

Московский государственный университет  
имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет



НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

***ЛОМОНОСОВСКИЕ  
ЧТЕНИЯ***

***СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ***

***Подсекция  
динамической геологии***

Руководитель – и.о. зав. кафедрой, профессор Веселовский Р.В.

СБОРНИК  
ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ

Москва  
2024

## Содержание:

1.	Особые структурные формы — не востребуемый ресурс современной геологии А.И. Полетаев . . . . .	2
2.	Палеомагнетизм верхней перми и нижнего триаса Русской плиты Восточно-Европейской платформы: методические и тектонические следствия Р.В. Веселовский, А.М. Фетисова . . . . .	5
3.	Гранито-гнейсовые купола западной части Северо-Таймырской тектонической зоны Л.И. Демина, М.Ю.Промыслова . . . . .	7
4.	Новейшие разрывы юго-восточной части Горного Алтая Е.А. Мануилова . . . . .	12
5.	Отражение древнего структурного плана Западного Таймыра в современном рельефе Г.В. Брянцева, М.С. Мышенкова, Н.И. Косевич . . . . .	17
6.	Роль тектоники литосферных плит в ходе суперконтинентального цикла Н.А. Божко . . . . .	19
7.	Новейшая тектоника Мещерской впадины Т.В. Суханова, С.А. Глухова . . . . .	24
8.	Обобщение результатов структурно-геоморфологического анализа Восточно-Европейской платформы Л.В. Панина, В.А. Зайцев . . . . .	26
9.	Новая методика построения цифровой карты неотектоники В.А. Зайцев, Л.В. Панина . . . . .	31
10.	Аналоговые модели сдвиговых зон из влажной глины: новые подходы к изучению их внутреннего строения Н.С. Фролова, Н.А.Арешин, А.Н. Корбутяк, В.Ю. Чикатуева . . . . .	35
11.	Модель простого сдвига из влажной глины. Первые результаты компьютерной рентгеновской томографии А.Н. Корбутяк, В.Ю. Чикатуева, Н.С. Фролова, Н.А.Арешин . . . . .	39
12.	Новые маршруты и объекты Первой Крымской учебной геологической практики геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова М.А. Романовская, А.Н. Стафеев, Т.В. Суханова, И.В. Латышева . . . . .	44
13.	Парагенетические ассоциации черных сланцев с осадочными толщами фанерозоя Северной Евразии А.Н. Стафеев . . . . .	48

# ОСОБЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ – НЕВОСТРЕБОВАННЫЙ РЕСУРС СОВРЕМЕННОЙ ГЕОЛОГИИ

А.И. Полетаев

В течение последних 500 лет постоянно происходит открытие особых структурных форм (ОСФ) – **линейных, клиновидных, узловых, дуговых, кольцевых, ротационных и девиантных**, которые развиты во всех основных средах нашей планеты – земной, водной и воздушной, а также в космическом пространстве и на других космических телах – планетах, их спутниках и астероидах.

Интенсивность таких открытий резко увеличилась за последние 50 лет – с появлением и развитием космических методов исследований, позволивших выявлять данные структуры, часто скрытые под чехлом осадочных отложений, лавовыми потоками и водными толщами.

Важность таких открытий подтверждается тем, что **ко многим этим структурам приурочены месторождения полезных ископаемых**, например, нефти и газа.

С другой стороны, также со многими ОСФ связаны **опасные геологические процессы**, вплоть до катастрофических, – **вулканические очаги, эпицентры землетрясений, гидрогеологические окна, карстовые просадки**.

Несмотря на это, приходится констатировать, что в настоящее время **особые структурные формы**, развитые в латентной (скрытой) форме, **остаются невостребованным ресурсом** не только **современной геологии**, но и **планетологии**.

Ярким примером такой невостребованности может служить явный дисбаланс между работами, посвящёнными особым структурным формам, и учебниками по структурной геологии, изданными в последние годы, но практически не освещающими данные структуры.

## Литература

Аверьянова В.Н. Глубинная сейсмоструктура островных дуг (Северо-запад Тихого океана). – М.: «Наука», 1975. 220с.

Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты – Кавказ – Памир. – М.: «Наука», 1990. – 167с.

Белоусов В.В., Рудич Е.М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли // Советская геология, 1960, №10.

Борисов О.М., Глух А.К. Кольцевые структуры и линеаменты Средней Азии. – Ташкент, ФАН, 1982. 123с.

Булдыгер В.В. Тектоническая эволюция Байкало-Патомской дуги / Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLV11 Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2015. Т.1. С.48.

Буш В.А. Проблема кольцевых структур Земли. – М.: ВИНТИ. 1986.– 116с.

Васильковский Н.П. К проблеме островных дуг / В сб.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. – М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Вихри в геологических процессах. Петропавловск – Камчатский, 2004. – 297с.

Воронов П.С. Ротационные силы земли как важнейший фактор её сдвиговой тектоники / Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет Земной группы. – СПб: Наука, 1997, с. 421 – 435.

Гарбар Д.И. Две концепции ротационного происхождения регматической сети // Геотектоника, 1987, № 1, с.107 – 108

Горячев А.В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги // Советская геология, 1960, №10.

Жирнов А.М. Металлогения золота Дальнего Востока на линеаментно-плюмовой основе. – Владивосток: Дальнаука, 2012. – 248с.

Зейлик Б.С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). – М., ВИЭМС, 1978. – 55с.

Иванов О.П. Кольцевые структуры Земли – новая экспозиция Музея землеведения МГУ // Жизнь Земли, 1996, выпуск 29, с. 241 –244.

Карта морфоструктур центрального типа территории СССР. М-б 1: 10 000 000. Составители: В.М. Рыжкова, В.В. Соловьёв. Ред. В.В. Соловьёв. 1975.

Каттерфельд Г.Н. Планетарная трещиноватость и линеаменты Земли, Венеры, Марса, Меркурия и Луны. – СПб.: 2000. – 202с.

Кац Я. Г., Козлов В. В., Полетаев А. И. Ротогенез Земли: структурный анализ и проблемы. – М.: «Знание», 1991. – 40с.

Кац Я.Г., Козлов В.В, Полетаев А.И., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Кольцевые структуры Земли: миф или реальность. М.: «Наука», 1989.188с.

Кац Я.Г., Макарова Н.В. О карте кольцевых структур континентов Мира // Вест. МГУ. Сер. 4, геол., 1985, №6, с. 32 – 41.

Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. – М.: «Недра», 1986. – 144с.

Копп М.Л. Кинематическая асимметрия как универсальная причина дугообразного изгиба структур горизонтального растяжения (на примере региональных и глобальных тектонических обстановок) / Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLV111 Тектонического совещания. Т.1.– М.: ГЕОС, 2016. – С. 256 – 263.

Копп М.Л. Дугообразные структуры растяжения в региональных и глобальных тектонических обстановках: опыт кинематического анализа. М.: ГЕОС, 2017. – 96с.

Корсаков А.К. Структурная геология: учебник. – М.: КДУ. 2009. – 328с.

Космическая информация в геологии. – М.: «Наука», 1985. – 536с.

Костенко Н.П., Макарова Н.В., Корчуганова Н.И. Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций. Структурно-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков, космических снимков и топографических карт. – М.: МГУ, 1999. – 120 с.

Ли Сыгуан Вихревые структуры Северо-западного Китая. – М.: ИЛ, 1958. – 129с.

Макаренко Г.Ф. Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. – М.: Космоинформ, 1993. – 280с.

Милосердова Л.В., Мацера А.В., Самсонов Ю.В. Структурная геология. – М.: Нефть и газ, 2004. – 537с.

Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. – М.: «Недра», 1984. – 464с.

Нечаев Ю.В. Линеаменты и тектоническая раздробленность: Дистанционное изучение внутреннего строения литосферы / Под редакцией академика А.О. Глико. – М.: ИФЗ РАН, 2010. – 215с.

Одесский И.А. Ротационно-пульсационный режим Земли и его геологические исследования. – СПб.: «Пангея», 2004. – 27с.

- Полетаев А.И. Узловые структуры земной коры. – М.: МГП «Геоинформмарк», 1992. – 58с.
- Полетаев А.И. Линеаментная делимость земной коры. – М.: МГП «Геоинформмарк», 1994. – 48с.
- Полетаев А.И. Сдвигово-ротационная модель структурной эволюции Русской платформы. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. – 44с.
- Полетаев А.И. О понимании роли и значения ротационного фактора в образовании и развитии Земли: факты, дискуссии, выводы. – М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2011. – 200с.
- Полетаев А.И. Узловые структуры земной коры – участки повышенной сейсмотектонической активности // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Пятое Горшковские чтения. Материалы конференции. М.: МГУ, 26 апреля 2012г. С.19 – 22.
- Полетаев А.И. Вклад учёных Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова в изучение роли ротационного фактора в тектонике Земли. – М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2011. – 72с.
- Полетаев А.И. Особые структурные формы (ОСФ) земной коры. Книга вторая. Клиновидные структуры. – М.: МГУ. ООО «СТ ПРИНТ», 2022. – 74с.
- Полетаев А. И., Авдонин А. В., Котов Ф. С. Девиантные структуры – как индикаторы ротационных движений земной коры /Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики // Первые Горшковские чтения. 26 апреля 1999г. – М.: МГУ, 1999 с.19 – 21.
- Полетаев А.И., Агибалов А.О. Москва геологическая: новый взгляд на «хорошо изученную» территорию. – Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. 2021/2 – М.: Издательство «Перо», 2021. – 24 – 38 с.
- Пушаровский Ю.М. Тектонические узлы в структуре дна океанов // Геотектоника, 2000, №3, с. 3 – 20.
- Ранцман Е.Я., Гласко М.П. Морфоструктурные узлы – места экстремальных природных явлений. М.: Медиа-ПРЕСС, 2004. 224 с.
- Ротационные процессы в геологии и физике. – М.: КомКнига, 2007, 525с.
- Тевелев А.В. Структурная геология и геологическое картирование. Курс лекций. Учебно-методическое пособие. – Тверь: Изд-во ГЕРС. 2011. – 292с.
- Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. Геологические и геофизические признаки вихревых структур в геологической среде // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле, 2005, №5, с. 59 – 77.
- Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. Волновая ротационно-упругая тектоника планет / Ротационные процессы в геологии и физике. – М.: КомКнига, 2007, с. 271 – 278.
- Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. Ротационно-упругая тектоника планет // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания, т.2. – М.: ГЕОС, 2007, с. 257 – 261.
- Хаин В.Е., Полетаев А.И. Ротационная тектоника Земли//Наука в России, 2007, №6, с.14-21
- Hobbs W.N. Lineaments of the Atlantic border region // Bull. Geol. Soc. Amer., 1904, vol. 15, p.483 – 506.
- Khain V., Poletaev A. Earth's rotation tectonics / Science in Russia, 6/2007, p. 14 – 21.
- Planetarni ekvidistančni poruchove systemy a tektonika fundamentu (2.seminar v Pozdatkach). Stud. Geograf. /Editor: Radan Kvet. – Brno, 1984. – 168p.
- Sonder R.A. Die Lineament tektonik und ihre Problem // Ed. Geol. Helv., 1938, vol. 31, №1, p.199 – 238.

# ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ И НИЖНЕГО ТРИАСА РУССКОЙ ПЛИТЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: МЕТОДИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Р.В. Веселовский<sup>1,2</sup>, А.М. Фетисова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический ф-т, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Отвечающие современным критериям качества и надёжности палеомагнитные полюсы Восточно-Европейской платформы (ВЕП) для интервала 260-240 млн лет назад крайне немногочисленны и получены, в основном, по осадочным комплексам «стабильной» (внеальпийской) Европы без точной геохронологической привязки. Это существенно усложняет разработку пермо-триасового сегмента кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса ВЕП, которая является основой для решения ряда актуальных задач региональной тектоники, в частности, оценки масштаба пост-палеозойских относительных движений ВЕП и Сибири, а также Лаврентии в составе Лавразии (Евразии). Терригенный пермо-триасовый комплекс Русской плиты ВЕП давно и активно изучается палеомагнитным методом и по нему в последние годы получен ряд палеомагнитных полюсов [1-3]. В этой работе мы представляем результаты палеомагнитных исследований шести пограничных пермо-триасовых разрезов долины р.Ветлуга (Нижегородская область): Прудовка, Асташиха, Знаменское, Воскресенское, Сосновка и Сухоборка, и используем их для вычисления нового среднего палеомагнитного полюса ВЕП для границы перми и триаса.

Все изученные разрезы представлены терригенно-обломочными породами, преимущественно красноцветными глинами, алевролитами и песчаниками, время накопления которых максимально приближено к границе перми и триаса. Температурные магнитные чистки образцов, а также контрольные чистки дублей образцов переменным магнитным полем, выявили наличие в большинстве из них палеомагнитного сигнала хорошего качества. Естественная остаточная намагниченность (ЕОН) исследованных образцов представляет собой сумму двух компонент: наименее стабильной, имеющей вязкую природу, и наиболее стабильной к размагничивающему фактору – характеристической. По единичным направлениям характеристической компоненты намагниченности для каждого разреза вычислены средние палеомагнитные направления и соответствующие им полюсы. Поскольку интервал палеомагнитного опробования изученных разрезов превышает 3-4 метра, то, учитывая характерную скорость накопления осадков соответствующего генезиса ~1 м за 50 000 лет,

вычисленные полюсы можно считать палеомагнитными (вековые вариации усреднены). Эти полюсы, совместно с наиболее надежными P<sub>3</sub>-T<sub>1</sub> полюсами ВЕП, полученными ранее, были использованы для вычисления нового среднего палеомагнитного полюса ВЕП для интервала времени 255-251 млн лет: N=19 (полюсов), plong=168.4°, plat=50.0°, A<sub>95</sub>=3.1°. Средний полюс удовлетворяет большинству критериев качества и надежности, предъявляемых к палеомагнитным определениям, полученным по осадочным породам, и близок к истинному дипольному полюсу ВЕП [4]. В то же время, средний полюс ВЕП значительно удален от соответствующего по возрасту среднего пермо-триасового полюса Сибирской платформы (N=29 (полюсов), plong=144.5°, plat=51.1°, A<sub>95</sub>=3.6°) [5], что не исключает возможности относительных перемещений ВЕП и Сибири в мезозое-кайнозое. Масштаб этих перемещений может быть оценен в первые сотни километров.

Исследования выполнены в рамках тем НИР государственного задания ИФЗ РАН и геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Лабораторные исследования проведены на оборудовании ЦКП «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» ИФЗ РАН.

#### *Литература*

1. Фетисова А.М., Р. В. Веселовский, В. К. Голубев. Новый 254 млн лет палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы: Московская синеклиза, разрезы Сухоборка и Сосновка // Доклады российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 510. №2. С. 220-226. DOI: 10.31857/S2686739723600194
2. Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Арефьев М.П. Новые палеомагнитные данные по пермо-триасовым осадочным разрезам Московской синеклизы // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. Науки. 2020. Т. 162. Кн. 2. С. 228–243. doi: 10.26907/2542-064X.2020.2.228-243
3. Фетисова А.М., Голубев В.К., Веселовский Р.В. и др. Палеомагнетизм и магнитостратиграфия опорных пермо-триасовых разрезов центральной части Русской плиты: Жуков овраг, Слукино и Окский съезд // Геология и геофизика. 2022. DOI: 10.15372/GiG2021157
4. Bazhenov M.L., Shatsillo A.V. Late Permian palaeomagnetism of Northern Eurasia: data evaluation and a single-plate test of the geocentric axial dipole model // Geophysical Journal International. 2010. V. 180. P. 136–146. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04379.x>
5. Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // Физика Земли. 2015. № 5. С. 65–79. <https://doi.org/10.7868/S000233371505004X>

# ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-ТАЙМЫРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Л.И. Демина, М.Ю. Промыслова

Гранито-гнейсовые купола являются характерными структурами глубокометаморфизованных комплексов горных пород. Геологии, петрологии и проблеме их формирования посвящены многочисленные труды исследователей различных регионов мира [Eskola, 1949; Салоп, 1971; Миясиро, 1976; Кейльман, 1988; Белоусов, 1975; Пермьяков, 2000; Розен, Федоровский, 2001 и многих других]. Ранее считалось, что данные структуры присущи только архейским и раннепротерозойским комплексам. Однако впоследствии они были установлены и более молодых: позднепротерозойских, палеозойских и мезозойских.

В пределах Северо-Западного Таймыра Ю.Е. Погребницким [1971] на основании анализа общего тектонического плана был впервые выделен Аттовский гранито-гнейсовый купол в приустьевой части рек Гранатовой и Атта. Впоследствии по результатам полевых исследований и дешифрирования аэрофотоснимков А.И. Забиякой [1974] были выделены Нижнеленивенский и Колосовский гранито-гнейсовые купола, которые были отнесены к типу обрамленных (окаймленных).

В западной части Северо-Таймырской тектонической зоны гранито-гнейсовые купола приурочены к наиболее глубокометаморфизованным толщам Тревожнинского комплекса и Ленивенской серии.

Тревожнинский комплекс сложен биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами (верхняя толща) и амфиболовыми, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, реже мраморами, кальцифирами, кварцитами (нижняя толща) [Забияка, 1974; 2000; Нагайцева, Лопатин, 2000; Проскурнин и др., 2016]. Относительно возраста Тревожнинского комплекса у исследователей нет единого мнения. Н.Н. Нагайцева и Б.Г. Лопатин [2000] относят его предположительно к раннему протерозою, А.И. Забияка [2000] – к рифею, В.Ф. Проскурнин и др. [2016] – к венду. Результаты U-Pb SHRIMP изотопного датирования по цирконам показали очень широкий разброс абсолютных возрастов от  $281\pm 83$  до  $1529\pm 31$  млн лет [Проскурнин и др., 2016].

Ленивенская серия сложена ритмично чередующимися метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами континентального склона и подножия Карского континента и представляет собой его пассивную окраину [Верниковский, 1996; Проскурнин и др., 2014]. Коллизия Карского и Сибирского континентов (306–258 млн лет) зафиксирована известково-щелочным гранитным магматизмом и зональным метаморфизмом от серицит-хлоритовых



сланцев до гранат-биотит-ортоклазовых гнейсов и мигматитов [Шулятин, Захаров, 1971; Забияка, 1974; Демина, Белов, 1979; Верниковский, 1996; Демина и др., 2019; Захаров и др., 2023].

Возраст флишеидных отложений является предметом дискуссий. Часть исследователей относит их либо к рифею на основании находок акритарх [Нагайцева, Лопатин, 2000], либо к венду [Проскурнин и др. 2016]. В пределах Хугудинского блока, установлена также и кембрийская фауна [Беззубцев, 1986].

В северо-западной части Северо-Таймырской тектонической зоны на основе анализа и дешифрирования космических снимков выделяются Колосовский (20 X 45 км), Тревожнинский (17 X 25 км), Медвежье́вский (5 X 10 км) и Каменский (25 X 65 км) гранито-гнейсовые купола. Все купола, кроме Медвежье́вского, вытянуты в северо-восточном направлении. Медвежье́вский купол длинной стороной ориентирован меридионально, что связано, вероятно, с локальной тектонической обстановкой. Отметим, что к северу от купола меняется также и простира́ние метаморфических толщ с северо-восточного на северо-западное. Причины возникновения подобных структурных особенностей требуют дальнейших исследований.

Гранито-гнейсовые купола имеют эллипсоидную форму в плане, что свидетельствует об их формировании при горизонтальном сжатии и субгоризонтальном сдвиге [Диксон, 1991].

На Северо-Западном Таймыре широко проявлены процессы гранитизации. В гранат-биотит-мусковит-кианитовой зоне гранитизация выражается в широком развитии пегматитовых жил. Мигматиты наряду с пегматитами встречаются лишь в контакте с гранито-гнейсами г. Медвежье́й, где в обнажениях хорошо видно, что гранито-гнейсы, слагающие гору, наследуют реликтовую слоистость и состав вмещающих толщ. Например, гранат-биотитовые кристаллические сланцы плавно переходят в гранатсодержащие гранито-гнейсы Медвежье́вского купола. При гранитизации амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев происходит укрупнение зерен минералов, уменьшение количества амфибола, появляются калиевый полевой шпат и кварц, роговая обманка замещается более щелочным амфиболом – гастингситом. Изменение минерального состава метаморфитов и химизма амфиболов свидетельствует о привносе кремния, натрия и калия при гранитизации.

В контактах с амфиболитами и амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами образуются щелочные амфиболсодержащие гранито-гнейсы с порфиробластами розового калиевого полевого шпата размером до 5 см. Подобные породы широко развиты также в составе Аттовского гранито-гнейсового купола в районах мысов Каминского и Тилло. Возрастание щелочности гранитизированных пород в контактах с metabазитами свидетельствует об инфльтрационном характере гранитизации и объясняется кислотно-основным взаимодействием компонентов трансмагматических флюидов с вмещающими гранитизируемыми толщами [Коржинский, 1994]. Это свидетельствует о том, что тепловой поток при метаморфизме и

гранитизации создавался не только за счет теплопроводности, но и в связи с миграцией магм и флюидов.

При повышении степени метаморфизма в пределах гранат-биотит-мусковит-силлиманитовой и гранат-биотит-ортоклазовой минеральных фаций (зон) метаморфизма очень ярко проявлена мигматизация. В последней также широко развиты линзовидные автохтонные и параавтохтонные массивы гранитоидов [Беззубцев, 1986; Махлаев, Коробова, 1972; Верниковский, 1996; Забияка, 2000], границы которых в целом конкордантны метаморфическим. Также наблюдаются постепенные переходы мигматитов в гранито-гнейсы и граниты. Возраст гранитоидов составляет 285-306 млн лет, а их образование связывается с коллизией Карского и Сибирского континентов. Возраст метаморфизма флишоидных отложений, вмещающих согласные тела гранитоидов, составляет 273-279 млн. лет (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar и K-Ar методы по метаморфогенным минералам) [Верниковский, 1996].

P-T параметры формирования гранито-гнейсов ( $P=5,8-6,5$  кбар;  $T=600-650^{\circ}\text{C}$ ) укладываются в общий тренд зонального метаморфизма в пределах гранат-биотит-мусковит-силлиманитовой и гранат-биотит-ортоклазовой зон.

Сопоставление геолого-петрологических данных с результатами численного геодинамического моделирования показало, что зональный метаморфизм флишоидных образований Северо-Западного Таймыра проявился на завершающей стадии коллизии Карского и Сибирского континентов [Демина и др., 2019; Захаров и др., 2023]. Подтверждением данного вывода может служить также и развитие в регионе гранито-гнейсовых куполов, которые по мнению многих исследователей [Скляр и др., 2001; Розен, Федоровский, 2001; Лиханов, 2020 и др.], являются индикаторами процесса континентальной коллизии на поздней стадии развития складчатых областей.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № АААА-А16-116033010119-4).

#### Литература

1. *Беззубцев В.В., Залялеев Г.Ш., Сакович А.Б. и др.* Геологическая карта Горного Таймыра М-б 1:500 000: Объясн. зап. Красноярск: ККИ, 1986. 177 с.
2. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.
3. *Демина Л.И., Белов В.П.* Метаморфическая зональность Северо-Западного Таймыра // Бюл. МОИП. Отд. Геол. Т. 54. Вып. 5. 1979. С. 55–66.
4. *Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю. и др.* Зональный метаморфизм Северного Таймыра по геолого-петрологическим данным и результатам компьютерного моделирования //

Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2019. С. 177–181.

5. Диксон Д.М. Обрамленные гнейсовые купола // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. С. 106–124.

6. Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: ККИ. 1974. 128 с.

7. Забияка А. И. Воскресенское регионально-метаморфическое поле – эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра. Красноярск: ККИ, 2000. 216 с.

8. Захаров В.С., Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Зональный метаморфизм на нисходящей ветви Р–Т–t-тренда палеозойской коллизии Таймыра: результаты численного моделирования и геолого-петрологические данные // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2023. С. 184–187.

9. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах. М.: Наука, 1994. 223 с.

10. Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 3–22.

11. Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск: ККИ, 1972. 130 с.

12. Нагайцева Н.Н., Лопатин Б.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Новая серия. Лист S–44–46. МПР РФ, ВНИИОкеангеология, 2000.

13. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Наука, 1971. 248 с.

14. Проскурнин В. Ф., Верниковский В. А., Метелкин Д. В. и др. Риолит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство акреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. №1. Т. 55. С. 23–40.

15. Проскурнин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S–46–Тарей. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016.

16. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизийные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизийных систем). М.: Научный мир., 2001. 188 с.

17. *Скляров Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сизых А.И., Буланов В.А.* *Метаморфизм и тектоника.* М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.

18. *Шулятин О.Г., Захаров Ю.И.* *Метаморфические пояса Таймырской складчатой области // Метаморфические пояса СССР.* Л.: Наука, 1971. С. 182–195.

## НОВЕЙШИЕ РАЗРЫВЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.А. Мануилова\*

\*с.н.с., ИФЗ РАН

**Введение.** Объектом исследования является юго-восточная часть Горного Алтая — территория Чуйской, Курайской, Джулукульской впадин и обрамляющих их структур. В конце мела и палеогене на этой территории происходила пенепленизация, которая привела к формированию коры выветривания [1]. Наиболее контрастные движения, приведшие к формированию современного рельефа, произошли в неогене-антропогене. Это же время связывают с началом неотектонического этапа на данной территории [2; 3]. Суммарная вертикальная амплитуда новейших движений в пределах региона изменяется от 1 до 3-х и более км [4]. Предполагается, что на неотектоническом этапе тектонические структуры Горного Алтая претерпели трансформацию геодинамических условий. До неогена для данной территории характерна обстановка субширотного горизонтального сжатия с преобладанием взбросовых и сдвиго-взбросовых перемещений по разрывным нарушениям, после она сменилась на условия горизонтального сдвига с субгоризонтальной осью сжатия север–северо-восточного и северо-восточного направления.

В связи с этим, целью исследования являлось выделение новейших структур на территории юго-восточной части Горного Алтая в детальном масштабе (1:100 000) и установление их геодинамической обстановки формирования.

**Методика.** Исследование основано на применении структурно-геоморфологического анализа рельефа согласно методике Н.П. Костенко. Метод направлен на выявление конэрозионных (с момента становления структурной формы в рельефе) дислокаций и их типов. В его основе лежит анализ гидрографической сети, рисунка и абсолютных отметок современного рельефа. На территории исследования выявление новейших структур осуществлялось как в плане при проведении визуального структурно-геоморфологического дешифрирования, так и в вертикальном сечении, путем построения и интерпретации серии геоморфологических профилей, заложенных вдоль и в крест простирания водораздельных поверхностей.

В ходе работы использовались разномасштабные топографические карты (1:500 000 и 1:1 000 000), цифровая модель рельефа, построенная по данным SRTM (размер пикселя 91x91 м), космические снимки с сервера ArcGis Online, геологические, тектонические и другие картографические, геологические и опубликованные материалы. Наиболее полная методика приведена в работах [5; 6].

Также проводилось построение роз-диаграмм для определения преобладающих направлений слабых зон, новейших разрывов, древних разломов и оси горизонтального сжатия. Построение роз-диаграмм распределения разрывных дислокаций по простиранию проводится по количеству разломов и по сумме длин этих разломов. Для оси горизонтального сжатия только по количеству осей. Значения этих параметров группируются по простиранию в интервалы с шагом в  $10^\circ$ . При этом общее количество замеров и сумма длин разломов принимаются за 100%. Визуализация полученных значений осуществляется на полной круговой сетке, где её внешняя окружность градуирована по ходу часовой стрелки от  $0^\circ$  до  $360^\circ$  с шагом  $10^\circ$ .

**Результаты исследования.** В ходе работы автором проведено визуальное структурно-геоморфологическое дешифрирование современного рельефа юго-восточной части Горного Алтая. При этом установлены разноранговые пликативные формы (поднятия и впадины), слабые зоны, термин по [5] и новейшие разрывы. Построена серия геоморфологических профилей. Их интерпретация и анализ позволили установить границы новейших региональных структур. Помимо этого, выделены шесть уровенных поверхностей (1 уровень  $\sim 4000$  м, 2 уровень  $\sim 3200$  м, 3 уровень  $\sim 2800$  м, 4 уровень  $\sim 2200$  м, 5 уровень  $\sim 1800$  м, 6 уровень  $\sim 1500$  м), которые соответствуют наиболее высоким отметкам новейших структур. Показан возраст и генезис пород, слагающих современный рельеф. Эти данные взяты с карты четвертичных отложений [7]. Анализ смещения этих уровенных поверхностей с учетом их разновозрастности дал возможность выявить новейшие разрывы без установления их кинематики, а также оценить амплитуду вертикальных смещений по ним, которая в среднем на этой территории составляет 100 м.

Используя данные по геоморфологическим профилям, и проведя визуальное структурно-геоморфологическое дешифрирование рельефа, получена структурно-геоморфологическая карта юго-восточной части Горного Алтая в масштабе 1: 100 000 (рис. 1). На ней показаны новейшие пликативные структуры, слабые зоны и новейшие разрывные нарушения, выраженные в современном рельефе.

К новейшим пликативным структурам относятся: 1) региональные поднятия в пределах которых, установлены локальные положительные структуры; 2) региональные впадины, в том числе и впадины-долины, соответствующие речным долинам.

Стоит отметить, что своды новейших поднятий сложены дочетвертичными образованиями, делювиальными и солифлюкционными отложениями среднего-верхнего неоплейстоцена. В пределах новейших впадин присутствуют гляциальные отложения чуйского горизонта среднего неоплейстоцена, аллювиальные и коллювиально-деллювиальные осадки верхнего неоплейстоцена-голоцена.

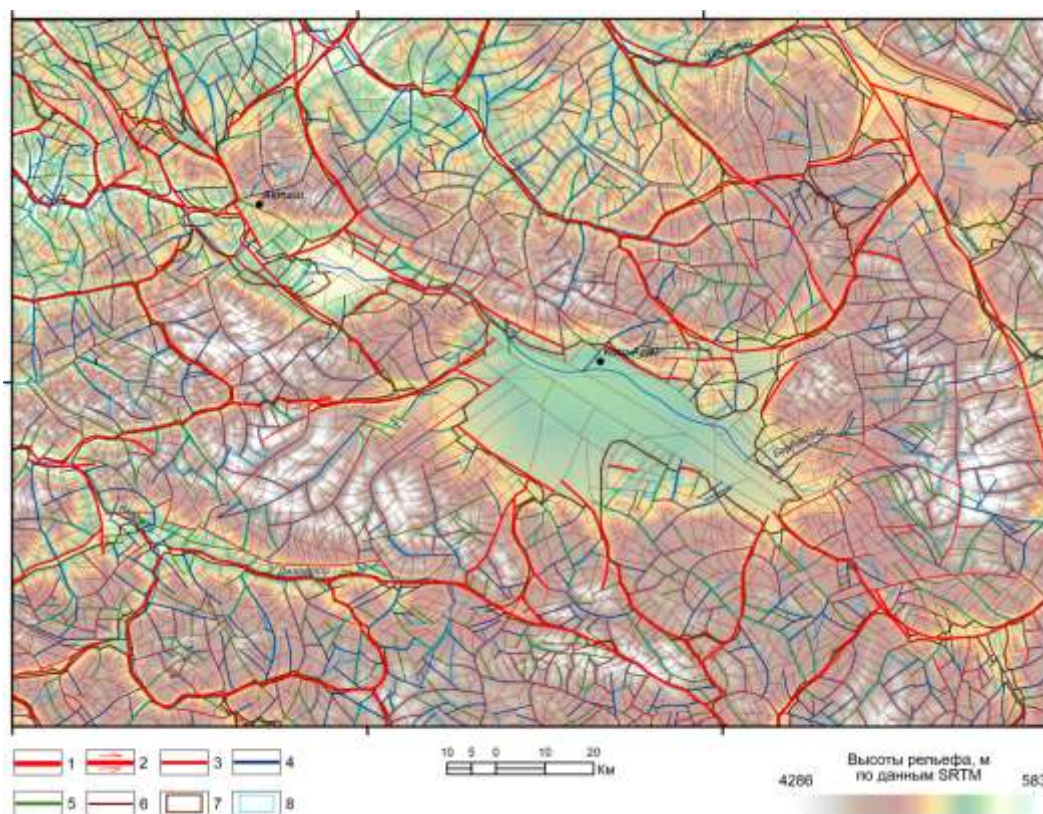


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая карта юго-восточной части Горного Алтая. 1-5 — новейшие разрывы: 1 — региональные, 2 — региональные со сдвиговой составляющей, 3 — 1-го ранга, 4 — 1-го ранга с право-сдвиговой составляющей, 5 — 1-го ранга с лево-сдвиговой составляющей, 6 — слабые зоны, 7-8 — новейшие поднятия:  
7 — региональные, 8 — локальные

Эти структуры разделены разноранговыми новейшими разрывами и слабыми зонами в основном северо-западного ( $300^\circ$  и  $320^\circ$ ), северо-восточного ( $40-50^\circ$ ) и субширотного ( $80^\circ$ ) простирания.

Среди новейших разрывов установлены региональные новейшие разрывы и новейшие разрывы 1-го ранга. При их сопоставлении с древними разломами [8] отмечается, что новейшие разрывы северо-западного простирания развиваются в зонах древних разломов, а северо-восточного — как следствие сформировались в большей степени в современном поле напряжений.

Для новейших региональных разрывов, в том числе и со сдвиговой составляющей преобладающим простиранием является северо-западное ( $320^\circ$ ), так же отмечается субширотное ( $270-280^\circ$ ), северо-северо-восточное ( $20^\circ$ ) и северо-восточное ( $60^\circ$ ). В основном эти новейшие региональные разрывы соответствуют границам блоков разного литологического состава.

Новейшие разрывы 1-го ранга разделяют локальные поднятия. В их ориентировке явно выделяется северо-восточное ( $50^\circ$ ) и северо-северо-западное ( $340-350^\circ$ ) направление, также

отмечается северо-западное ( $320^\circ$  и  $290^\circ$ ) и субширотное ( $80^\circ$ ). Наличие различных простираний новейших разрывов 1-го ранга, возможно, объясняется их реактивацией по палеозойско-мезозойским зонам разломов.

На территории исследования выявлены новейшие разрывы с право- и лево-сдвиговой составляющей, смещающие границы как локальных, так и региональных структур. Для разрывов с право-сдвиговой составляющей преобладает северо-западное простирание в диапазоне от  $300^\circ$  до  $320^\circ$ , при этом присутствуют разрывы и северо-восточного простирания ( $30-60^\circ$ ), но в меньшем количестве. Для разрывов с лево-сдвиговой составляющей преобладающим простиранием является северо-восточное ( $40-60^\circ$ ), также отмечается северо-западное ( $320^\circ$ ) и северо-северо-западное ( $350^\circ$ ).

Подобные ориентировки соответствуют условиям горизонтального сдвига с субгоризонтальной осью сжатия. Анализируя эту систему новейших разрывов северо-западного простирания с право-сдвиговой составляющей и северо-восточного простирания с лево-сдвиговой составляющей выявлено направление оси горизонтального сжатия. Ее простирание на территории исследования изменяется от северо-северо-западного до северо-северо-восточного. Схожие результаты получены в работе [9].

Помимо этого, установлены слабые зоны — зоны разрывов и повышенной трещиноватости пород, термин по [6]. Они развиты внутри региональных и локальных структур, задают блоковый стиль новейшим деформациям. Они простираются, в основном, в северо-западном ( $300^\circ$  и  $320-330^\circ$ ) и северо-восточном ( $40-50^\circ$ ) направлении. Подобная ориентировка соответствует современному полю напряжений.

Стоит отметить, что применяемая методика не позволяет определить кинематику новейших разрывов, которая состоит из оценки амплитуд горизонтального и вертикального перемещения по поверхности сместителя с учетом его угла наклона. Именно поэтому при сопоставлении полученных материалов с разломами, взятыми из базы данных активных разломов Евразии и прилегающих акваторий В.Г. Трифонова [10] отмечается их сходство лишь в местоположении, основных направлениях и горизонтальных перемещениях (лево- и право-сдвиговая составляющая). В связи с этим дальнейшая задача исследования сводится к определению угла наклона поверхности сместителя и кинематики для новейших разрывов, установленных структурно-геоморфологическим методом.

**Выводы.** В результате проведения структурно-геоморфологического анализа рельефа по методу Н.П. Костенко на территории юго-восточной части Горного Алтая выявлены новейшие разноранговые поднятия, впадины, слабые зоны и новейшие разрывы, выраженные в современном рельефе. Установлены простирания новейших разрывов и слабых зон, которые местами развиваются по зонам древних разломов. По комбинации новейших разрывов с право-



и лево-сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простираения, соответственно, выявлена ориентировка оси горизонтального сжатия. Она изменяется от северо-северо-западного до северо-северо-восточного направления.

### Литература

1. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н., Ветров Е.В., Неведрова Н.Н. Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 11. С.1937–1948.
2. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. 313 с.
3. Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьев Е.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение), Серия Алтае-Саянская. Лист М–45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.
4. Межеловский Н.В. Карта неотектонического районирования территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000. ООО «Геокарт». 2020.
5. Костенко Н. П. Геоморфология. М.: Изд. МГУ, 1999. 379 с.
6. Корчуганова Н. И., Костенко Н. П., Межеловский И. Н. Неотектонические методы поисков полезных ископаемых. М.: Изд. МГГА, 2001. 212 с.
7. Карта четвертичных образований территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000. Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология». СПб., 2014.
8. Тектоническая карта на территорию России, увязанная с материалами по странам СНГ. Гл. ред. О.В. Петров, Ю.Г. Леонов. Масштаб 1 : 2 500 000. Федеральное агентство по недропользованию, ФГУП «ВСЕГЕИ», «ФГУП» ВНИИОкеангеология. 2008.
9. Маринин А.В., Сим Л.А., Мануилова Е.А., Бондарь И.В., Гордеев Н.А. Новейшее напряженное состояние Чуйско-Курайской впадины и прилегающих структур (юго-восточная часть Горного Алтая) // Наука и технологические разработки. 2022. Т. 101, № 3. С. 33-52.
10. База данных активных разломов Евразии и прилегающих акваторий В.Г. Трифонова — <http://neotec.ginras.ru/database.html>

## ОТРАЖЕНИЕ ДРЕВНЕГО СТРУКТУРНОГО ПЛАНА ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА В СОВРЕМЕННОМ РЕЛЬЕФЕ

Г.В.Брянцева, М.С.Мышенкова, Н.И. Косевич

Новейший этап тектонического развития полуострова начался по разным данным в среднем–позднем эоцене (Афанасенков и др., 2016) или олигоцене (Мусатов, 1996), что связано с раскрытием Евразийского бассейна, и продолжается до настоящего времени. К этому периоду относится и формирование современного облика рельефа Западного Таймыра.

В рамках структурно-геоморфологического анализа топографических карт Западного Таймыра разного масштаба по методике, предложенной Н.П. Костенко (1999), выделены новейшие структуры, имеющие сложное строение и образующие поднятия, вытянутые с запад-юго-запада на восток-северо-восток преимущественно параллельно друг другу и разделенные межгорными и внутригорными впадинами.

Невысокие хребты Северо-Таймырского горного сооружения снижаются к западу, постепенно выклиниваясь. В его пределах можно выделить несколько крупных межгорных впадин, простирающихся согласно с простираанием хребтов – Коломейцевскую, Мамонта и Шренка, которые приурочены преимущественно к одноименным долинам рек. Хребты, сложенные терригенными породами протерозоя с небольшими, преимущественно гранитного состава, интрузивными массивами, представляют собой складчато-блоковые сооружения. Межгорные впадины разрабатываются слабо врезанными крупными реками и часто приурочены к тектоническим зонам, формированию которых способствовало неравномерное перемещение отдельных блоков с разной скоростью и являющихся активными в настоящее время.

Бырангское горное сооружение отделяется от Северо-Таймырского крупным Пясино-Фаддеевским надвигом. Хребты этого горного сооружения сложены, в основном, терригенными породами пермско-каменноугольного возраста с подчиненным значением пермско-триасовых вулканогенных образований. Для Бырангского горного сооружения, как и для всего Таймыра, характерно восток-северо-восточное направление зон новейших разрывов, которое совпадает с направлением более древней мезозойской системы складчатости. Параллельные и кулисообразно расположенные гряды разделены межгорными понижениями. Положение впадин предопределено как продольными системами разломов, на значительном протяжении выраженных в рельефе, так и приуроченностью к древнему структурному плану. В ходе сопоставления результатов структурно-геоморфологического анализа с опубликованными геологическими материалами предшественников было выявлено, что Сырадасайская впадина наследует одноименную синклинали, а Тарейская

впадина на значительном протяжении совпадает с Аятаринской и Кайдинской синклиналями. В то же время такие синклинали, как Убойнинская, Бегичевская, Спокойнинская, не выражены в рельефе в виде депрессий. Межгорные впадины Дянгур и Чедырымота, скорее всего, образованы в результате неравномерных складчато-блоковых движений, а их значительная часть перекрыта четвертичными отложениями. Особенности строения мезозойского структурного плана здесь практически не проявлены в современном рельефе, за исключением разломов, ограничивающих эти впадины.

Наибольший интерес представляет Пясинская впадина, расположенная вкrest простирающихся основных структур Таймырского полуострова (Брянцева и др., 2023). В результате проведенного исследования выявлено, что эта впадина состоит из двух частей, которые наследуют синклинали, простирающиеся согласно общему структурному плану полуострова. Граница между ними в тектоническом плане совпадает с южной границей Дюмталейской синклинали, определяющейся разломом, который в настоящее время развивается унаследовано, а южная часть Пясинской впадины локализована на месте Сырадасайской синклинали.

Таким образом, впадины Западного Таймыра в целом простираются согласно общему структурному плану. Исключение составляет Пясинская впадина, расположенная вкrest простирающихся основных структур и ориентированная субмеридионально. Ее формирование могло происходить в условиях субмеридионального сжатия, которое на современном этапе является региональным полем напряжений для Таймыра, а подразделение ее на две неоструктуры, по-видимому, связано с древним структурным планом, а именно синклиналями субширотного простираения, разделенными горст-антиклиналью. Все остальные межгорные впадины, выявленные при структурно-геоморфологическом анализе, имеют восток-северо-восточное простираение, согласное с простираением основных структур, но их образование связано как с мезозойской складчатостью, так и с разнонаправленными тектоническими движениями по унаследованному развивающимся разломам.

### Литература

1. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В. и др.* Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42
2. *Брянцева Г.В., Мышенкова М.С., Косевич Н.И.* Структурно-геоморфологический анализ нижнего течения р. Пясины (Западный Таймыр) // Мат-лы Всеросс. научн. конф. «Динамическая геология – проблемы и достижения». М.: изд-во Перо. 2023. С. 204–208
3. *Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: МГУ. 1999. 383 с.
4. *Мусатов Е.Е.* Неотектоника арктических континентальных окраин // Физика Земли. 1996. № 12. С. 72–78

## РОЛЬ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В ХОДЕ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЦИКЛА

Н.А. Божко

Результаты многочисленных исследований суперконтинентальной цикличности показывают, что в ходе суперконтинентального цикла (СЦ) принимают совместное участие механизмы тектоники мантийных плюмов и тектоники литосферных плит. В докладе на основании имеющихся данных рассматривается роль плитнотектонических процессов в ходе СЦ. В этом плане он является логическим продолжением моего выступления об участии в них тектоники мантийных плюмов. [1].

Непосредственное отношение к данной теме имеет общий дискуссионный вопрос о времени появления тектоники литосферных плит в истории Земли, который подробно здесь не рассматривается. Можно предположить, что этот процесс начался в позднем архее. Анализ имеющихся результатов геологических исследований и моделирований, проведенных для хадея и эоархея, [2] выявил «застойно-эпизодический» характер эволюции этого интервала в разогретой мантии, без классической субдукции. Согласно имеющимся данным, современный стиль тектоники литосферных плит в отдельных областях Земли отмечен к рубежу 3 млрд лет и утвердился к 2.7 млрд лет [3].

**Суперконтинентальный цикл** – повторяющееся во времени объединение всех существовавших на Земле разобщенных континентальных масс в единый суперконтинент, его распад и последующую сборку в новый. В структуре СЦ [4] выделяются стадии собственно суперконтинентальная (слитного суперконтинента) и межконтинентальная (разобщенных континентов) стадии, отражающие смену двух состояний Земли: 1) один континент - один океан и 2) несколько континентов - несколько океанов. Каждая из этих стадий состоит соответственно из двух фаз: интеграции-деструкции и фрагментации-конвергенции.

Собственно суперконтинентальная стадия СЦ отмечена господством внутриплитной тектоники в обстановке разогретой мантии, возникшей вследствие ее суперконтинентальной термоизоляции, что являлось предпосылкой для формирования плюмов и суперплюмов в преддверии будущего распада. Субдукционные процессы ограничиваются локальными проявлениями на границе с внешним океаном.

В течение фазы фрагментации следующей стадии происходит распад суперконтинента, а в фазу конвергенции – сборка нового. Таким образом, наиболее активно тектоника литосферных плит действует в СЦ в стадию разобщенных континентов, когда возникает саморождающаяся конвекция мантии.

При этом, исследования [5, 6] показывают, что процессы в СЦ происходят в условиях длинноволновой мантийной конвекции. Коротковолновая конвекция с большим количеством

нисходящих потоков не может привести к образованию суперконтинентов из-за того, что континентальные блоки будут захвачены различными нисходящими потоками, что препятствуя их столкновению. Если бы передвигающиеся континентальные блоки, были меньше длины волны мантийного потока и их число было бы больше, им потребовалось бы больше времени, чтобы сформировать суперконтинент. Таким образом, длинноволновая конвекция предпочтительна для эффективной плотной упаковки континентальных фрагментов в суперконтинентальную сборку. О постоянстве характера конвекции существуют различные взгляды. Ряд исследователей отмечают чередование в СЦ общемантийной и двухъярусной конвекций [7], тогда как другие – выражают мнение о постоянстве двуслойной конвекций [8].

При рассмотрении способа формирования суперконтинента обычно обсуждаются два варианта его сборки: “экстраверсия” (закрытие внешнего, окружающего суперконтинент океана) и “интroversия” (закрытие внутренних океанов). При этом, в последних работах отмечается несоответствие, требующее непременно объяснения, между результатами большинства геодинамических моделирований, приводящими к экстраверсии и хорошо изученной и задокументированной сборкой Пангеи, происходившей в стиле интroversии [9]. Реже исследователи рассматривают «ортоверсию» - геодинамическую модель, которая предсказывает образование последующего суперконтинента на расстоянии 90 градусов от предыдущего, в пределах большого круга субдукции, окружающего его предшественника.

Автору представляется, что замыкание внутренних океанов является возможно единственным механизмом при формировании суперконтинентов в течение этой фазы СЦ. Внешний океан, возможно, никогда не закрывался, но сужался и расширялся в зависимости от процессов во внутренних.

Д. Сантош и др. [10] выделили две различные категории зон субдукции на земном шаре: Циркум-Тихоокеанскую зона и Тетисную, выявив при этом роль Y-образных тройных сочленений в сборке суперконтинентов. Эти районы избирательно охлаждают нижележащую мантию и значительно понижают ее температуру областях по сравнению с близлежащими регионами. Y-образные домены также ускоряют охлаждение за счет большей субдукции и, таким образом, способствуют более сильному нисходящему потоку по сравнению с другими областями мантии. Допускается сочетание интroversии и экстраверсии при завершении формирования суперконтинента, которое имело место случае сборки Родинии, а также прогнозируется при объединении будущего суперконтинента Амасия [11, 10]. Как видно, в этом вопросе существуют различные мнения. При любых моделях формировании нового суперконтинента заканчивается в фазу конвергенции СЦ.

По мере того как суперконтинент объединяется, субдукция между сталкивающимися континентами в конечном счете прекращается. В то же время, формирование стационарного

суперконтинента порождает субдукцию на его краях, которая, в свою очередь, по мнению ряда авторов порождает скопление слэбов, а затем и суперплюмы, вызывающие распад суперконтинента. Взаимодействие с внешним океаном в СЦ представляет самостоятельную, еще слабоизученную проблему.

В стадию разобщенных континентов СЦ продолжается присутствие мантийных плюмов и суперплюмов,двигающихся независимо от конвективных течений в мантии, и в основном выполнивших деструктивную роль по отношению к существовавшему суперконтиненту. В данной стадии они участвуют в анорогенных тектоно-магматических процессах на континентах и океанах, в создании крупных магматических провинций (КМП) и находятся в сложном и разнообразном взаимодействии с литосферными плитами. В нашей литературе этой проблеме посвящена статья В. Пучкова [12]. Плюмы могут ускорять или замедлять движение литосферных плит [13]. Например, извержение КМП Деккан над плюмом Реюньон значительно ускорило движение Индийской плиты между 70 и 46 млн лет назад. Напротив, извержение эфиопской базальтовой КМП над Афарским плюмом затормозило движение Африканской плиты в течение 25 миллионов лет между 30 и 0 млн лет назад. При перемещении плит происходит удлинение под ними плюма, формирование вулканических цепочек типа Гавайских островов. При взаимодействии плюмов со срединно-океаническими хребтами происходит заметный изгиб оси спрединга.

Влияние мантийных плюмов на плитотектонические процессы очевидно, но оно не сопоставимо по своему значению с деструктивной ролью по отношению к суперконтиненту, которую они играли на предыдущих фазах СЦ.

Сборка суперконтинента – процесс неодноактный, представляя по существу последовательность нескольких разновременных завершений циклов Вильсона. Вместе с тем, создание суперконтинента укладывается в рамки наиболее продолжительной фазы конвергенции СЦ, играющей важную роль в формировании нового суперконтинента проявлениями межконтинентальных коллизий.

Результаты последних мировых исследований свидетельствуют о том, что эти процессы в СЦ и в частности локализация и развитие новообразованных океанов происходят со значительным влиянием тектонической унаследованности и предопределенности [14], детерминированной глубинными коровыми, мантийными и космическими факторами, что исключает хаотическую перетасовку континентальных блоков в процессе формирования и распада суперконтинентов. В это плане представляют значение результаты реконструкции суперконтинентов разного возраста, полученные по палеомагнитным данным [15], в них обнаруживаются весьма значительное сходство между реконструкциями Колумбии, Родинии и Пангеи.

Таким образом, тектоника литосферных плит проявляется в стадию разобщенных континентов, доминируя в фазу конвергенции, где ей принадлежит главная конструктивная роль по сборке нового суперконтинента. Процесс этот идет в условиях длинноволновой мантийной конвекции при сложном взаимодействии с аккреционными событиями во внешнем океане и проявлениями тектоники мантийных плюмов на фоне тектонической унаследованности.

#### Литература

1. Божко Н.А. Роль мантийных плюмов в геодинамике суперконтинентального цикла. В сборнике Материалы Всероссийской научной конференции «Динамическая геология – проблемы и достижения», посвященной 270- летию МГУ имени М.В. Ломоносова и 90-летию со дня рождения Н.В. Короновского, М.А. Гончарова и М.Г. Ломизе, Издательство Перо (Москва), 2023, с. 40-42.
2. O'Neill C., V. Debaille. The evolution of Hadean–Eoarchean geodynamics. *Earth and Planetary Science Letters* 406 (2014) 49–58
3. Condie, K.C., Kröner, A. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. In: Condie, K.C., Pease, V. (Eds.), *When did Earth First Adopt a Plate Tectonics Mode of Behavior?* The geological Society of America, 2008. Special paper, 440, pp. 281–294.
4. Божко Н. А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. Ун-та. 2009. Сер. 4, Геология, № 2. С.13-27.5. Gurnis, M. (1988), Large scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents, *Nature*, 332, 695–699.
5. Gurnis, M. (1988), Large scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents, *Nature*, 332, 695–699.
6. Coltice, N., B. R. Phillips, H. Bertrand, Y. Ricard, and P. Rey (2007), Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents, *Geology*, 35, 391–394.
7. Bigging A. J. and Thomas D. N. Analysis of long-term variations in the geomagnetic poloidal field intensity and evaluation of their relationship with global geodynamics. *Geophys. J. Int.* (2003) 152, 392–415.
8. Prévot, M., Mattern, E., Camps, P. & Daignieres, M., 2000. Evidence for a 20° titling of the Earth's rotation axis 110 million years ago., *Earth planet. Sci. Lett.*, 179, 517–528.
9. Murphy J and Nance. B. R. D. Speculations on the mechanisms for the formation and breakup of supercontinents. 2012. *Geoscience Frontiers* 4(2):185-194.
10. Santosh, M., Maruyama, S., Yamamoto, S., 2009. The making and breaking of supercontinents: some speculations based on superplumes, superdownwelling and the role of tectosphere. *Gondwana Research* 15, 324-341.
11. Maruyama, S., Santosh, M., Zhao, D., 2007. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary. *Gondwana Research* 11, 7–37.

12. Пучков В. Н. Взаимосвязь плитнотектонических и плюмовых процессов. Геотектоника, 2016, № 4, с. 88–104
13. Burke K. and Cannon J.M. Plume–plate interaction. Can. J. Earth Sci. 51: 208–221 (2014)
14. Божко Н.А. Тектоническая унаследованность и предопределенность в ходе суперконтинентальной цикличности. Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. издательство Изд-во Моск. ун-та (М.), № 6, с. 11-16.
15. Meert J.G. Strange attractors, spiritual interlopers and lonely wanderers: The search for pre-Pangean supercontinents // Geoscience Frontiers. 2014. № 5. P. 155-166.



## НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА МЕЩЕРСКОЙ ВПАДИНЫ

Т.В. Суханова, С.А. Глухова

*Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия*

Мещерская впадина находится в Центральной части Русской равнины, являясь северной частью Окско-Донского субмеридионального прогиба [Макаров и др., 1998]. Она ограничена на севере и юге соответственно Клязьминским и Рязанским прогибами, а на востоке – Окско-Цнинским валом. Изучение впадины, и, главным образом, Клепиковского прогиба в ее составе, связано с гидрогеологическими исследованиями, целью которых было показать влияние развивающихся неотектонических деформаций на области питания и разгрузки подземных вод, на проницаемость отложений и фильтрацию поверхностных и подземных вод, деформации водоносных горизонтов.

В геологическом строении Мещерской впадины принимают участие архей-нижнепротерозойские породы, слагающие фундамент, и верхнепротерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения осадочного чехла. Территория исследования находится над Тумско-Шатурским и Чучковским выступами фундамента, разделяющими Московский и Пачелмский авлакогены, со средними отметками залегания поверхности фундамента от -1500 м (в центральной части района) до -3000 – -3500 м. По данным аэромагнитной съемки, рельеф фундамента нарушен разрывами в основном диагональных ориентировок. Наиболее протяженные из них - северо-западные. В палеозое здесь сформировался Рязано-Саратовский прогиб.

Мещерская впадина дифференцирована на поднятия и прогибы более высокого порядка. Абсолютные отметки рельефа на поднятиях снижаются с северо-запада с 214-170 м к юго-востоку до 130-125 м, а в прогибах изменяются от 120 до 100 м. Поднятия сложены юрскими и меловыми отложениями и маркируются останцами четвертичных ледниковых отложений. Прогибы выработаны в мезозойских отложениях, местами достигая каменноугольных. К ним приурочены речные долины, озерные водоемы и болота. Мощность четвертичных отложений ~~возрастает~~ увеличена в прогибах и сокращена на поднятиях.

Линеamentный анализ показал, что часть из них отражает разломы фундамента. Многие линеamentы образуют протяженные цепочки и зоны, иногда кулисно сочленяясь друг с другом. Некоторые линеamentы ограничивают и дифференцируют новейшие поднятия. Выделяется несколько широтных поперечных зон сдвигового характера.

Часть Мещерской впадины занимает субмеридиональный Клепиковский прогиб. Его новейшая структура с низкими гипсометрическими отметками, интенсивной заболоченностью,

многочисленными озерами свидетельствует о его современном прогибании со скоростью 4 мм/год [Лилиенберг, 1987].

Прогиб ограничен поднятиями - с запада Уршельским и с востока Курловским. К нему приурочены долины рек Бужи, Поли и Пры, а также озера, называемые Великими Мещерскими. Большая часть прогиба заболочена. Широко развиты торфяники. Прогиб наследует каменноугольную пологую синклинали, юрскую долину, а также четвертичную долину стока талых вод с выполняющими ее флювиогляциальными отложениями.

В пределах прогиба в разных его частях выделяются локальные, слабо выраженные в рельефе поднятия. Большая концентрация озер, расширение прогиба и заболачивание территории, возможно, вызваны их подпруживающим влиянием. Ориентировка озер свидетельствует о праводвиговых напряжениях. В районе пос. Спас-Клепики с локальным поднятием связано изменение направления течения Пры.

Анализ новейшего строения прогиба показал, что прямолинейность его границ, их смещение по линеamentным зонам, коленообразный рисунок русла Пры, кулисообразное строение некоторых озерных впадин и другие признаки связаны с приуроченностью прогиба к области повышенной тектонической трещиноватости в сдвиговых обстановках.

Новейшая тектоника влияет на гидрогеологические условия Мещерской впадины, что отмечено на примере изучения Клепиковского прогиба. Гидрогеологический анализ показал, что к северной части прогиба приурочена область питания подземных вод гжельско-ассельского водоносного комплекса, а в центральной части прогиба, в долине Великих Мещерских озер, происходит разгрузка подземных вод касимовского водоносного комплекса в водоносные горизонты четвертичных отложений и в поверхностные воды озер и болот.

Таким образом, влияние неотектонического фактора на гидрогеологические условия выражено в деформации водоносных горизонтов, повышенной проницаемости келловей-кимериджского водоупорного горизонта, в зонах трещиноватости пород каменноугольного возраста, изменении химического состава и температуры подземных вод по разрезу.

### *Литература*

*Лилиенберг Д.А.* Развитие и совершенствование картирования современных тектонических движений // Современные движения земной коры: Морфоструктуры, разломы, сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 60-68.

*Макаров В.И., Бабак В.И., Гаврюшова Е.А., Федонкина И.Н.* Новейшая тектоническая структура и рельеф Москвы. Геоэкология. 1998. № 4. С.3-20.

## ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Л.В. Панина, В.А. Зайцев

В течение ряда лет авторы проводят изучение новейшего структурного плана в разных районах Восточно-Европейской платформы, среди которых Воронежская и Волго-Уральская антеклизы, Московская, Балтийская и Прикаспийская синеклизы, а также области ее обрамления – прилегающая на юге эпигерцинская Скифская плита, на северо-востоке Тимано-Печорская эпибайкальская платформа (Печорская плита), а также граничащие с платформой на востоке Предуральский прогиб и Уральский ороген [1,2,3,4]. В основе изучения лежит визуальное структурно-геоморфологическое дешифрирование современного рельефа платформы и ее обрамления в масштабе 1:500 000, дополненное комплексом методов и материалов. Была проведена компьютерная обработка космических радарных изображений с помощью программы LESSA, что позволило уточнить результаты визуального дешифрирования, дополнив их новыми параметрами. Использование геолого-геофизических данных, особенно сейсмических профилей и структурных карт, полученных в последнее время, позволило провести сопоставление современного рельефа с глубинными дислокациями. С целью оценки геодинамической активности привлекались данные о проявлении сейсмичности, GPS наблюдениях и распределении теплового потока, а также использовались результаты эманационных съемок, проведенных на территории Чашниково (отроги Клинско-Дмитровская гряда). Также для отдельных территорий было выполнено 3D геодинамическое моделирование.

Согласно нашим исследованиям новейшая структура Восточно-Европейской платформы представляет собой сочетание поднятий и впадин разного ранга, создающих в рельефе сводово-блоковый стиль новейших дислокаций. Первые преобладают, что свидетельствует о вовлечении Восточно-Европейской платформы на новейшем этапе в процесс поднятия. Примерами являются Окско-Донской прогиб, практически весь «заросший» поднятиями, Прикаспийская впадина, наиболее прогнутая (до 22 км) по фундаменту структура, которая в современном рельефе осложнена многочисленными от первых метров до 250 м поднятиями. Новейшие поднятия и впадины нарушены малоамплитудными разрывами, зонами трещиноватости, которые скрыты под чехлом четвертичных отложений, и проявляются в рельефе в виде слабых зон или линеаментов. Выделенные линеаменты подтверждены максимальными значениями эманаций гелия и водорода, данными космической геодезии, приуроченностью эпицентров землетрясений, которые тяготеют к перифериям новейших поднятий, линеаментам и их пересечениям (Воронежская антеклиза).

Выявленные поднятия и разделяющие их впадины имеют различную от изометричной до вытянутой в том или ином направлении конфигурацию, которая подчеркивается, как правило, доминирующими простираниями линеаментов. Объединение структур сходной конфигурации и простирания позволяет выделить субпровинции, включающие зоны согласно карте неотектонического районирования территории Российской Федерации масштаба 1:2,5 млн. под ред. Межеловского, год издания 2020 г. [5]. Авторами уточнены некоторые границы этих подразделений, при этом их названия сохранены. Было установлено, что границами субпровинций и зон являются протяженные линеаменты, хорошо выраженные в рельефе. Так, в пределах изученной нами территории Восточно-Европейской платформы выделены провинции, которым дается краткое описание (рис.1).

На севере-западе расположена Псковско-Новгородская субпровинция (1), включающая Ленинградско-Великолугскую и Новгородскую зоны, состоящую, главным образом, из низких впадин. В их пределах выделяются частные малоамплитудные поднятия (до 85 м), нарушенные линеаментами доминирующего ССВ простирания. На востоке к Новгородской зоне примыкает Московская субпровинция (2), объединяющая несколько по-разному ориентированных поднятий. Преобладают структуры, вытянутые в субмеридиональном и север-северо-восточном направлении, осложненные линеаментами ССЗ простирания. Восточнее, кулисообразно к Московской, примыкают структуры Верхневолжской субпровинции (3). Поднятия здесь вытянуты в северо-восточном и северо-западном направлениях и нарушены слабыми зонами аналогичного простирания. К северо-востоку от Верхневолжской расположена Североувалистая провинция (4), граничащая на северо-востоке с Тимано-Печорской платформой. Она объединяет субширотные и вытянутые в северо-восточном и северо-западном направлении поднятия, осложненные линеаментами северо-восточного и северо-западного простирания.

Северо-западнее расположены структуры Мезенской субпровинции (5), включающей поднятия, вытянутые в северо-восточном и северо-западном направлении, контролируемые и нарушенные линеаментами такой же ориентировки. Смоленско-Ветлужская субпровинция (6) включает на юго-западе серию субмеридионально вытянутых поднятий, сменяющихся на субширотные (Клинско-Дмитровское или Московское). Здесь преобладают линеаменты северо-восточного простирания. Южнее расположена Среднерусская субпровинция (7), где существенную роль в структуре играют поднятия, вытянутые в северо-восточном и субмеридиональном направлении, нарушенные северо-восточными и северо-западными линеаментами.

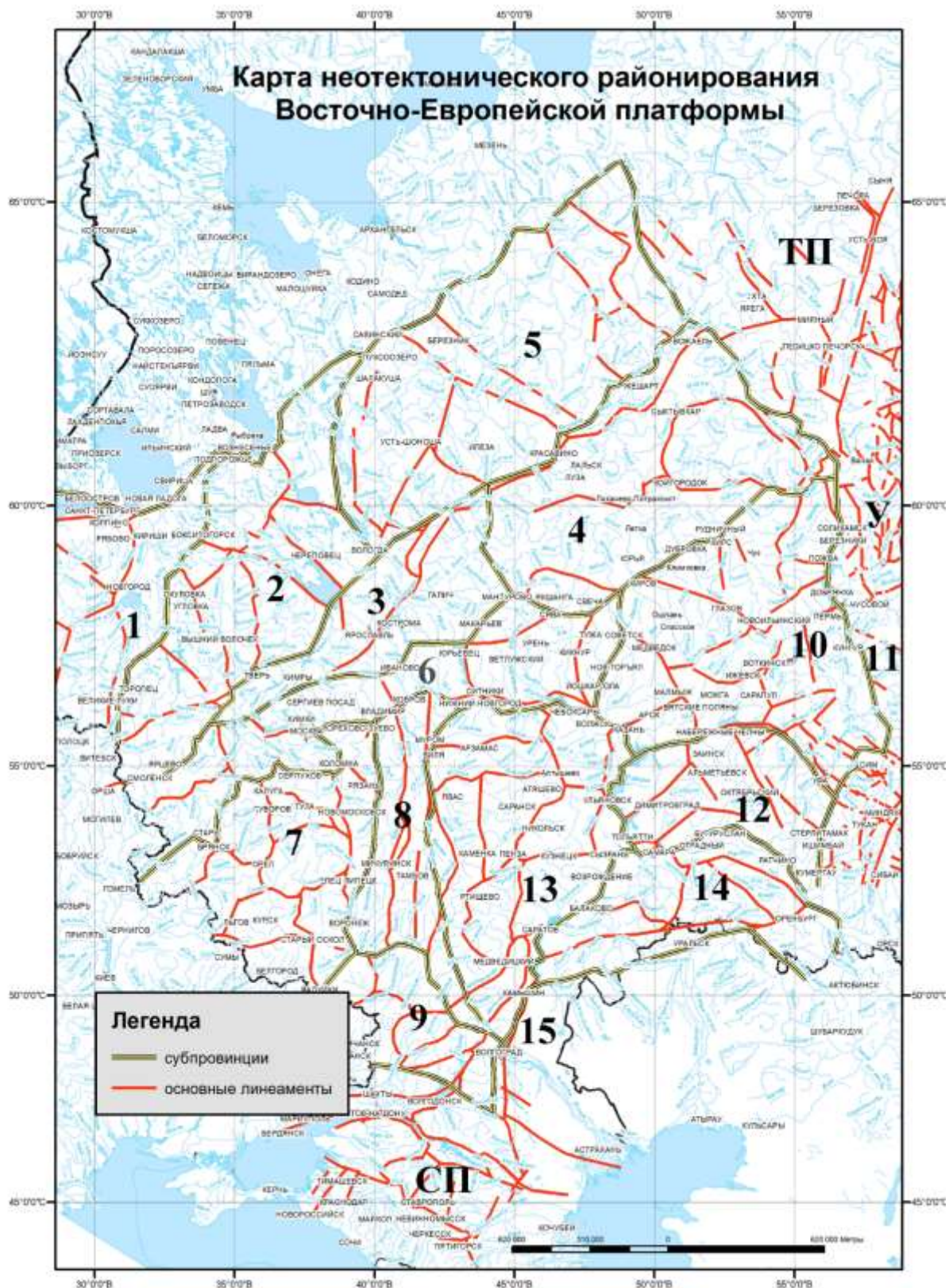


Рис. 1. Карта неотектонического районирования Восточно-Европейской платформы по [5] с изменениями и дополнениями. Названия субпровинций в тексте. Буквами обозначены: У – Уральское горное сооружение, ТП- тимано-Печорская платформа (плита), СП – Скифская плита.

На востоке к субпровинции примыкают субмеридионально вытянутые структуры Окско-Донской субпровинции (8). Преобладают линеаменты северо-западного простирания. Юго-западнее в Доно-Донецкой субпровинции (9), граничащей на юге со структурами Скифской плиты, тренд поднятий резко меняется на северо-западный, такое же простирание имеют и протяженные линеаменты.

На северо-востоке Восточно-Европейской платформы серия структур Вятско-Камской субпровинции (10), объединяет поднятия разной конфигурации: изометричные, субширотные, вытянутые в северо-восточном и субмеридиональном направлении. Последние развиты преимущественно на востоке. Наиболее протяженные линеаменты имеют северо-восточное и субмеридиональное простирание. Восточнее расположена Предуральская субпровинция (11), граничащая с Уральским горным сооружением по крупному надвигу. Новейшие поднятия этой субпровинции, как правило, субмеридиональны и параллельны уральским структурам. Преобладают линеаменты северо-западного и северо-восточного простирания. Южнее Вятско-Камской, в Татарско-Башкирской субпровинции (12) расположено крупное дугообразное субширотное поднятие (Белебеевское), локальные структуры которого на востоке вытянуты в север-северо-восточном направлении, следуя согласно с простиранием крупного, пограничного с платформой надвига Урала. Линеаменты здесь представляет собой комбинацию северо-восточного и северо-западного простирания. На западе к провинции примыкают структуры Приволжской субпровинции (13), сочетающие преимущественно субширотные, иногда изометричные, нарушенные, как правило, линеаментами северо-западного простирания, поднятия. Расположенная восточнее Окраинно-Прикаспийская провинция (14) включает, главным образом, субширотные и вытянутые в северо-западном направлении, а иногда изометричные поднятия, нарушенные линеаментами северо-западного простирания. В Прикаспийской субпровинции (15), примыкающей с юга к Окраинно-Прикаспийской, преобладают малоамплитудные поднятия изометричной формы, на востоке поднятия вытягиваются в северо-западном направлении. Доминируют линеаменты северо-западного простирания, реже выявлены субширотные, субмеридиональные и северо-восточные простирания.

Таким образом, выявленные структурно-геоморфологическим методом новейшие структуры меняют свое простирание, характер вытянутости, ориентировку, амплитуды конэрозионных поднятий в разных неотектонических субпровинциях и зонах. Границами этих подразделений служат протяженные линеаменты северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания.

На формирование новейших дислокаций существенное влияние оказывают окружающие платформу структуры обрамления. Так, было установлено, что новейшие структуры Восточно –

Европейской платформы, граничащие с Уральским орогеном, находятся под влиянием его деформаций и формируются в едином с ним поле напряжения, т.е. субширотном сжатии [6]. На юге, в области, где Восточно-Европейская платформа граничит со Скифской плитой, новейшие структурные рисунки Прикаспийской и Доно-Донецкой субпровинций сходны, что выражается в ориентировке простираций линеаментов (северо-западных и субмеридиональных) и поднятий. Сама Скифская плита находится под влиянием Большого Кавказа и находится с ним в обстановке субмеридионального сжатия [7].

Особого внимания заслуживают вопрос о соотношении новейших дислокаций, главным образом, линеаментов Восточно-Европейской платформы и структур фундамента. Сравнение линеаментов и их простираций с разломами фундаментами показало достаточно хорошую их унаследованность. Особенно это ярко проявляется в областях, расположенных над авлакогенами (например, Пачелмским), что указывает на существенную роль фундамента в формировании новейшего плана Восточно-Европейской платформы.

### *Литература*

1. Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая тектоника восточной части Воронежской антеклизы // Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы. Воронеж, Научная книга, 2012, С. 256-260.
2. Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая тектоника Прикаспия // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2014. № 1. С. 17-23.
3. Панина Л.В., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Агибалов А.О. Неотектоника центральной части Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отдел геологический. 2016. Т. 91, № 4-5. С. 51-60.
4. Панина Л.В., Зайцев В.А. Влияние фундамента на формирование новейшей структуры Восточно-Европейской платформы // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. №3. С.13-20. Из-во МГУ.
5. Карта неотектонического районирования территории Российской Федерации 1:2,5 млн. масштаба под ред. Межеловского, 2020 г.
6. Панина Л.В., Зайцев В.А. Структурно-геоморфологический анализ Урала и прилегающих областей. Материалы Всероссийской научной конференции «Динамическая геология – проблемы и достижения», посвященной 270- летию МГУ имени М.В. Ломоносова и 90-летию со дня рождения Н.В. Короновского, М.А. Гончарова и М.Г. Ломизе. 2023. Из-во Перо. С. 234-238
7. Панина Л.В., Зайцев В.А. Неотектоника и геодинамика Скифской плиты. // Вестник Московского ун-та. Серия 4: Геология. 2011. №1. С. 3-7. Из-во МГУ.

## НОВАЯ МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ЦИФРОВОЙ КАРТЫ НЕОТЕКТОНИКИ.

Зайцев В.А., Панина Л.В.

*геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова*

Карты неотектоники традиционно представляют собой совокупность обозначений, отражающих амплитуду вертикальных тектонических движений, которые привели к созданию современного рельефа. Помимо амплитуд на этих картах находят свое отражение дизъюнктивные структуры в виде новейших разрывных нарушений и различные дополнительные знаки, показывающие особые, чаще всего современные, процессы, наблюдаемые на данной территории (вулканы, землетрясения, цунами, грязевые вулканы и т.п.) При этом остаются вне зоны рассмотрения горизонтальные деформации. Исключением являются данные GPS там, где проводились эти специализированные исследования. Современные компьютерные методы позволяют существенным образом дополнить этот пробел и показать на любой территории горизонтальные составляющие новейших тектонических движений в виде стрелок, указывающих направление перемещения отдельных выбранных реперов, где длина стрелки пропорциональна амплитуде смещения. Чаще всего местоположение этих значков задается по сетке с выбранным интервалом, зависящем от масштаба карты. В отличие от данных GPS полученные векторы горизонтального перемещения не являются результатами проведенных наблюдений, а расчетными параметрами геодинамической модели, учитывающей: модель напряжённого состояния, местоположение разрывных нарушений, условия (ориентировку и кинематику) внешней нагрузки, приложенной к изучаемой территории. Расчет выполняется с помощью программы Irap RMS, используя метод Displacement Discontinuity. Это хорошо известный метод, применяемый для расчёта величины смещения по разрывам методом граничных элементов. Основная цель данного метода заключается в том, что разломы разделяются на ряд сегментов. Значения перемещения в каждом сегменте считаются неизвестными. Решение осуществляется с помощью дифференциальных уравнений. Уравнения могут быть заданы (Landau и Lifshitz, 1959):

$$\nabla^2 u + \frac{1}{1-2s} \text{grad div } u = 0$$
$$\sigma_{ij} = \frac{E}{1+s} \left( \varepsilon_{ij} + \frac{s}{1-2s} \sum_k \varepsilon_{kk} \delta_{ij} \right)$$
$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

где  $u$  смещение  $s$  для коэффициента Пуассона,  $E$  для модуля Юнга,  $\varepsilon$  для тензора напряжений и  $\delta$  дельта Кронекера ( $=0$ , если  $i \neq j$  когда он равен 1). Размер сегментов выбирается



автоматически в направлении  $x$  и  $y$  и зависит от разрешения сетки. Направление  $z$  контролируется пользователем и определяется вертикальным размером разлома [1].

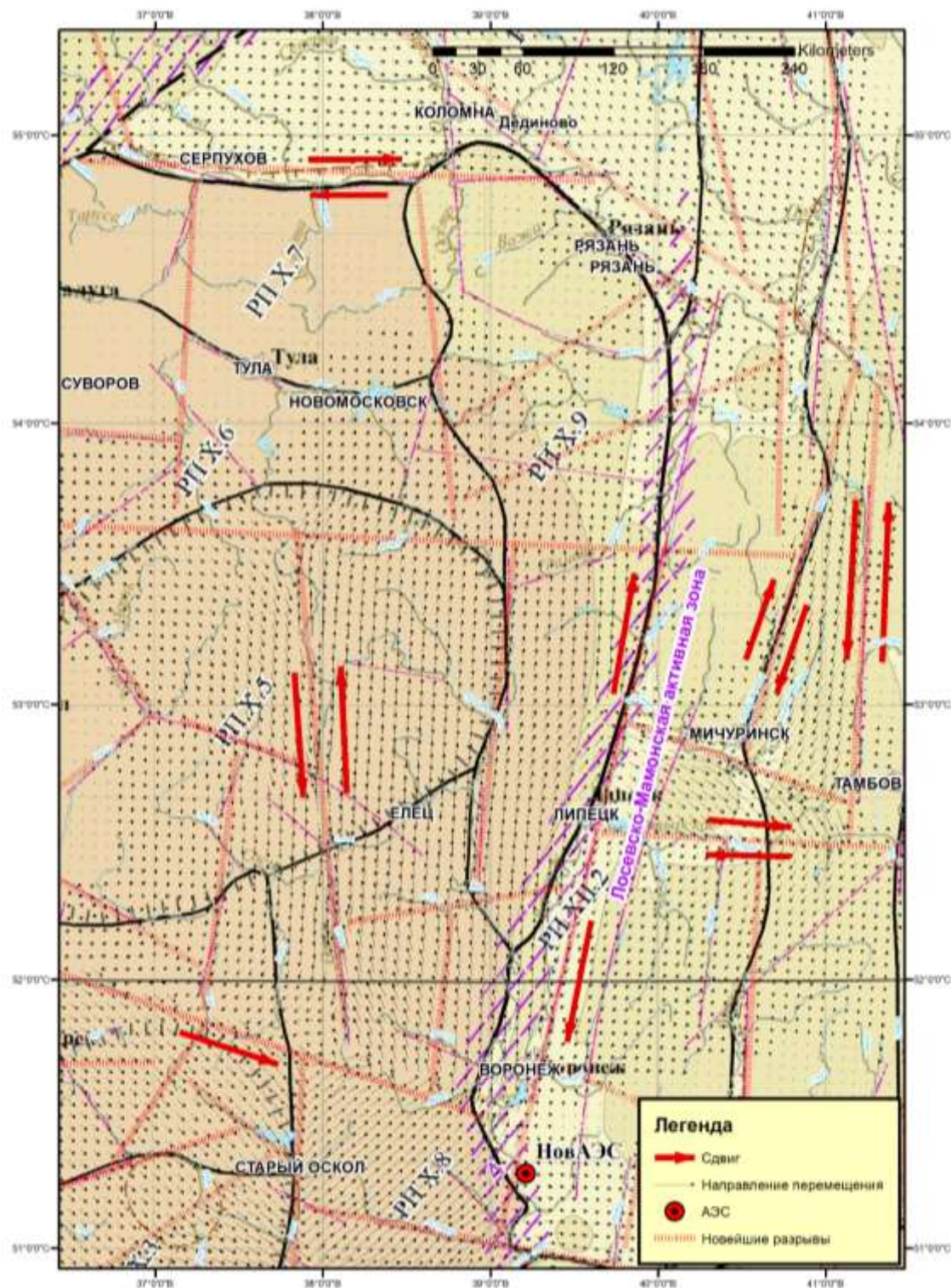


Рис.1.Фрагмент карты неотектонического районирования территории Российской Федерации под редакцией Н.В. Межеловского (2020) с дополнениями авторов.

На рисунке 1 показан фрагмент карты неотектонического районирования на территорию Воронежской АЭС под редакцией Н.В. Межеловского (2020). Для данной площади показаны

расчётные векторы горизонтального перемещения по заданным разрывным нарушениям, полученные методом Displacement Discontinuity (Рис.1). Хорошо видно, что для части разрывов преобладающими являются сдвиги. Отметим, что классическими методами построения карт неотектоники сдвиговая кинематика разрывных нарушений не устанавливается. Полученная картина позволяет отделить области с преобладающей сдвиговой кинематикой, маркированные длинными стрелками, от областей с вертикальными смещениями, показанные в виде точек. Для отдельных, наиболее крупных разрывных нарушений, фиксируются разнонаправленные смещения относительно плоскости сместителя разрыва, показывающие право- или лево-сдвиговую кинематику. Благодаря этим данным мы получаем возможность по-новому интерпретировать новейшую геодинамику изучаемой территории. Так, например, территория, расположенная южнее г. Воронежа, находится в условиях разнонаправленных горизонтальных перемещений. Восточнее Лосевско-Мамонской активной правосдвиговой зоны наблюдаются перемещения в северном и северо-восточном направлении, а на западе преобладают перемещения восточной ориентировки, что свидетельствует о обстановке активного растяжения в пределах Нововоронежской АЭС. Подтверждением выявленной тектодинамической обстановки является крупная гелиевая аномалия, зафиксированная на рассматриваемую территорию по результатам эманационной съемки (Рис.2).



Рис.2. Фрагмент схемы проницаемости земной коры по данным гелиевых исследований [А.Н. Еремеев, 1983].

Подтвердить достоверность полученных расчетов можно непосредственно прямыми методами с помощью перемещений пунктов глобальных навигационных спутниковых систем



## АНАЛОГОВЫЕ МОДЕЛИ СДВИГОВЫХ ЗОН ИЗ ВЛАЖНОЙ ГЛИНЫ: НОВЫЕ ПОДХОДЫ К ИЗУЧЕНИЮ ИХ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ

Н.С. Фролова<sup>1</sup>, Н.А. Арешин<sup>1</sup>, А.Н. Корбутяк<sup>1</sup>, В.Ю. Чикатуева<sup>2</sup>

<sup>1</sup> МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

<sup>2</sup> ООО «Институт геотехнологий» (ИГТ), Москва

**Введение.** Изучение деформационной структуры в объеме имеет как теоретическое, так и практическое значение. Возьмем в качестве примера так называемую зону сдвига Риделя, которая представляет собой два движущихся друг относительно друга жестких блока (фундамент) и располагающийся выше испытывающий деформацию материал (чехол). Такая ситуация очень часто реализуется в природе и представляет, в том числе, практический интерес, так как с зонами сдвига нередко связаны полезные ископаемые. Из механики сплошной среды мы знаем, какие трещины формируются при небольшой деформации на поверхности сдвиговой зоны и как они ориентированы: это две системы сколов Риделя (R и R') и трещины отрыва (T). Первые *эксперименты* по воспроизведению зон сдвига (аналоговое физическое моделирование) были осуществлены Г. Клоосом в 1928 г. и В. Риделем в 1929 г.; их модели были изготовлены из влажной глины - этот материал считался самым подходящим для целей аналогового моделирования. Результаты этих и последующих работ позволили углубить наши знания о структурообразовании в зонах сдвига: проследить все стадии их развития, выделить поздние трещины более высокого ранга (Y и P); тем не менее, сдвиговый структурный парагенез описывался исключительно с поверхности.

**Изучение внутренней структуры моделей из песка.** Гораздо позже за рубежом в качестве эквивалентного материала стали использовать сухой песок, считая, что по своим характеристикам он больше подходит для имитации деформационных структур верхней части земной коры. Самой известной работой среди первых, опубликованных на тему структурообразования в зонах сдвига с использованием песка в качестве эквивалентного материала, стала статья М.А. Нейлора с соавторами [1]. Хотя в моделях из сухого песка формируется более «бедный» набор структурных форм по сравнению с моделями из влажной глины, песок обладает рядом несомненных преимуществ с точки зрения изучения внутреннего строения сдвиговых зон. Первое - *модели можно разрезать*. В принципе брикет из влажной глины тоже можно резать, только влажная глина прилипает к ножу и размазывается по поверхности. М.А. Нейлором с соавторами [1] была разработана методика осуществления разрезов модели из сухого песка: вначале она покрывается еще одним слоем сухого песка, а затем промачивается жидким желирующим веществом. После застывания последнего модель можно резать. Используя этот метод и разрезав модели вдоль и поперек, а затем обработав полученные

данные, авторы получили трехмерную картину геометрии сколов Риделя в условиях простого сдвига, транстенсии и транспрессии. Выяснилось, что сколы имеют геликоидальную (пропеллеровидную) форму, совпадая со сдвигом в фундаменте в нижней части «чехла» и постепенно разворачиваясь, образуют в среднем угол  $15^\circ$  с направлением простого сдвига в верхних частях «чехла». Такая картина была подтверждена несколькими исследователями по результатам аналогового моделирования, а позже и численного математического моделирования [2].

В конце 80-х годов XX века начали применять такой метод изучения внутренней структуры моделей из песка, который не нарушал их целостность. Это метод X-лучевой компьютерной томографии [3, 4]. В качестве контрастного вещества в песчаные модели нередко помещают прослой дробленого пирита и другие подобные материалы. Этот метод, в частности, применялся для изучения различных простых и сложных сдвиговых зон и дал прекрасные результаты, например, [5].

**Изучение внутренней структур моделей из влажной глины.** Сопоставление моделей сдвиговых зон из сухого песка и влажной глины с природными структурами показал, что в ряде случаев структурный парагенез глиняных моделей больше соответствует геологическим объектам. В частности, это касается рудных полей, для которых большое значение имеет поиск скрытого оруденения. В Лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ было выполнено большое количество экспериментов по воспроизведению структурообразования в сложной сдвиговой Баимской рудной зоне (БРЗ). Рудные полезные ископаемые здесь связаны с рядом малоглубинных интрузивных тел; рудопроявления и месторождения располагаются внутри тел и их окрестностях. После анализа структурных парагенезов на поверхности встал вопрос о поведении разрывов в глубине моделей - для этого их надо было, по крайней мере, разрезать. С помощью ряда проб мы стали делать так: модель высушивали при комнатной температуре до такого состояния, чтобы она еще поддавалась резке, но уже не размазывалась. Время сушки зависит от объема модели и влажности глины и составляет от 1,5 до 3-х суток. Затем модель режется смоченным водой ножом, начиная от ее края. Пример вертикально разреза одной из моделей представлен на рис. 1. Еще лучше внутреннее строение видно на тех моделях, в которых были введены тонкие прослой угольного порошка (рис. 2).

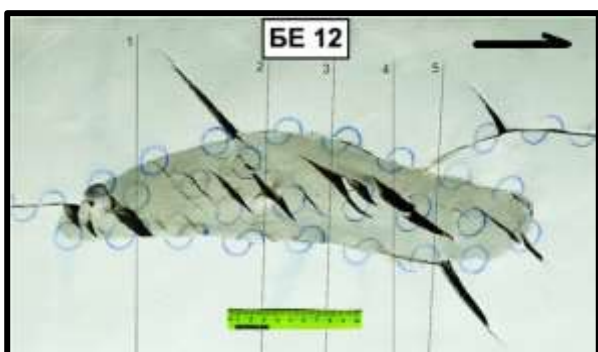


Рис. 1. Аналоговая модель центрального интрузивного массива БРЗ в зоне сдвига: а – вид сверху. Поверхность тела из влажной каолиновой глины смачивалась глицерином, что привело к формированию трещин отрыва; б – вертикальный разрез по линии 2. Видна трещина, не выходящая на поверхность.

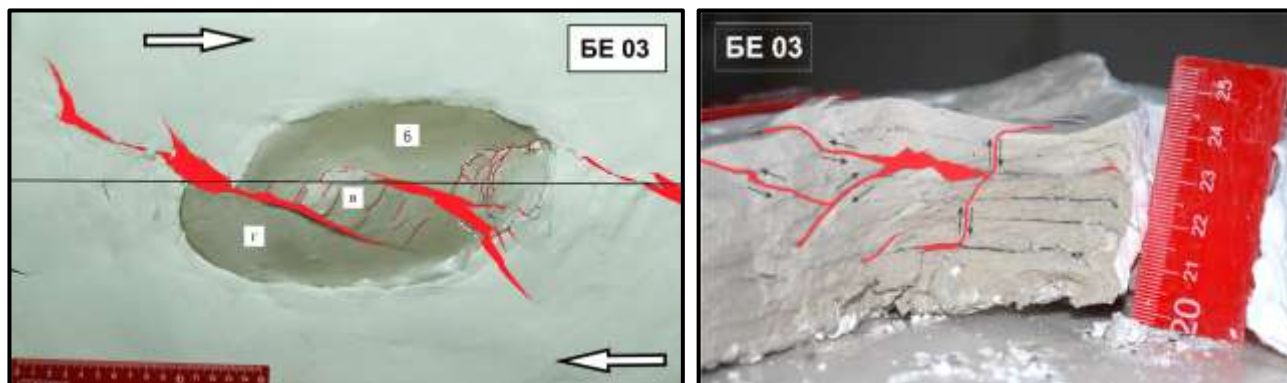


Рис. 2. Модель интрузивного тела овальной формы в зоне простого сдвига: а – вид сверху; б – вертикальный разрез. Видны надвиги и взбросы, в том числе слепые, послойные трещины, антиклинальные поднятия.

Недостатки метода разрезания моделей из глины: (а) глина при высушивании рассышается, увеличивается ширина трещин; (б) модель теряет целостность; (в) нельзя сделать тонкие слайсы; (г) при невозможности непрерывного слежения есть вероятность «пересушивания» модели.

От всех этих недостатков свободен метод X-лучевой компьютерной томографии, однако он для моделей из влажной глины не применяется. В обзоре, посвященном моделированию зон сдвига [6], говорится, что глиняные модели сильно поглощают рентгеновские лучи, в них обнаруживаются заметные артефакты, и видно слишком мало деталей внутренней структуры. Тем не менее, мы сделали попытку применить метод компьютерной томографии к образцам из глины. Для этого был использован томограф ИППИ РАН, разработанный ЗАО «ЭЛТЕХ-Мед». Программное обеспечение осуществлено научно-технической компании Smart Engines [7]. В томографе можно сканировать предметы с параметрами до 115x115x75 мм. Для исследования были использованы результаты эксперимента по деформированию тела (аналога интрузии в БРЗ) в зоне простого сдвига (рис. 3). В данном опыте тело выполнено из влажной глины с тонкими прослоями порошка угля. Модель была разрезана на небольшие фрагменты поперек направления сдвига, их исследование проводилось сотрудниками ИППИ РАН М.И. Гильмановым и Д.Д. Казимировым. На изображениях, полученных с помощью КТ (см. рис. 3), хорошо видно само тело, слои в нем, трещины в матриксе и вдоль контакта тела с последним. Возможно, что на улучшение качества результата повлияло то, что образцы перед исследованием некоторое время высушили при комнатной температуре, т.е. содержали мало влаги.

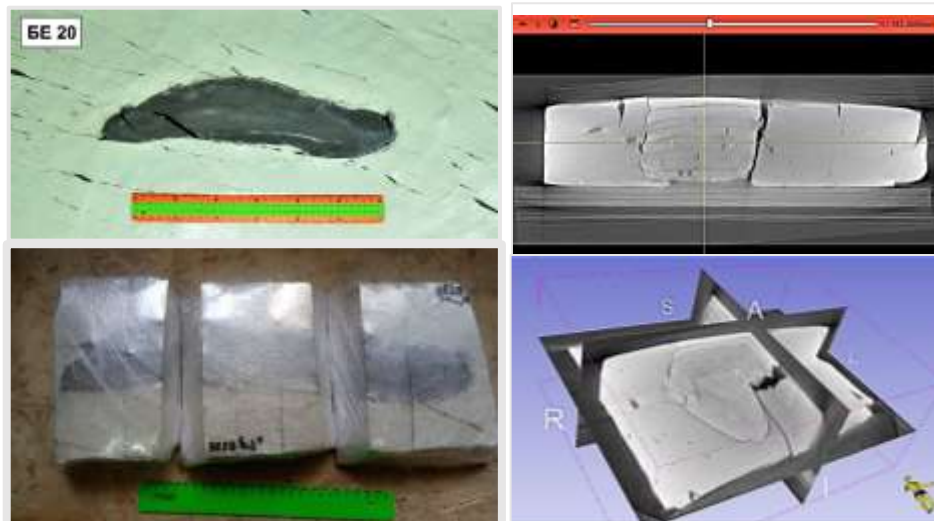


Рис. 3. Модель тела из влажной глины, деформированной в зоне простого сдвига и изображения, полученные с помощью компьютерной томографии.

**Выводы.** Применение компьютерной томографии для изучения внутренней структуры деформированных моделей из влажной глины может дать неплохие результаты. Для их улучшения нужно вводить прослойки контрастного вещества и подсушивать глину. К сожалению, с помощью использованного нами томографа можно исследовать лишь фрагменты модели. Тем не менее, мы считаем, что следует осуществлять другие эксперименты из влажной глины, в том числе с иными контрастными веществами для дальнейшего изучения их частей с помощью КТ.

В дальнейшем можно приступить к работе с большим медицинским X-лучевым компьютерном томографом, в котором может поместиться вся модель целиком.

### *Литература*

1. Naylor, M.A., Mandl, G., Sijpesteijn, C.H.K. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // *Journal of Structural Geology*. 1986. 8. P. 737–752.
2. Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А. Формирование цветковых структур нарушений в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания // *Физика Земли*. 2015. № 4. С. 81-93.
3. Colletta, B., Letouzey, J., Ballard, J.F., Balle, P.,. Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: examples of thin-skinned thrust systems // *Geology*. 1991. 19 (11), pp. 1063–1067.
4. Schreurs. G. Experiments on strike-slip faulting and block rotation // *Geology*. GeoScienceWorld. 1994. 22(6). P. 567
5. Xiao Y., Wu G., Lei Y., Chen T. Analogue modeling of through-going process and development pattern of strike-slip fault zone // *Petrol. Explor. Develop.* 2017. 44(3), pp. 368–376
6. Dooley T.P., Schreurs G. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // *Tectonophysics*. 2012. 574-575, pp.1-71.
7. Polevoy D., Gilmanov M., Kazimirov D., Chukalina M., Ingacheva A., Kulagin P. and Nikolaev D. Tomographic Reconstruction: General Approach to Fast Back-Projection Algorithms // *Mathematics*. 2023. Vol. 11. No 23, pp. 4759-1-4759-37.

МОДЕЛЬ ПРОСТОГО СДВИГА ИЗ ВЛАЖНОЙ ГЛИНЫ.  
ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЬЮТЕРНОЙ РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ  
А.Н. Корбутяк, В.Ю. Чикатуева, Н.С. Фролова, Н.А. Арешин

Лаборатория тектонофизики и геотектоники кафедры динамической геологии имеет большой опыт аналогового моделирования сдвиговых зон. Полученные модели изучались с поверхности (визуально и при помощи метода цифровой трассерной визуализации [1,2]), а также исследовалась внутренняя структура разрывных зон путем последовательного разрезания модели. Эти методы не позволяют получить всю интересующую информацию. Например, невозможно проследить развитие сдвиговой зоны в объеме на разных этапах ее формирования. Ведь для этого модель нужно разрезать. Для такого рода исследований подходят неинвазивные (неразрушающие) методы, такие как компьютерная рентгеновская томография. КТ-съемка аналоговых моделей открывает большие перспективы изучения структур в объеме и сравнение их с природными аналогами. Изучение морфологии и локализации структурных ловушек позволит более эффективно прогнозировать скопления полезных ископаемых.

Целью этой работы являлась создание и отработка методики аналогового моделирования зоны простого сдвига с параллельной компьютерной рентгеновской томографией для дальнейшего использования данного метода исследования в качестве дополнения к геолого-структурному картированию месторождений.

Решив взяться за эту работу, авторы столкнулись с рядом таких проблем, как:

- поиск подходящего томографа;
- транспортировка модели из лаборатории к томографу и обратно;
- подбор материалов для создания модели;
- разработка методики изготовления слоистого образца из глины;
- проведение 4 томографических съемок на разных этапах развития сдвиговой зоны (до деформирования, на ранней и поздней дизъюнктивных стадиях, стадии полного разрушения);
- обработка результатов.

Проблему транспортировки модели удалось решить созданием специального переносного прибора для моделирования обстановки простого сдвига (рис 1): он представляет собой классический прибор для такого моделирования, в котором один блок перемещается относительно другого, но с возможностью жесткой фиксации блоков. Так же вся конструкция выполнена из материалов, характеризующихся низким поглощением рентгеновского излучения, что гарантирует отсутствие наводок и различных артефактов, которые могут возникать в ходе сканирования.





Рис. 1. Переносной прибор для моделирования обстановки простого сдвига

Далее нужно было подобрать материал для изготовления аналоговой модели. Обычно для такого рода моделирования используются песок или глина. Более того, обзор опубликованных исследований с КТ-съемкой аналоговых моделей показал, что успешные эксперименты были только с моделями из песка. Но в нашем случае, этот материал не подходил, т.к. модель из него не перенесла бы многократную транспортировку до места томографии и обратно в лабораторию. Поэтому нужно было определить из какого вида глины и с какими маркирующими горизонтами лучше создать модель. Для этого были созданы несколько проб с различными комбинациями следующих материалов: каолиновая, кембрийская и фаянсовая глины; угольный порошок; бисер; шарики пирита; кварцевые шарики разной размерности; кристаллы сфалерита. Затем пробы подверглись КТ-съемки в микротомографе Skyscan1172 компании Bruker, США (рис. 2).

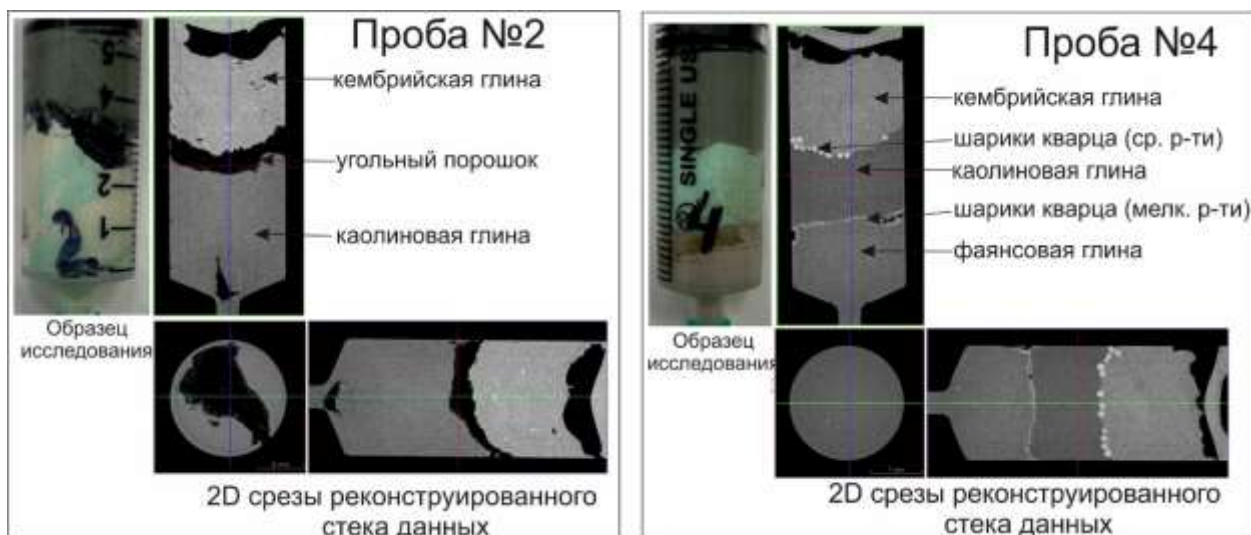


Рис. 2. Фотографии и томограммы проб с различной комбинацией материалов

В результате, для создания итоговой модели были выбраны следующие рентгеноконтрастные материалы: каолиновая глина (нижний слой); угольный порошок кембрийская глина (средний слой); кварцевые шарики ( $d=1$  мм); фаянсовая глина (верхний слой).

Зерна сфалерита и шарики пирита имеют высокую разницу по плотности с глиной, в связи с чем на томограмме были получены интенсивно контрастные их очертания с многочисленными артефактами. Использовать данные материалы для исследований не рекомендуется.

Создание слоистой модели из влажной глины оказалось весьма сложным и методика все еще совершенствуется. Параметры готовой модели 30\*100\*5,6 см.

Готовую модель накрыли картонным коробом, для сохранности при транспортировке и отправили на томографию (рис. 3). КТ-съемка была выполнена на медицинском томографе Siemens SOMATOM Perspective. Первая съемка – это съемка модели до деформирования. Она нужна для того, чтобы зафиксировать все возможные пустоты, которые были созданы при изготовлении модели.

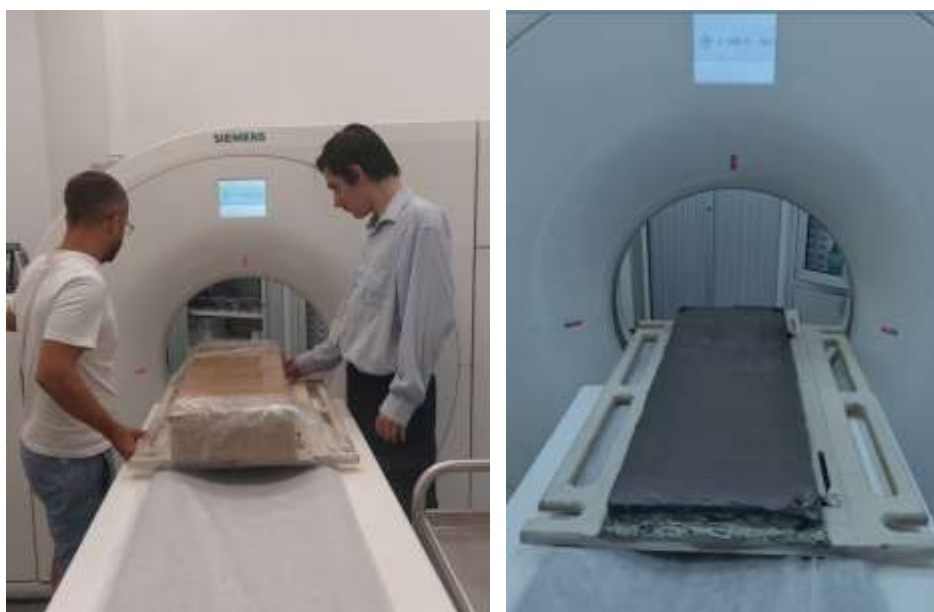


Рис. 3. Проведения рентгеновской компьютерной томографии аналоговой модели простого сдвига

После проведения первой КТ-съемки (до деформирования), модель вернули в Лабораторию, установили на прибор для тектонофизического моделирования и воспроизвели деформацию простого сдвига. Смещение было остановлено при наступлении ранней дизъюнктивной стадии формирования разрывного нарушения и составило 2,7 см. После чего модель была вновь отправлена на томографию и возвращена в Лабораторию. Далее смещение возобновилось до наступления поздней дизъюнктивной стадии развития разрывной зоны и составило еще 1,6 см. Затем аналоговой модели сделали третью КТ-съемку и опять вернули для последующего сдвигания до стадии близкой к стадии полного разрушения (образования магистрального разлома). После чего была проведена завершающая четвертая томография модели.

Результаты проведенного эксперимента еще находятся в обработке, но первые итоги можно подвести следующие: на поверхности образца наблюдается развитие классического структурного парагенеза зоны простого сдвига. Это же хорошо наблюдается и на рентгеноплотностных срезах (рис. 5).

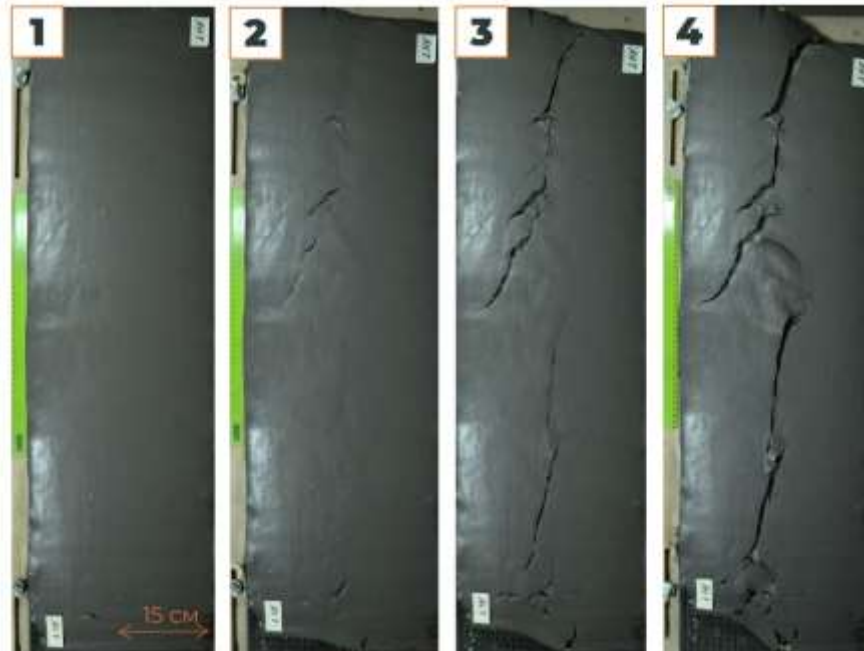


Рис. 4. Фото модели на разных этапах развития сдвиговой зоны: 1) до деформирования (фаза 0); 2) ранняя дизъюнктивная стадия (смещение 2,7 см); 3) поздняя дизъюнктивная стадия (смещение 4,3 см); 4) стадия близкая к полному разрушению (смещение 6,1 см)

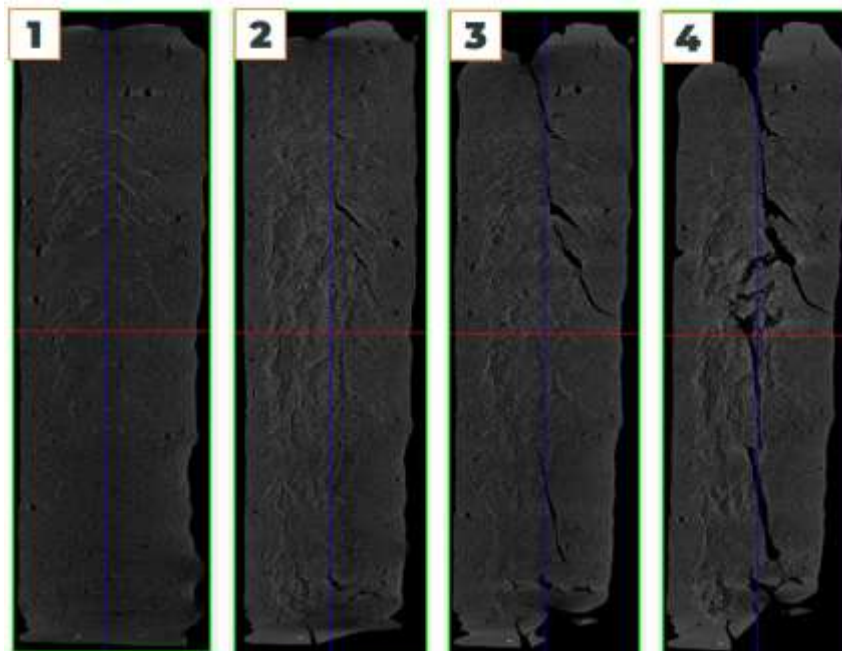


Рис. 5. Серия рентгеноплотностных срезов в сечении ХУ для каждого этапа сканирования: 1) до деформирования (фаза 0); 2) ранняя дизъюнктивная стадия; 3) поздняя дизъюнктивная стадия; 4) стадия близкая к полному разрушению

Так же стоит отметить, что подобранные материалы проявили себя с разных сторон. Так, например, угольный прослой практически растаял между двумя глинистыми слоями и на томограммах очень неотчетлив (рис. 6). По прослою кварцевых шариков верхний глинистый слой «поехал» и разорвался, что привело к образованию больших зияний. Но он же поспособствовал возникновению складок продольного укорочения, которые входят в классический структурный парагенез зон сдвига, но очень сложны для получения в аналоговых моделях.

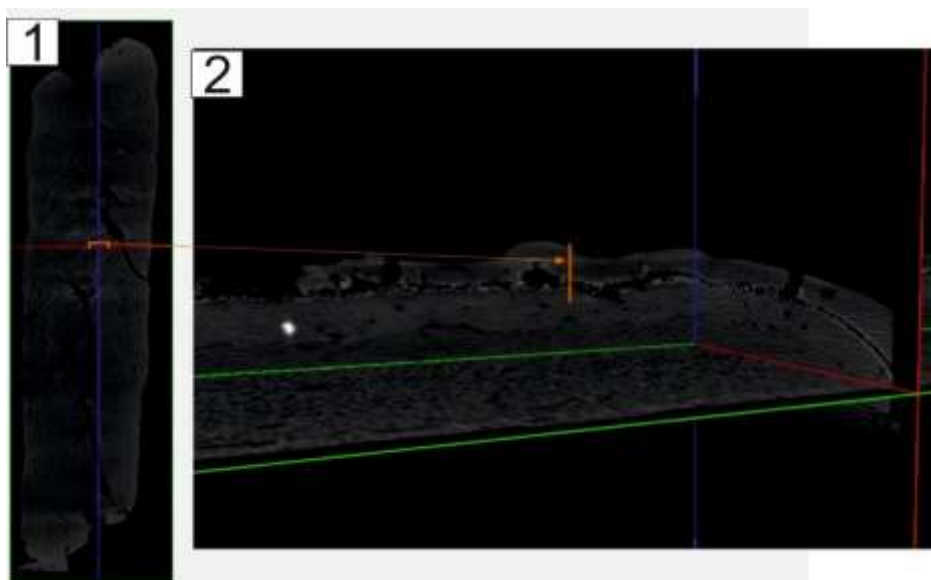


Рис. 6. Томограмма в различных сечениях модели: 1 – сечение XY; 2 – сечение YZ.  
Оранжевыми линиями показаны складки продольного укорочения

Важным результатом, считаем, является то, что в нашей стране впервые проведена компьютерная рентгеновская томография аналоговой модели. Это безусловно очень интересный метод исследования сдвиговых зон, который имеет большие производственные перспективы.

#### *Литература:*

1. Мишакина А.А., Корпач С.В. Применение метода PIV для анализа результатов физического моделирования сдвиговых зон платформ. Сборник Трудов Всероссийской научной конференции "Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей», из-во Перо, Москва. С. 207-211.
2. Фролова Н.С., Корбутяк А.Н., Мишакина А.А., Корпач С.В. Физическое моделирование сдвиговых зон платформ. Сборник Трудов Всероссийской научной конференции "Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей», из-во Перо, Москва. С. 179-183.

# НОВЫЕ МАРШРУТЫ И ОБЪЕКТЫ ПЕРВОЙ КРЫМСКОЙ УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ имени М.В. ЛОМОНОСОВА

М.А. Романовская, А.Н. Стафеев, Т.В. Суханова, И.В. Латышева

## *1. Обзорный маршрут от КУНЦ имени А.А. Богданова МГУ до ЮБК: Алушта-Гурзуф-Ялта-Севастополь.*

Этот очень познавательный и живописный маршрут иногда проводился в разных форматах и вариациях в прошлые годы существования Учебных практик Геологического факультета МГУ в Крыму.

Начинается маршрут от научно-учебного Центра в селе Прохладное и через Симферополь и Ангарский перевал протягивается через южный берег Крыма с остановками в местах наиболее интересных с точки зрения задач и целей Первой геологической практики по общей геологии в Крыму. Маршрут может быть проведен в форме обзорной ознакомительной геологической экскурсии, рассматривающей основные особенности геологического строения Крыма и развитых в его пределах современных геологических процессов.

Общая теоретическая характеристика геологического и геоморфологического строения Крыма может быть дана студентам непосредственно перед отъездом в маршрут. По мере продвижения по дороге до Новопавловки преподаватель рассказывает и показывает наиболее примечательные особенности этой части Крыма, показывает квестовый рельеф у села Скалистое, межгрядовые ложбины и т.д. Затем при движении до ЮБК особое внимание можно уделить общей характеристике и обзору объектов, которые будут детально изучаться в дальнейших учебных маршрутах и хорошо наблюдаются с трассы: общий вид гор Северная и Южная Демерджи, Большой обвал, Нижнее и Верхнее плато г. Чатыр-Даг, г. Кафель и др.

После Алушты, студенты могут наблюдать такие крупные и интересные с точки зрения целей и задач 1-ой практики объекты, как магматическое тело г. Аюдаг, образования массандровской свиты, крупные обвально-оползневые тела: Адалары, Скала Шаляпина, Кошка, Аврорина скала и др. (т.н. олистостромовый комплекс, по В.В. Юдину [5], общий вид 1-ой гряды Крымских гор и ее главную вершину г. Роман-Кош и т.д. Кроме того, в течение этого маршрута можно ознакомить студентов с особенностями береговой линии и строением пляжей и побережья Горного Крыма и связи этих особенностей с общим геологическим строением Крыма и его геоморфологией.

Маршрут может быть проведен как в начале 1-ой Крымской практики, так и в конце, как завершающий аккорд, перед написанием отчетов по практике.

## ***2. Маршрут КУНЦ МГУ – скала Ак-Кая, село Мазанка.***

Этот маршрут в прежние годы входил в практику 1-го курса, но затем от него отказались в связи с большой удаленностью объектов. Однако в последние годы геологами разных институтов, и особенно сотрудниками нашего факультета, кафедры исторической и региональной геологии были проведены новые исследования и получено много новых интересных материалов [1, 2, 4]. Так, например, в 2018–2019 гг. сотрудниками СПГУ на северной окраине с. Мазанка, поднятия равнинного Крыма, детально описан разрез нижнего мела – эоцена мощностью 25 м и протяженностью 600 м от р. Бештерек (начало: 45°00'52,4"N 34°14'35,9"E, конец: 45°00'59,9"N 34°14'53,6"E) [2]. Сотрудниками нашего факультета исследованы не только стратиграфические особенности указанного объекта [1], но и описаны эоценовые палеосейсмодислокации на г. Ак-Кая [4]. Кроме того, этот объект интересен с точки зрения сопоставления рельефа и отложений бронирующих горизонтов квестовых форм, изучаемых нашими студентами во время 1-ой и 2-ой крымских практик в маршрутах на Бахчисарай, с. Скалистое и в Инкерман.

## ***3. Пеший маршрут от учебно-научной базы МГУ им. А.А. Богданова в с. Прохладное к пермской экзотической глыбе известняков на ЮВ склоне г. Кичхи-Бурну.***

Глыба Кичхи-Бурну размером в плане приблизительно 40 x 40 м, сложенная серыми брекчиевидными и пелитоморфными известняками, располагается на водораздельном мысу в 150 м выше развилки оврага Таш-Джилга на правом склоне долины р. Марты, в 4 км выше с. Верхоречье [5]. От поселка Научный маршрут может проходить до Лесничества, далее по грунтовой дороге и по тропе, огибая с запада вершину г. Кичхи-Бурну и следовать вдоль её ЮЗ склона почти по водоразделу к развилке оврага Таш-Джилга.

Цель маршрута: а) изучение мелководных и склоновых отложений эскиординской свиты, развитой на северном борту Таврического флишевого бассейна – в Лозовской зоне; б) сравнение отложений и обстановок осадконакопления таврической серии и эскиординской свиты.

По ходу маршрута от плато Обсерватория к пермской глыбе, в выемках грунтовой дороги и в промоинах, а также на крутых участках склонов обнажаются тонкоритмичные турбидиты таврической серии. Глыба располагается в глинистой, без признаков слоистости, толще. Вблизи глыбы Кичхи-Бурну на отдельных участках наблюдаются небольшие глыбы песчаников и известняков. Большой «обломок» или отдельная глыба (4 x 7 x 10 м) известняков располагается в тыловой части овражной террасы на правом склоне левой ветви оврага Таш-Джилга, по которому в водообильные годы протекает ручей.

На левом склоне оврага, в 50 -100 метрах ниже по течению от маленькой глыбы в 5-7 метрах выше тальвега обнажается линза толщиной до 7 м белых разнозернистых кварцевых песчаников, вероятно, дельтовых русловых.

В тальвеге левой ветви оврага наблюдаются глыбы гравелитов и песчаников, встречаются фрагменты песчано-глинистых пород с зеркалами скольжения, вероятно, вдоль тальвега протягивается зона разлома.

**4. Маршрут по долине реки Бельбек.** К маршруту по долине реки Бельбек на Первой Крымской геологической практике предлагается добавить **новый объект** в верховье реки – **обнажение вулканитов средней юры**, вскрытые карьером.

Между селами Счастливое и Междуречье рядом с асфальтированной дорогой располагается карьер (100 x 50 м), вскрывающий вулканогенные породы средней юры [3]. В коренных обнажениях уступа и в отдельных блоках на площадке карьера распознаются фрагменты толщи переслаивания туфов и лавобрекчий андезибазальтового состава. На некоторых блоках можно наблюдать экзоконтактовые роговики, приваренные к лавам жерловых фаций. В нижней части стенки карьера в слое кристалло-петрокластического туфа обнаружен белемнит *Belemnopsis aff. subbeyrichi* (Riegraf, 1980) (определение А.П. Ипполитова, ГИН РАН), который относится к пограничному интервалу байос/бат.

Вниз по долине до следующей точки наблюдения (мост выше с. Плотинное) р. Бельбек прорезает поднятие, в ядре которого обнажаются турбидиты таврической серии (Т<sub>3</sub>-J<sub>1-2</sub> tv), а на крыльях – песчано-глинистые и вулканогенно-осадочные породы средней юры.

### Литература

1. Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Копаевич Л.Ф. Опорные разрезы меловой системы Горного Крыма. Путеводитель полевых экскурсий. Изд.дом «Черномпресс», Крым, Симферополь, 2016, 90 с.
2. Дубкова К.А Шилов С.Б., Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю. Строение и история формирования разреза нижнего мела-эоцена в Центральной части Симферопольского поднятия. Ученые записки Казанского университета 2022, т.164, с. 297-317.
3. Латышева И.В., Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Косоруков В.Л., Жиренко Д.О., Страшко А.В. Геологическое строение юрских отложений в верховьях р. Бельбек (Юго-Западный Крым) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания. Сыктывкар, 2020. С. 122-125.

4. Лыгина Е.А., Никишин А.М., Тверитинова Т.Ю., Устинова М.А., Никитин М.Ю., Реентович А.В. Эоценовые палеосейсмодислокации горы Ак-Кая (Белогорский район, Крым) // Вестн. Моск. ун-та, Сер. 4. Геология. 2019. Вып. 1. С. 46–56.

5. Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков, В.Л., Мороко А.А., Яицких А.В. Геологическое положение палеозойских глыб в междуречье Альмы и Марты. В сборнике Материалов Научной конференции Ломоносовские чтения, МГУ, 2014. Секция Геология.

6. Юдин В.В. Геология Крыма на основе геодинамики. Научно-методическое пособие для учебной геологической практики. Сыктывкар, 2000, 43 с.



## ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ С ОСАДОЧНЫМИ ТОЛЩАМИ ФАНЕРОЗОЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

А.Н. Стафеев

Парагенетические ассоциации ЧС (черных сланцев) с эвапоритовыми, карбонатными и другими формациями широко рассматриваются в литературе [1, 2, 4, 6]. Их пространственно-временные и генетические связи не вызывают сомнений, однако вопросы закономерных переходов и последовательностей этих формаций недостаточно разработаны.

Гидрологические и гидродинамические связи бассейнов накопления смежных формаций, а также роль промежуточных бассейнов, стоковых течений между ними и донных внутрибассейновых течений отмечаются многими исследователями [3, 4, 5]. Кроме сочетания благоприятных обстановок накопления ЧС [3, 7], установлено, что одним из важнейших условий формирования для всех ЧС формаций Северной Евразии является действие холодных донных течений из более холодных климатических зон (гумидных или семигумидных) в направлении более теплых (семиаридных и аридных) [5]. Эти течения (стоковые, по ложбинам дна и контурные вдоль термоклина) создавали и поддерживали расслоенность вод ЧС бассейнов и суббассейнов в условиях относительного мелководья (50-200 м), а главное – обеспечивали пополнение придонных вод биофильными элементами на всем пространстве распространения термоклина.

Системные бассейновые исследования, выявление межбассейновых гидродинамических связей и формационных последовательностей создают базу для дальнейшего анализа роли этих формаций и их сочетаний в размещении и локализации углеводородных и других полезных ископаемых.

ЧС формации Северной Евразии формировались в зоне развития холодных придонных течений из высоких широт в направлении более теплых климатических зон. В полном латеральном ряде, осадочные формации, связанные с системой холодных донных течений, располагаются в следующем порядке: *апвеллинговая* внешнего шельфа (отделенного уступом или островным барьером от системы эпиконтинентальных проточных морей) → *фосфоритово-глауконитовая* мелководных впадин и проливов, которая перемежается с *терригенной* формацией относительно глубоководных западин, улавливающих терригенный материал → *конусов выноса* стоковых течений, улавливающих терригенный материал → *черносланцевая* → *рифовая* → *эвапоритовая*.

Между апвеллинговой и ЧС формациями в зону развития холодного донного течения может поступать сток биофильных элементов из аллювиально-озерных (торфяных)

бассейнов или с периодически затопляемых геохимически активных ландшафтов, а также с кор выветривания.

Одной из причин «незавершенности» галогенеза (отсутствие калийных солей), кроме водообмена и разбавления вод солеродного бассейна [6], возможно, является изменение состава морских вод на путях их дальней транспортировки – например, потери К и Mg при синтезе глауконитов и магнезиальных минералов (в полном растянутом формационном ряду). В случае сжатого (неполного) формационного ряда (при выпадении глауконит содержащих и магнезиальных пород) и, соответственно, коротких путей транзита морских вод увеличивается вероятность формирования полноразвитой галоидной формации.

Иными словами, система холодных донных течений участвует в формировании латерального векторного формационного ряда в направлении развития бореальных трансгрессий – от открытого морского бассейна до конечного бассейна стока.

Выявленные закономерности формационных переходов позволят с большей достоверностью прогнозировать размещение и качество многих полезных ископаемых, связанных с осадочными толщами.

### Литература

1. Беленицкая Г.А., Соболев Н.Н., Петров О.В., Карпунин А.М., Задорожная Н.М., Зинченко В.Н., Карпузов А.Ф., Леонтьев Д.И., Мозолева И.Н., Юдин С.В., Бузовкин С.В., Енгальчев С.Ю., Миронов Ю.Б., Петров Е.О., Полякова Н.Ф., Чувашов Б.И. Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Том 355. 624 с.
2. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Щербинина Е.А. Седиментационные и геохимические обстановки формирования углеродистых толщ в мезозойских палеобассейнах Европейской части России // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. 2014. Вып. 1(9). С.1–30.
3. Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность // Советская геология. 1981. № 11. С. 3-12.
4. Жарков М.А. О промежуточных бассейнах эпох соленакопления и парагенетической связи с соленосными сериями нефтяных и газовых месторождений // Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. С. 163-185.
5. Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Сулова А.А., Гилаев Р.М., Шелков Е.С., Книппер А.А. Баженовский горизонт Сибири (титон – нижний берриас): тектонические и гидродинамические условия осадконакопления // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 2. С. 117-128.

6. Штейнгольц В.Л., Баталин Ю.В. Парагенез доманикоидов и галогенных отложений различных гидрохимических типов // Осадочные формации и обстановки их образования. Тр. ИГиГ, вып. 692. Новосибирск: Наука, 1987. С. 85-99.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. – 272 с.