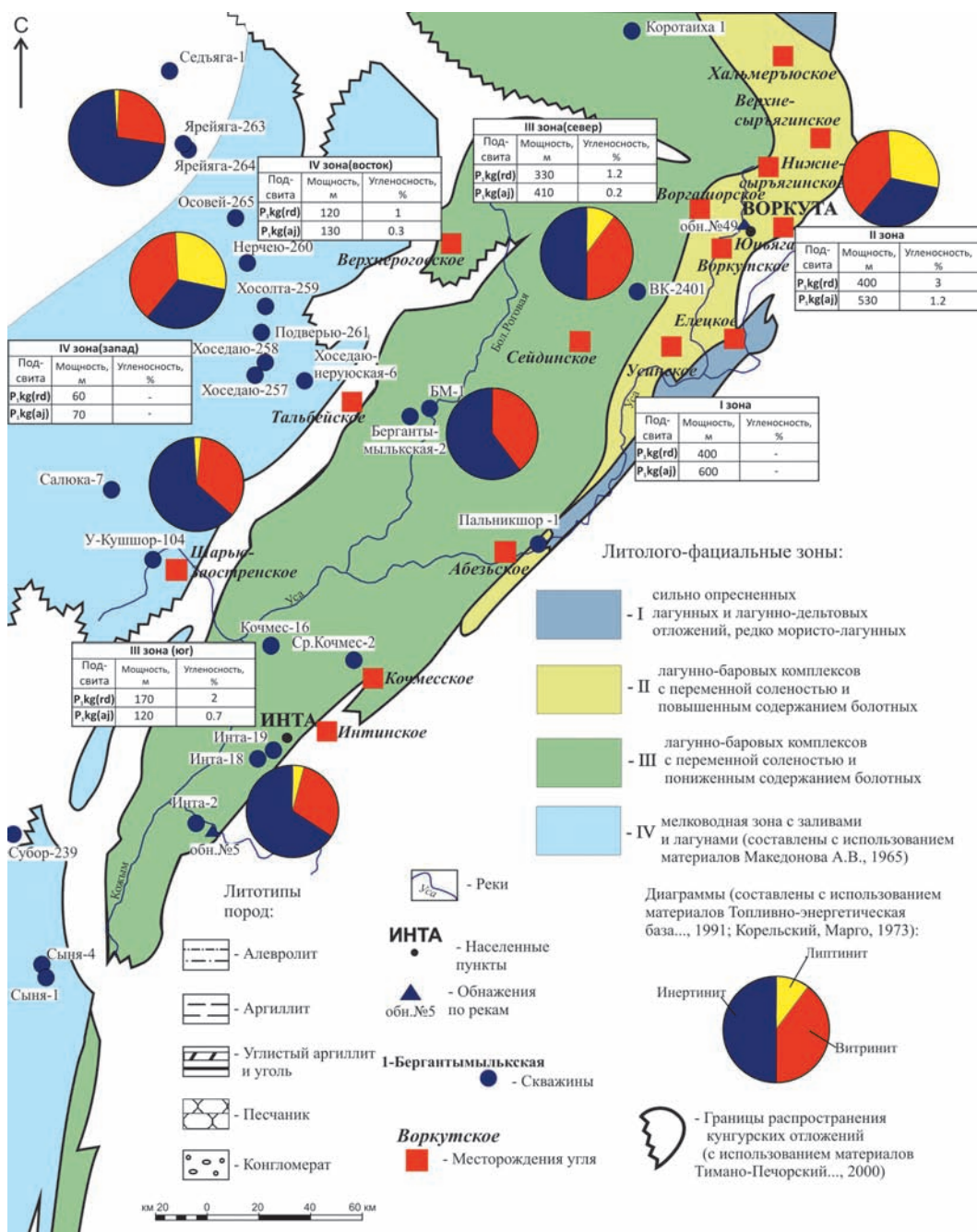


Рис. 1. Состав органического вещества в породах кунгурского возраста и развитие литолого-фациальных зон на территории севера Предуральского краевого прогиба (составлено по: Македонова А.В., 1965; Тимано-Печорский..., 2000; Угленосная формация..., 1990; Топливо-энергетическая база..., 1991; Карельский, Марго, 1973 с дополнениями).

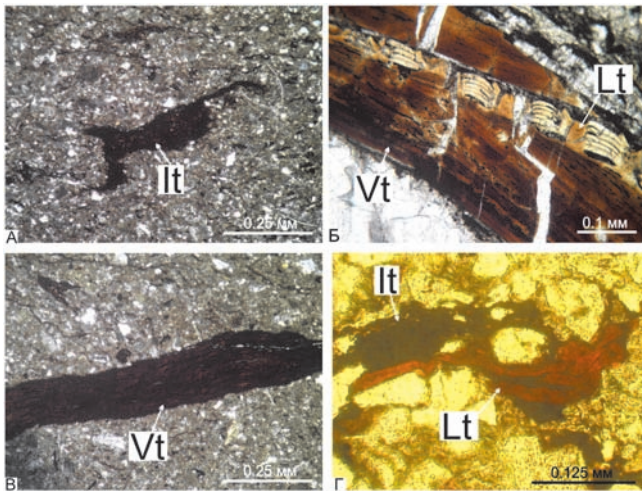


Рис. 2. Включения органического вещества в породах: а, в – аргиллиты, обн. 49 (лекворкутская свита), р. Воркута; б, г – песчаники, обн. 5 (кожымрудницкая свита), р. Кожым; компоненты групп: lt – инертинита, Vt – витринита, Lt – липтинита.

разрезе наблюдается неясно-ритмичное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. В компонентном составе ОВ содержание витринита составляет 55%, инертинита 35-60%, зольность достигает 35%.

Из обстановок, где накапливались повышенные содержания ОВ II типа, можно отметить зоны распространения прибрежных равнин и лагун с затрудненным водообменом, характерные для II, III и IV областей (Рис. 1). В зонах развития лагунных участков накапливается значительное количество липоидного вещества водородослевого состава. Этот тип ОВ, формирующий в том числе и угли, отмечен во многих пластах значительной части разреза угленосной толщи, охватывающей верхи воркутской серии. Зоны распространения сапропелево-гумусовых углей встречены на Воргашорском, Усинском и Воркутском месторождениях. Есть сведения о наличии их на Сейдинском и Интинском месторождениях (Шуреков, 1991). В сапропелево-гумусовых углях и озерных аргиллитах на Воргашорском месторождении обнаружены остатки водорослей Pila в концентрациях до 8% (Ка-

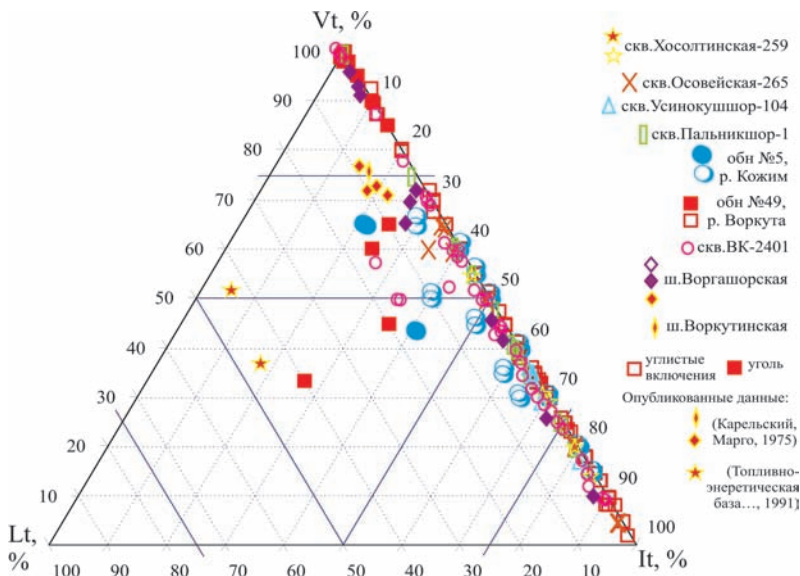


Рис. 3. Компонентный состав органического вещества в породах кунгурского возраста (составлено по: Топливо-энергетическая база..., 1991; Карельский, Марго, 1973, с дополнением).

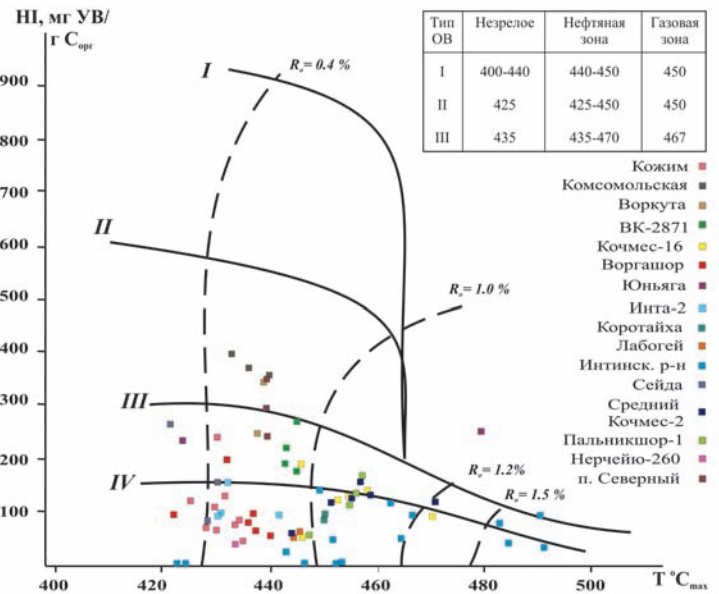


Рис. 4. Изменение водородного индекса в породах кунгурского возраста (составлено по: Органическая геохимия ..., 2004, с дополнением).

рельский, Марго, 1973). В пределах распространения зон мелководно-морских и лагунных отложений, находящихся к западу от прогиба (Варандей-Адзвинская структурная зона, Хорейверская впадина), для прослоев углей отмечается высокая зольность (более 35%) и преобладание в их составе инертинитовых компонентов. Здесь же, по данным Песецкой В.А. и Жуковой А.В., в алевролитах Хосолтинской площади встречено до 43% компонентов коллоальгинита (Топливо-энергетическая база..., 1991).

В целом, в компонентном составе ОВ кунгурских отложений на исследуемой территории отмечается преобладание окисленного ОВ IV типа (Рис. 3). Инертинитовые компоненты значительно распространены в центральной зоне Косью-Роговской впадины, что отрицательно сказалось на генерационных возможностях пермских толщ.

Углеводородный потенциал

Для оценки генерационных возможностей важное значение имеют состав компонентов ОВ и катагенетическая преобразованность толщ. Катагенетическая зональность пермских отложений на территории севера Предуральяского краевого прогиба изменяется от протокатагенеза (ПК) до апокатагенеза (АК). На большей части изученной территории катагенез ОВ кунгурских отложений находится на стадии МК₁-МК₂ (Органическая геохимия ..., 2004). Нарастание уровня катагенеза происходит в северо-восточном направлении и достигает градации АК₂ в пределах Коротаихинской впадины.

Данные пиролитических исследований позволяют оценить углеводородный потенциал и выявить генерационные возможности кунгурского комплекса. При анализе были использованы результаты пиролитического анализа (Rock-Eval), полученные для углей и аргиллитов по 20 разрезам скважин, обнажений и угольных шахт (Рис. 4). По результатам пиролитического анализа было определено значение водородного индекса (HI, мг УВ/г С_{орг}) от 30 до 400, с преобладанием значений в пределах 150 мг УВ/г С_{орг}.

Значения HI более 150 мг УВ/г $C_{орг}$ характерны, в основном, для северных районов исследуемого участка (Воркутская ступень), где, как отмечалось ранее, встречаются значительные содержания микрокомпонентов ОВ II типа (Рис. 1). Для остальных разрезов, сосредоточенных в центральной части исследуемой территории, свойственны низкие значения показателя $HI \leq 150$ кг УВ/г $C_{орг}$. Значения HI были пересчитаны на тонну ОВ и нанесены на схему изменения углеводородного потенциала (Рис. 5). Площадное распределение значений показателя HI свидетельствует о низком углеводородном потенциале (≤ 150 кг УВ/т ОВ) пород на большей части исследуемой территории (Рис. 5). В пределах северо-восточной оконечности Воркутинского района располагается зона повышенных значений HI (200-400 кг УВ/т ОВ). Резкое снижение HI восточнее зоны максимума происходит за счет повышения уровня катагенетической зрелости кунгурских толщ. В пределах Варандей-Адзвинской структурной зоны для пород кунгурского возраста также отмечается относительное повышение углеводородного потенциала до 300-350 кг УВ/т ОВ, которое, несмотря на низкую преобразованность ОВ, обусловлено, в первую

очередь, повышенным содержанием в породах ОВ II типа. На большей части исследуемой территории, по данным как петрографического, так и пиролитического анализа, породы кунгурского возраста характеризуются низким углеводородным потенциалом, а породы со средними и высокими генерационными показателями имеют лишь локальное распространение.

Заключение

В результате проведенных исследований удалось установить следующее.

1. В породах кунгурского возраста отмечается преобладание ОВ III, IV типов с низкими значениями водородного индекса ≤ 150 кг УВ/т ОВ.

2. В пределах западной зоны развития лагунных и мелководно-морских отложений высокий УВ потенциал, характерный для водорослевых компонентов, значительно снижается за счет повышенных содержаний инертинита, и составляет 150-250 кг УВ/т ОВ.

3. На востоке рассматриваемой области за счет значительного содержания липтинитового ОВ (преимущественно наземного происхождения – остатки спор, пыльцы, кутикулы, смолы и водоросли озерного генезиса) величина HI меняется от 200 до 400 кг УВ/т ОВ.

4. Значения водородного индекса в породах на большей части исследованной территории сильно занижены (35-100 кг УВ/т ОВ) за счет повсеместного распространения инертинита в составе ОВ. Однако, имеются две области повышенных значений, обусловленные особым составом ОВ. В первой (западной) области (Рис. 5) в пределах Варандей-Адзвинской структурной зоны повышение HI (до 200 кг УВ/т ОВ) происходит за счет появления ОВ II типа (коллоальгинит). Во второй зоне (Воркутинский район) за счет повышенного (до 40%) содержания ОВ липоидного состава отмечается увеличение HI (300-350 кг УВ/т ОВ). Несмотря на частичную реализацию, УВ потенциал остался на высоком уровне, вероятно, за счет большого количества водорослевых компонентов.

В целом, породы кунгурского возраста на большей части территории Косью-Роговской впадины являются малоперспективными с точки зрения генерационных возможностей, что, в первую очередь, обусловлено значительным распространением органического вещества III и IV типов. Таким образом, кунгурские терригенные отложения в рассмотренном регионе обладают низкими нефтегазоп-

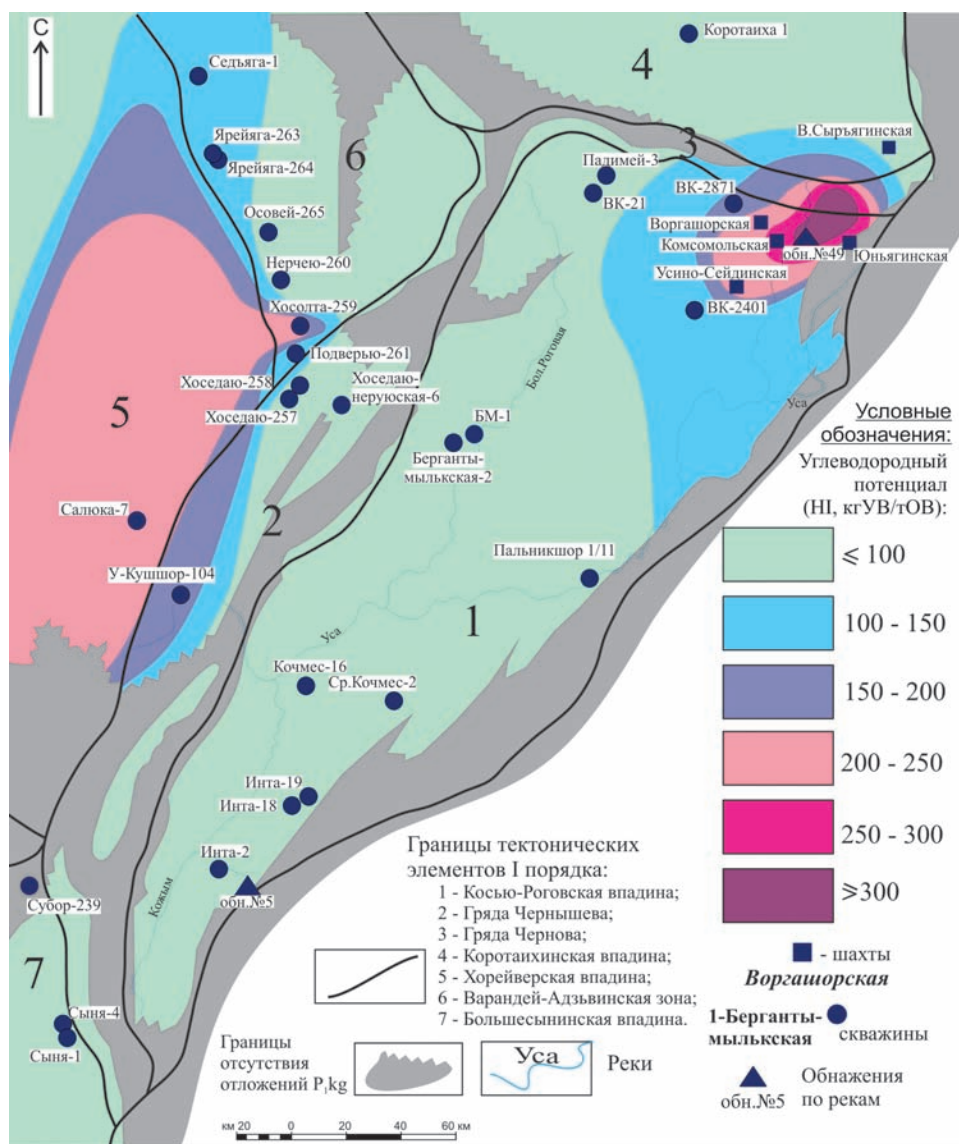


Рис. 5. Углеводородный потенциал кунгурских отложений севера Предуральского краевого прогиба и прилегающих территорий (составлена Процько О.С., Анищенко Л.А. по: Органическая геохимия ..., 2004, с дополнением).

родуцирующими свойствами и не способны генерировать УВ в промышленных масштабах. Их вклад в возможные скопления УВ выше по разрезу не значителен.

Работа выполнена при поддержке программ фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 12-5-6-012-АРКТИКА).

Литература

- Hunt J.M. *Org. Geochem.* 1991. V. 17. Pp. 673-680.
 Petersen H.I. The petroleum generation potential and effective oil window of humic coals related to coal composition and age. *Int. J. Coal Geol.* 2006. V. 67. Pp. 221-248.
 Голицын М.В., Голицын А.М., Андросон Б.Н. и др. Угли Западной Сибири. *Известия вузов. Геол. и разв.* 1992. № 2. С. 75-83.
 Карельский В.П., Марго Л.Н. Палеогеография распространения и некоторые особенности образования сапропелево-гумусовых углей в Воркутском районе. *Проблемы геологии и географии Северо-Востока европейской части СССР. Известия Коми фил. ГО СССР.* Вып. 16. 1973. С. 4-9.
 Македонов А.В. История угленакопления в Печорском бассейне. Л.: Наука. 1965. 250 с.
 Органическая геохимия и нефтегазоносность пермских отложений севера Предуральяского прогиба. СПб.: Наука. 2004. 214 с.

Процько О.С., Анищенко Л.А. Распределение инертинита в различных толщах перми Тимано-Печорского бассейна. *Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Мат. V Всерос. литолог. сов.* Екатеринбург. 2008. С. 189-192.

Тимано-Печорский седиментационный бассейн: Атлас геологических карт. Н.И. Никонов, В.И. Богатский, В.В. Мартынов и др. Ухта: ТПНИЦ. 2000. 64 с.

Топливо-энергетическая база Европейского северо-востока СССР. Сыктывкар. 1991. 304 с.

Угленосная формация Печорского бассейна. Отв. ред. В.А. Дедеев. Л.: Наука. 1990. 176 с.

Шуреков Н.А. О гидрогеологической и геологической сущности угленосных формаций. Казань. Изд-во КГУ. 1991. 139 с.

Сведения об авторах

Ольга Сергеевна Процько – младший научный сотрудник лаборатории Геологии нефтегазоносных бассейнов.

Ольга Викторовна Валяева – канд. геол.-мин. наук, научный сотрудник лаборатории Органической геохимии.

Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук.

167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54.

Тел: (8218) 20-39-81.

Types of Organic Matter and Generation Potential of Kungurian Terrigenous Deposits of Preduralsky Fore Deep

O.S. Protsko, O.V. Valyaeva

Institute of Geology of the Komi Science Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russia
 protsko@geo.komisc.ru, valyaeva@geo.komisc.ru

Abstract. Different generation capabilities of Permian coal-bearing deposits are determined primarily by presence of multicomponent organic matter in rocks and its catagenic maturity. Significant reduction of hydrocarbon potential is due to the wide distribution of IV type organic matter. Conducted researches are aimed at establishing the qualitative composition of organic matter, its potential estimation and areal distribution of selected types. The paper presents results of coal petrographic and pyrolytic studies of Kungurian deposits in the northern part of Preduralsky Fore Deep. The average composition of organic matter is characterized, connection between microcomponent composition of original organic matter and sedimentation conditions are shown, and primary spread areas of II, III, IV type organic matter are identified. Pyrolytic indicators are evaluated and distribution areas of rocks with different hydrocarbon potential are detected. Rocks with low hydrocarbon potential are widely spread, hydrocarbon potential increases only locally, within eastern end of Khoreyversky depression, Chernyshev ridge, southern Varandey-Adzvin'sky structural zone and north-eastern Kos'yu-Rogovsky depression. Terrigenous deposits of Kungurian age have low oil and gas producing properties in most parts of area being studied and are not capable to generate hydrocarbons in industrial scale.

Keywords: Permian coal-bearing deposits, organic matter, coal petrography, hydrogen index, generation potential.

References

- Hunt J.M. *Org. Geochem.* 1991. V. 17. Pp. 673-680.
 Petersen H.I. The petroleum generation potential and effective oil window of humic coals related to coal composition and age. *Int. J. Coal Geol.* 2006. V. 67. Pp. 221-248.
 Golitsyn M.V., Golitsyn A.M., Androson B.N. et al. Ugli Zapadnoy Sibiri. [Coal of the Western Siberia]. *Izvestiya Vuzov. Geologiya i razvedka* [Proceedings of the universities. Geology and Development]. 1992. N 2. Pp. 75-83.
 Karel'skiy V.P., Margo L.N. Paleogeografiya rasprostraneniya i nekotorye osobennosti obrazovaniya sapropel'no-gumusovykh ugley v Vorkut'skom rayone [Palaeogeography of the distribution and some

aspects of the formation of sapropelic-humic coals in the Vorkuta region]. *Problemy geologii i geografii Severo-Vostoka evropeyskoy chasti SSSR. Izvestiya Komi fil. GO SSSR* [Problems of geology and geography of the North-East of the European part of the USSR. Proceedings of the Komi branch USSR]. Is. 16. 1973. Pp. 4-9.

Makedonov A.V. Istoriya uglenakopleniya v Pechorskom bassejne [History of coal accumulation in the Pechora basin]. Leningrad: «Nauka» Publ. 1965. 250 p.

Organicheskaya geokhimiya i neftegazonosnost' perm'skikh otlozheniy severa Predural'skogo progiba [Organic geochemistry and hydrocarbon potential of the Permian deposits of the North Pre-Ural fore deep]. Saint-Petersburg: «Nauka» Publ. 2004. 214 p.

Prots'ko O.S., Anisichenko L.A. Raspreделение inertinita v razlichnykh tolschakh permi Timano-Pechorskogo basseyna [Inertinite distribution in different Permian strata of the Timan-Pechora Basin]. *Tipy sedimentogeneza i litogeneza i ikh evolyutsiya v istorii Zemli: Mat. V Vseros. litologicheskogo soveschaniya* [Types of sedimentogenesis and lithogenesis and their evolution in the history of the Earth: Proc. V All-Russian lithological meeting]. Ekaterinburg. 2008. Pp. 189-192.

Тимано-Печорский седиментационный бассейн: Атлас геологических карт [Timan-Pechora sedimentary basin: Atlas of Geological Maps]. N.I. Nikonov et al. Ukh'ta: «TPNITs». 2000. 64 p.
 Топливо-энергетическая база Европейского северо-востока СССР [Fuel and energy sector of the north-east the European USSR]. Syktyvkar. 1991. 304 p.

Угленосная формация Печорского бассейна [Pechora coal formation]. Ed. V.A. Dedeev. Leningrad: «Nauka» Publ. 1990. 176 p.

Шуреков Н. А. О гидрогеологической и геологической сущности угленосных формаций [On the hydrogeological and geological nature of coal-bearing formations]. Kazan: «Kazansk. university» Publ. 1991. 139 p.

Information about authors

Olga S. Protsko – Junior researcher of the Laboratory of oil and gas bearing basins Geology.

Olga V. Valyaeva – Cand. Sci. (Geol. and Min.), researcher of the Laboratory of organic geochemistry.

Institute of Geology of the Komi Science Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. 167982, Syktyvkar, Russia, Pervomayskaya str. 54. Tel: +7 (8218) 20-39-81.