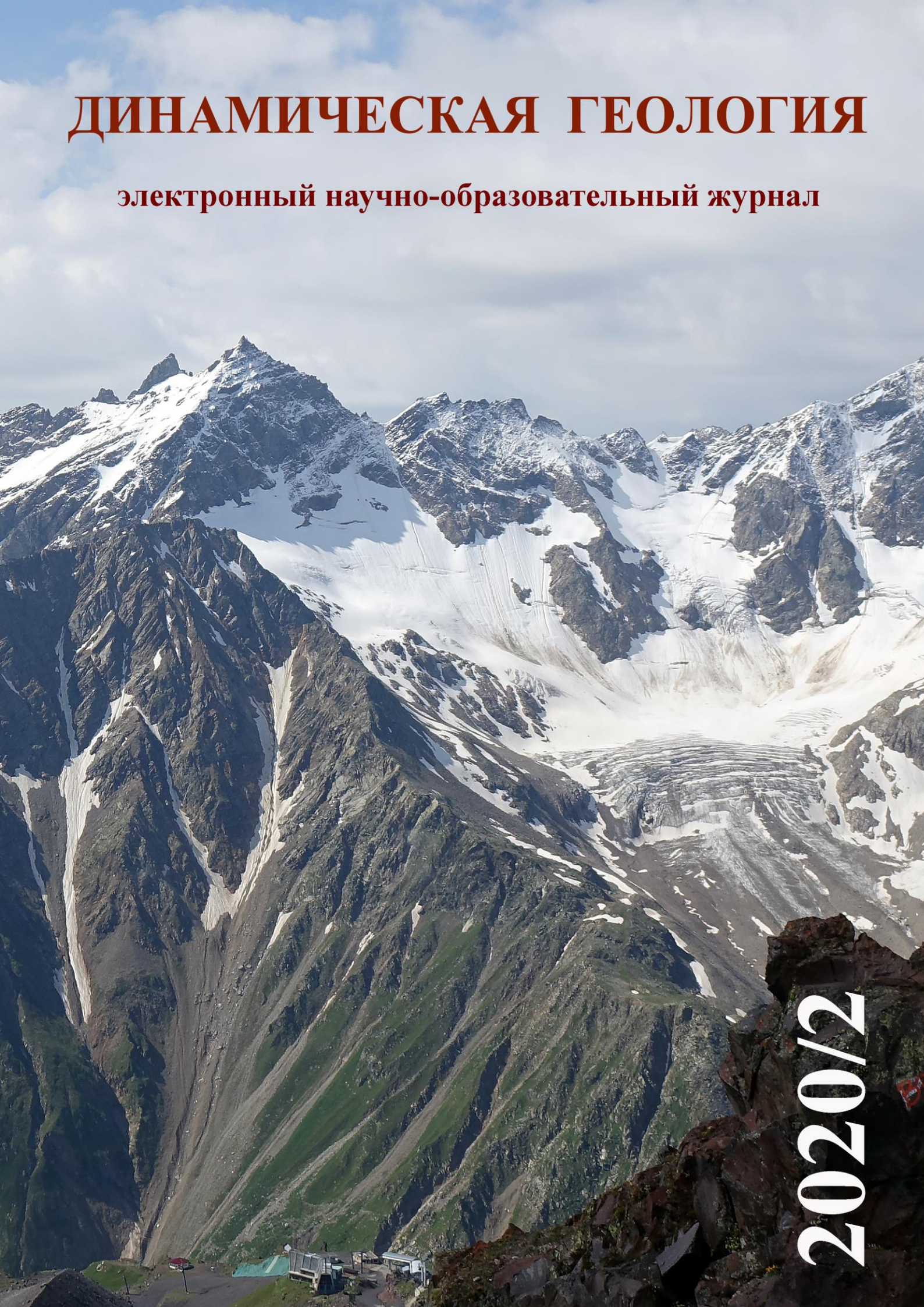
ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

электронный научно-образовательный журнал



2020/2

УДК 55
ББК 26.32я43
Д46

Д46 Динамическая геология. Электронный научно-образовательныи журнал 2020/2 – Москва : Изд-во «Перо», 2020. – 187 с. Электрон. текстовые дан. (7 Мб).

ISBN 978-5-00171-444-6

Электронный адрес журнала
http://www.geodisaster.ru/index.php?page=nomera-zhurnalov-za-2020-god

Под редакцией к.г.-мин. наук В.А. Зайцева
Редколлегия:
Л.В. Панина, А.И. Полетаев.

Во втором номере журнала «Динамическая геология» за 2020 год опубликованы статьи, посвященные разным направлениям этой науки геологического цикла. Общегеологические вопросы затронуты в работах Н.В. Короновского и И. Гаджимурадова, А.И. Гущина и Т.Ю. Тверитиновой, А.И. Полетаева. Опыт применения тектонофизических методов описан в статьях Т.Ю. Тверитиновой (с соавторами), В.А. Зайцева и Л.В. Паниной. Возможности использования данных системы GRACE для сейсмического прогноза проанализированы А.А. Сенцовым и его коллегами. Значимость применения комплекса морфометрических методов для решения геологических задач показана в статье А.О. Агибалова (с соавторами) на примере Волго-Уральской антеклизы. Актуальные вопросы методики преподавния межфакультетского курса «Москва геологическая» рассмотрены в работе А.О. Агибалова и А.И. Полетаева. Предлагаемые статьи изложены в авторской редакции.

УДК 55
ББК 26.32я43

На обложке журнала – вид на г. Чегет. (Центральный Кавказ). Фото Зайцева В.А.

ISBN 978-5-00171-444-6

© Авторы статей, 2020

СОДЕРЖАНИЕ

Короновский Н.В., Гаджимурадов И. Библейский потоп – реальность, легенда, миф или природная катастрофа **4**

Короновский Н.В. Взаимодействие геосфер Земли и уровень нашего незнания **10**

Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н., Расцветаев Л.М., Симако В.Г. Тектонодинамический анализ разрывно-трещинных структур района г. Бештау (Северный Кавказ, район Кавказских Минеральных Вод) **24**

Гущин А.И., Тверитинова Т.Ю. Региональные геологические исследования Кавказа в дореволюционное время (XVIII – начало XX века**)** **73**

Зайцев В.А., Панина Л.В. Использование технологии 3D геодинамического моделирования для сопоставления результатов дешифрирования с данными о глубинном строении п-ова Ямал **90**

Полетаев А.И. Особые структурные формы (ОСФ) земной коры. Статья вторая: Ротационные структурные формы и их влияние на фильтрационные свойства геологической среды Восточно-Европейской платформы **107**

Агибалов А.О., Зайцев В.А., Мануилова Е.А., Мошкин И.В., Сенцов А.А. О влиянии неотектонических движений на особенности локализации месторождений нефти и газа Волго-Уральской антеклизы **125**

Сенцов А.А., Зайцев В.А., Агибалов А.О. О возможности применения данных системы GRACE для прогноза маломагнитудных платформенных землетрясений **138**

Агибалов А.О., Полетаев А.И. Опыт преподавания межфакультетского курса «Москва геологическая» в МГУ им. М.В. Ломоносова **146**

Тверитинова Т.Ю., Белобородов Д.Е. Грязевые вулканы в неотектонической структуре Таманского полуострова **157**

УДК 551.79

БИБЛЕЙСКИЙ ПОТОП – РЕАЛЬНОСТЬ, ЛЕГЕНДА, МИФ ИЛИ ПРИРОДНАЯ КАТАСТРОФА

Н.В. Короновский, И. Гаджимурадов

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

В Библии, в Ветхом Завете описан Всемирный потоп, который случился в 2104 г. до н.э. В это время произошло сильнешее наводнение в бассейнах рек Тигра и Евфрата в Месопотамии, которая сейчас представляет собой пустыню, но в те далекие времена это была плодородная земля, где собирали обильные урожаи и паслись большие стада. В этих местах наводнения не были редкостью, разлившиеся реки затапливали обширные пространства и некоторые города. В них строили ступенчатые башни – зиккураты, что по шумерски означает «вершина». В этих башнях не было внутренних помещений, а на уступах – ступеньках, жители спасались от наводнений. Предполагается, что примерно 6000 лет назад в междуречье рек Тигр и Евфрат пришли люди, называвшие себя шумерами, «черноголовыми», но откуда они пришли, так и осталось неизвестным, хотя они принадлежат к народу не семитской группы, тогда как ассирийцы относились к семитской группе и говорили на аккадском языке. Шумеры – это все другие группы.

Однако изложение событий о Великом Потопе в Ветхом Завете имеет свою предысторию. Дело в том, что в самой ранней версии о Потопе, самый «древний Ной» был из города Шуруппак (современный Фара), находившегося в Нижней Месопотамии и бывшей древней столицы шумеров. Но у самих шумеров был свой «Ной», называвшийся Зиусудра, имя которого встречается в клинописных табличках из Ниппура, города недалеко от Шуруппака к северу. Еще позднее, в повествовании о короле Урука, города около р. Евфрат южнее Шуруппака, Гильгамеше, рассказывается об Утнапиштиме, шумерском Ное, победившим Потоп. По существу это ясное повествование о будущем библейском Ное, пережившим Потоп. Утнапиштим это и есть Зиусудра, царь шумеров, хотя иногда говорится о царе Гильгамеше, но это не меняет повествование о Великом Потопе, изложенная ассирийцами на аккадском языке. Раскопки города Ниневия в 1853 г. привели сэра Остин Генри Лайарда к обнаружению клинописных табличек из архива ассирийского царя Ашшурбанипала, датируемые VII в до н.э., в которых и был подробно описан месопотамский Ной – Утнапиштим. Эти таблички сейчас хранятся в Британском музее.

В Ветхом Завете сказано, что в Халдейском городе Ур жил праведник Ной со своим семейством. К нему явился Бог и сообщил, что хочет уничтожить всех людей за их грехи, а это было десятое поколение со времен Адама, но оно пришло к «великому развращению».

«*И вот я наведу на Землю потоп водный, чтоб истребить всякую плоть, в которой есть у жизни под небесами… Все что есть на Земле, лишится жизни».* Ною же было предложено построить Ковчег (ящик) и взять туда по паре всех представителей животного мира, т.к. Ной был праведником, и Бог его пожалел. Сорок дней лил дождь и по воде покрывшей все вокруг плавал лишь Ковчег с Ноем, которому уже исполнилось 500 лет.

«*И остановился Ковчег в седьмом месяце в семнадцатый день в горах Араратских. Вода постоянно убывала до десятого месяца, в первый день десятого месяца показались верхи гор. По прошествии сорока дней Ной открыл окно Ковчега и выпустил ворона, который прилетел обратно <.....>. Потом выпустил от себя голубя, чтобы видеть, сошла ли вода с лица Земли. Но голубь не нашел места покоя еще дней других, и опять выпустил голубя <.....>. Голубь возвратился к нему в вечернее время; и вот свежий масличный лист в клюве у него; и Ной узнал, что вода сошла с Земли»* [Книга Бытия 8:4].

Таким образом, легенда о т.н. «Всемирном потопе», изложенная в Ветхом Завете, очень напоминает, даже в деталях, рассказ о грандиозном наводнении в шумерском (аккадском) древнейшем государстве, изложенном в эпосе о Гильгамеше, который датируется более ранним периодом, чем повествование в Ветхом Завете. Известно, что шумерскую цивилизацию сменили Вавилонское и Ассирийское царства, которые, в свою очередь, сменились другими цивилизациями.

Предания о Всемирном Потопе, изложенные в Ветхом Завете и в шумерском эпосе о Гильгамеше – это один потоп или нет? Очевидно, что составители Ветхого Завета могли использовать легенду о Потопе, который произошел намного раньше по описанию процесса и его последствиях, кроме, пожалуй, причин, они очень похожи, что заставляет думать о том, что же заставило людей Израиля оставить эту легенду в Ветхом Завете, придав ей нравоучительный характер.

Царь Девкалион родился примерно в 1573 г. до н.э. Легенда о Девкалионовом потопе, очень похожа на описанный Потоп в эпосе о Гильгамеше. Зевс решил уничтожить нечестивый род человеческий, утративший любовь и уважение к богам и оставить в живых мудрого, старого царя Фокиды Девкалиона, сына титана Прометея, и его жены Пирр. Они построили большую лодку, хотя жили далеко от моря и скоро хлынул ливень, воды которого затопили все горы и все жители Земли и животные утонули, а лодку с Девкалионом и его

женой прибило к горе Парнас в Беотии. Оставшись вдвоем на Земле, они плакали, и тогда Зевс превратил камни снова в людей, а у Девкалиона и Пирры родились сын Эллин, родоначальник эллинов, так возникла Греция.

Девкалионов потоп неоднократно упоминается в древнейших записях на глиняных табличках, найденных на месте древнего порта Угарит, разрушенного землетрясением огромными волнами (цунами?) где-то около 1370 г. до н.э. Девкалионов потоп датируется около 1529 г. до н.э., что примерно совпадает с грандиозным извержением вулкана Санторин в Кикладском архипелаге Эгейского моря, уничтожившим минойскую цивилизацию на о. Крит. Американский историк Иммануил Великовский (1895–1979), используя вышеупомянутую геохронологию, сделал вывод о том, что Девкалионов потоп совпал по времени с исходом евреев из Египта, описанным в Библии и датируемым примерно 1595 г. до н.э.

Библейское сказание о Всемирном Потопе, как мы видели, нашло отражение в эпосе различных стран и в разное время, в эпосах Ближнего и Дальнего Востока, Австралии, Океании и других. Эти мифы очень похожи друг на друга. Возникают вопросы: происходил ли Потоп в действительности, где он проявился и чем он был вызван.

Раскопки в 1923–1934 гг. древнешумерского города Ур в долине Евфрата в Месопотамии, проводившиеся английским археологом сэром Симоном Вулли привели к любопытным результатам. Произведя глубокий раскоп, на глубине 20 м археологи наткнулись на слой чистого песка и глинистого ила, мощностью до 4 м. В нем не было никаких следов артефактов керамики, обломки которой попадались в слоях как ниже, так и выше по разрезу. Этот слой песка, по мнению археологов, мог быть результатом сильнейшего наводнения, следы которого были обнаружены также британским археологом Стефаном Лендроном в 25 км северо-западнее Ура. Раскопки в Уре и в Эль-Убейде подтверждают высокий подъем воды, а также рассказ в эпосе Гильгамеша об Утнапиштиме, Библейском Ное и произошло это около 3300 г. до н.э.

В Библейской легенде о Потопе есть целый ряд утверждений, вызывающих вопросы, например, название горы, к которой пристал ковчег Ноя и где она находилась. В Ветхом Завете [Бытие 8:4] название этой горы упоминается как Арарат, представляющий сейчас собой вулкан высотой 5165 м, находящийся на современной границе Турции и Армении, т.е. достаточно далеко от шумерского Ура. Несмотря на Потоп, вода вряд ли заливала подножие высокого вулкана. Но в предгорьях горной цепи Загрос простирается низкий хребет, носящий название Арратских гор. Может быть, это название и превратилось в Арарат, что

похоже на название древнейшего государства Урарту, занимавшего территорию вокруг оз. Ван, находящегося севернее Таврских гор. Современное название вулкана «Арарат» приобрело где-то в средние века, т.к. по-армянски он называется Масис, по-турецки – Агры-Даг. В исламской традиции горой Ноя считается невысокая гора Аль-Джуди или Джуди-Даг [Коран, сура 11:46], располагающаяся как раз в предгорьях Арратских гор, севернее современного Мосул и р.Тигр.

Возникает вопрос, какое природное событие могло вызвать такой катастрофический подъем воды в бассейнах рек Евфрат и Тигр и когда оно происходило. Чаще всего говорят о том, что горы Тавра были засыпаны обильными снегопадами, и их таяние вызвало сильное наводнение. Однако, даже если таяние снегов и вызвало сильный паводок и подъем уровня рек, вряд ли оно было быстрым и тем более внезапным.

Библейская легенда о Всемирном потопе содержит много вопросов, требующих пояснений. Так, В Ветхом Завете нигде не говорится о судне, речь идет о ящике, коробке, сундуке, т.е. о каком-то прямоугольном сооружении (теба/meba на древнееврейском языке). Может быть, это был деревянный дом-сруб, и он должен был отличаться от домов из сырцового кирпича или камней, обычных для этого времени и района. В Коране ковчег описывается как «нечто из досок и гвоздей [Коран, сура 54:13] и следует заметить, что в семитских языках отсутствовало устоявшееся название «дома из дерева», нехарактерного для древних семитов.

Ной был предупрежден Богом о том, что будет наводнение и поэтому он обработал бревна в своей постройке смолой, о чем говорится в Ветхом Завете, а, кроме того, Ной сделал в ковчеге три этажа – отсека: для животных, людей и верхний для птиц. Следует отметить, что именно так до недавнего времени возводили дома в Анатолии, на Кавказе, да и в Месопотамии также.

Истоки реки Евфрат и Тигр находятся в горах Тавра недалеко от оз. Ван, расположенное на высоте 1650 м над уровнем моря и обладающие глубиной до 450 м в совей западной части. С запада и с севера озеро окружено молодыми крупными вулканами – Немрут (2935 м), Сюпхал (4434 м), Тендрюк (3538 м). Озеро образовалось после того, как лавы Немрута перегородили сток рек Бендимахи и Зилан в западном направлении. Проведенные исследования колебания уровня оз. Ван показали, что их амплитуда достигает 250 м [Cukur et al., 2014]. На дне озера около города Адильджеваз у подножья вулкана Сюпхан водолазами были обнаружены остатки какой-то затонувшей крепости на глубине

около 15 м. Установлен резкий скачок уровня озера (вверх), который датируется примерно 3000 лет до н.э., что совпадает с другими датировками легенд о Потопе.

Таким образом, уровень, а, соответственно и глубина, а также объем воды в оз. Ван за время в несколько тысяч лет до н.э. сильно колебался, что было связано с активностью расположенных к западу и востоку от него вулканов и частых землетрясений.

Принимая во внимание все сказанное об оз. Ван, окружающих его вулканах, активных в недавнее время, резкие колебания уровня озера, высокую сейсмичность района, можно предположить, что аномальный объем воды, вызвавший т.н. «Всемирный Потоп», описанный в Ветхом Завете, мог быть обусловлен либо сильным землетрясением, или извержениями вулканов. Эти процессы могли вызвать образование больших волн в озере, резкое повышение его уровня, когда водяной вал ринулся по долинам рек к югу. Нельзя исключить и возникновение большой волны при катастрофическом оползании в озеро массы горных пород. Ведь вызвал же обвал или гигантский оползень волну выше 500 м в 1964 г. в бухте Литуйя на Аляске.

Какая-то подобная катастрофа могла произойти и в районе оз. Ван, что вызвало аномальный поток воды к югу вниз по течению рек Евфрат и Тигр. Вообще в мире огромные наводнения не такая уж редкость. В 1931 г. произошел Великий Китайский потоп, при разливе рек Янцзы и Хуанхэ и мощным тайфуном были стерты с лица земли два города – Гаою и Нанкин, погибло 4 млн человек и 40 млн остались без крова. Таков итог самого разрушительного наводнения в Китае за всю его историю. Следует отметить, что легенды, мифы о катастрофических потопах или наводнениях существуют у многих народов. Можно привести пример с древнегреческим мифом о Девкалионовом потопе. Громовержец Зевс разгневался на царя Ликосуры в Аркадии, области в центральной части Пелопонесса. Зевс задумал наказать всех нечестивцев и послал на них сильнейший ливень, который затопил всю Грецию, и только гора Парнас поднималась над водою. Спаслись только двое: Девкалион, сын Прометея и его жена Пирра, потому что Прометей велел им построить большой ящик с запасом провизии. Наконец ливень утих, а ящик прибило к вершине Парнаса, за что Девкалирн принес Зевсу благодарственную жертву, а Зевс, в свою очередь, велел набрать Девкалиону и Пирре камней и бросить их через плечо. Из камней были созданы мужчины и женщины, произошедшие из камней. Все это напоминает легенду о Ное и его ковчеге. С этим наводнением (ливнем) можно связать извержения вулкана Санторин около 1550 г. до н.э. и возникшем при этом цунами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Легенда или повествование о Всемирном потопе, изложенное в Ветхом Завете всегда интересовала исследователей, в том числе и геологов, которые связывали его образование с наводнениями в Месопотамии – долин рек Тигр и Евфрат, т.к. именно там в древних городах шумеров были найдены глиняные таблички, в которых клинописью была изложена легенда об Утнапиштиме (Зиусурде) – шумерском Ное Ветхого Завета. То, что большое наводнение было в этом регионе где-то в эпоху ранней бронзы (3500–2500 лет до н.э.) как будто подтверждается текстами Ветхого Завета и археологическими раскопками. Но какой природный процесс мог вызвать подобную реальную катастрофу? Скорее всего, ее можно связать с аномальными процессами в районе оз. Ван – активным сейсмическим, неотектоническим и вулканическим районом Альпийского складчатого пояса, в котором подобные процессы могли вызвать колебания уровня озера или образование больших волн в силу разных процессов. И масса воды оказалась выплеснута на близлежащий рельеф – истоки рек Евфрат и Тигр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Библия. М.: Российское библейское общество, 2012. 1405 с.

2. Коран: перевод смыслов и комментарии Иман Валерии Пороховой. М.: РИПОЛ классик 2007. 799 с.

3. *Cukur D., Krastel H., Schmincke H.U. et al.* Water level changes in Lake Van, Turkey, During the past ca. 600 ka: climatic, volcanic and tectonic controls // Journal of paleolimnology. 2014. Vol.52. No3. P. 201–214.

УДК 551.242

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОСФЕР ЗЕМЛИ И УРОВЕНЬ НАШЕГО НЕЗНАНИЯ

Н.В. Короновский

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

АННОТАЦИЯ

В статье дается обзор ряда наиболее значимых проблем строения и эволюции Земли за последнее столетие, которые до сих пор не имеют однозначного решения, хотя некоторые представления о внутренних и внешних геосферах нашей планеты могут быть проверены даже экспериментально, несмотря на то, что геология – это наука, в которой разные явления случаются только один раз и не могут повторяться.

ВВЕДЕНИЕ

Прошло уже более полувека после появления новой геологической парадигмы – тектоники литосферных плит. Сейчас, конечно, она уже не такая, когда вызывала яростную критику, но в тоже время получала и поддержку, но в настоящее время, за небольшим исключением, тектоника плит является основным инструментом для понимания геотектонического развития нашей планеты. Надо понимать, что научная теория вовсе не обязана воплощать абсолютную истину, т.к. отражает лишь источник нашего знания. В настоящее время пришло ясное понимание участия в геологической жизни Земли всех ее составляющих – геосфер, причем не только внутренних, начиная от ядра и, кончая, земной корой, но и внешних, таких как гидросфера, седиментосфера, атмосфера, криосфера, биосфера, ионосфера, а также влияния на внутренние геосферы Луны, Солнца и других планет. И по всем этим вопросам развертываются оживленные дискуссии, т.к. по многим из них мы не имеем удовлетворительных ответов, хотя 150 лет тому назад геологи еще практически ничего не знали о внутреннем строении Земли, температуре, плотности пород на глубине. Оставались неизвестными наиболее ранние стадии возникновения Земли, как планеты из газопылевого облака и ее самые первые этапы развития, появление воды, первых пород континентов, их состав, бомбардировка юной планеты метеоритами и возникновение жизни - это все еще вопросы дискуссий и наши знания о них не выходят за рамки предположений и догадок, но, тем не менее, они активно обсуждаются, что стало возможным благодаря развитию и эволюции разнообразных геофизических и геологических методов, быстро прогрессирующего компьютерного моделирования, космических методов исследования Земли и др. Следует отметить широкое использование палеомагнитного

метода для решения вопросов зарождения и эволюции литосферных плит – континентов и суперконтинентов. Несмотря на все успехи, нерешенных или неясных вопросов не становится меньше, наоборот, их количество возрастает, что вполне естественно т.к. все, что мы знаем глубже тонкой пленки поверхности земной коры, получено, в основном, косвенными методами, которые постоянно совершенствуются, сообщая новые знания и дополняя старые. Учитывая, что в предлагаемом обзоре затрагивается большое количество публикаций – статей, тезисов и монографий, я позволю ограничиться приведением лишь фамилий отдельных ученых, чьи работы, идеи, предположения внесли определенный вклад в решение различных проблем строения и эволюции нашей планеты.

ОБРАЗОВАНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Образование Солнечной системы из обособленного скопления газов произошло путем ее отделения от туманностей Вселенной примерно 5 млрд лет назад. В Солнечной системе содержится 83 различных химических элементов, водорода и гелия – 99,9%, а Земля состоит из кислорода и нелетучих компонентов в количестве 0,1% и образовалась она путем аккреции газопылевого материала 4,45±0,02 млрд лет назад. Эта цифра не оспаривается, но вот каким путем и с какой скоростью проходила аккреция, была ли она гомогенной или гетерогенной, остается неясной и существуют разные мнения.

Особенно спорен вопрос о формировании разнообразных химических элементов. Когда и как они возникли? И виноват ли в этом разнообразии взрыв сверхновой звезды, который имел и еще много последствий. 4 гипотезы образования Луны все еще соперничают между собой, но удар о ранней Земле, мифической планеты Теи и сейчас предпочтительней. Когда и как образовались атмосфера и океаны?

В настоящее время в самом общем виде установлена плотность различных геосфер Земли; изменение скоростей сейсмических волн с глубиной; температура, механические свойства, геохимические данные. Однако остается неясным, что генерирует тепло Земли на глубине и какой процесс его переносит. От этого зависит возникновение тепловой конвекции вещества мантии, перемещение которой в виде плюмов сейчас активно обсуждается. Многие данные обо всем этом являются отрывочными, что не позволяет дать убедительные ответы на понимание реальных геологических событий.

ВНУТРЕННИЕ ГЕОСФЕРЫ

Время формирования основных геосфер еще ждет своего решения. Неясен вопрос о начале дифференциации Земли на оболочки. О том, что этот процесс мог начаться очень рано с образованием «магматического океана» обосновывается в работах как наших, так и

зарубежных ученых, в которых принимается во внимание эффект разогрева планеты за счет падения крупных планетезималей. В особенности это касается ядра, т.к. от него зависит появление магнитного поля, время возникновения которого неопределенно. Когда возникло внутреннее твердое ядро? Время, когда оно рассматривалось как однородный твердый шар – прошло. Благодаря применению сейсмических методов сейчас выявлена некоторая «кривобокость» внутреннего ядра, что может быть связано с различной скоростью его роста в разных направлениях и в разных полусферах, причем предполагается возможность даже его частичного плавления. Внутреннее ядро обладает явной упругой анизотропией, которая изменчива в пространстве в радиальном направлении, а его вязкость превышает вязкость внешнего ядра на много порядков, но в зависимости от принятых моделей она варьирует от 10^{10} до 10^{16} Па·с, тогда как вязкость вещества внешнего ядра, имеющего свойства жидкости оценивается в 10^{-2} – 10^{-3} Па·с. Такие оценки очень важны для понимания генерации во внешнем ядре дипольного магнитного поля, т.к. его существование может быть при скорости течения вещества во внешнем ядре в первые десятки см в секунду, что приведет к быстрым течениям. Но это все догадки, однако, имеющие право на существование.

Топография верхней границы внутреннего ядра свидетельствует о его мелкомасштабной структуре, которая глубже сменяется другой, более крупной и внутреннее ядро продолжает расти и в наше время, испытывая при этом и вращательное движение относительно мантии со скоростью 0,25-0,48° в год, что имеет и геодинамические последствия. На границе внутреннего и внешнего ядра сейчас установлен тонкий, ~ 3 км слой более высокой плотности с повышенной скоростью сейсмических волн. Когда же возникло внутреннее твердое ядро? Одновременно с жидким внешним или позже? Сейсмология все время обнаруживает данные, которые выглядят удивительными для внутреннего ядра, но они все время поступают. Особенно интересны сведения о наличии стратифицированного слоя во внешнем ядре, на границе с внутренним, за счет плавления твердого материала внутреннего ядра. Сейсмологические наблюдения и различные динамические модели, на них основанные, требуют постоянного сопоставления, учитывая возможные, конечно гипотетические, минералогические фазы на этой глубине земного шара. Сейчас благодаря сейсмологическим данным, выделяются процессы и детали строения внутреннего ядра, его вращательное движение, колебание теплообмена, термохимическая конвекция, что в целом сказывается на процессе роста твердого внутреннего ядра. Возможно ли перемещение внутреннего твердого ядра относительно внешнего под влиянием внеземных сил? Но этот вопрос появляются положительные ответы, на которых остановимся

позже. В последнее время обсуждается идея о том, что разделение на мантию и ядро произошло, возможно, еще на протопланетной стадии, когда были сформированы геохимические системы, которые уже вошли в состав Земли «готовыми», претерпев до этого непростую космическую историю. Представление о гетерогенности протопланетного вещества, выраженной в изотопных и геохимических признаках, поддерживал А. А. Ярошевский.

Относительно ***внешнего ядра*** также появляется много новых данных. Всех особенно интересует, из чего оно состоит, каким образом генерируется магнитное поле и когда оно возникло. Для возникновения дипольного магнитного поля во внешнем ядре необходимы большие скорости течения его материала, о чем уже говорилось. Для оценки вязкости используются эксперименты при высоком давлении и численное моделирование, в котором генерация магнитного поля обеспечивается энергией остывания и постепенной кристаллизацией вещества эффективно жидкого ядра, которое по новейшим данным состоит из смеси Fe – Si – O. Теплопроводность этого вещества в 2-3 раза выше, и оно остывает значительно быстрее, чем предполагалось раньше.

Считается, что магнитное поле Земли существовало до поздней «тяжелой бомбардировки», произошедшей где-то в 3,9-3,8 млн лет назад. По аналогии с Луной она была в 15 раз более интенсивной, чем в настоящее время. Цирконы с возрастом в 4,2-3,3 млрд лет показывают поле от 1,0 до 0,12 величины напряженности современного магнитного поля. Неясным остается вопрос о времени появления внутреннего ядра. Но есть мнения о его продолжающемся росте и в наше время. Существуют взгляды и о том, что ядро сформировалось в течение первых 100 млн лет после того, как Земля уже стала тяжелой и при этом верхняя мантия была уже деплетирована. К этому же времени относится и упоминание о появлении гранитов, судя о древних детритовых цирконах, в которых был обнаружен тяжелый изотоп кислорода ^{18}O (7–8‰).

Таким образом, наши знания о строении внутреннего и внешнего ядер Земли, еще оказываются весьма предположительными и, скорее всего, нас ждет еще много открытий. Особенно это будет касаться влияния приливных сил Луны и Солнца, скорости перемещения материала во внешнем ядре и времени образования ядра, как внутреннего, так и внешнего, что упирается в решение вопроса о формировании Земли в результате гомогенной или гетерогенной аккреции и продолжительности этого процесса. Во втором случае предполагается наличие в ранней Земле металлического ядра и мантии, а в первом –

расслоение первичной квазиоднородной планеты на разные геосферы. Но отдавать приоритет какой-либо одной из этих гипотез пока не представляется возможным.

Существует мнение и о том, что магнитное поле возникает вследствие зональной циркуляции ионосферы, а Земля служит лишь сердечником в этом огромном электромагните. Скорость вращения в жидком ядре вызывает изменение скорости вращения мантии. Предполагается связь между изменением климатических и гляциологических процессов с колебаниями скорости вращения Земли, которые, в свою очередь, могут быть связаны с гравитационным взаимодействием Солнца, Луны и планет.

Мантия Земли за последние 50 лет подверглась усиленному изучению, в основном сейсмотомографией. Особенное внимание сейчас обращено на недавно обнаруженный пограничный слой между внешним ядром и нижней мантией, обладающий неравномерной мощностью до 300 км, неровной верхней границей, различной плотностью и температурой по простиранию, обладающий слоистостью, состоящий на 80% из постперовскита, что позволило сделать этот слой, обозначаемый как D′′, ответственным за многие процессы, происходящие в вышележащих геосферах Земли. Предположений о роли этого слоя в геодинамике вышележащей мантии много, но не только сейсмотомография представляет новые сведения об этом слое. По простиранию устанавливается низкоскоростные и высокоскоростные участки в этом слое, интерпретируемые неоднозначно, и в результате предполагаются различные варианты сейсмотомографии и разные физические свойства вещества по вертикали и латерали, а экспериментальные исследования предоставляют данные о его возможном минералогическом и изотопно-геохимическом составе. В основании слоя D′′ на границе с внешним ядром обнаружен тонкий слой низких скоростей сейсмических волн, что может свидетельствовать о состоянии вещества близком к плавлению, которое распространяется лишь местами. Этот слой имеет мощность от 5 до 40 км в основании мантии и в нем более, чем на 10% уменьшаются скорости продольных и поперечных волн. В последних работах приводится довольно сложная картина неоднородностей в слое D′′, связанная с различиями скоростей сейсмических волн и величиной анизотропии, что обуславливается зарождением мантийных плюмов, корни которых предполагаются именно в этом слое.

Граничная зона между мантией и внешним ядром, которое, обладая свойствами вещества близкого к плавлению или даже жидкого, представляет особый интерес, т.к. может быть связано с различной скоростью вращения твердой мантии и жидкого ядра, что было отмечено Ю.Н.Авсюком и В.В. Адушкиным. Эта неодинаковая скорость на границе двух

различных по свойствам сред может приводить к выделению теплоты трения и образованию пониженной вязкости.

Усилиями разных ученых на рубеже слоя D´´ был установлен минерал постперовскит, образующийся при очень высоких давлениях. При переходе в более высокие горизонты мантии постперовскит при понижении давления превращается с экзотермической реакцией в перовскит, что может увеличить поток тепла примерно на 20%. Если это действительно так, то это то тепло, которое может создавать конвективные потоки в мантии и поддерживать плюмы, начало которых многие и видят в слое D´´. Именно в нем могут не только начинаться некоторые (но не все!) плюмы, но и захоронятся более тяжелые слэбы, если они «проникают» через границу верхней и нижней (средней) мантии на глубинах в 660 км, что местами, но не везде, подтверждается сейсмотомографией.

Все это подводит к пониманию того, что может происходить в мантии до границы Мохоровичича, и это основано на сейсмической томографии, которая появилась только после создания быстродействующих компьютеров, что было совсем недавно. Замечательные исследования магнитного поля океанов позволили установить полосовидную структуру ее дна, а возраст аномалий дал возможность составить карту океанического дна, доказать процесс спрединга и составить шкалы прямой и обратной намагниченности на последние 180 млн лет. Все это дало возможность выявить участки в океанах с наиболее древней, подзнеюрской корой, образовавшейся при начале распада суперконтинента Пангея. Однако, не все так очевидно, как представлялось. Так, в Тихом океане, в Марианском желобе океаническая кора имеет намагниченность, отвечающая верхней юре. После бурения глубоководной скважины на глубине около 1 км были отобраны образцы базальтов с K-Ar возрастом меньше 120 млн лет и обладающие намагниченностью совсем в другом направлении. Иными словами, молодая океаническая кора, оказалась ниже более древней, что требует какого-то объяснения.

Обсуждается вопрос о времени возникновения литосферных плит и предполагается, что океанические плиты существовали уже в самом раннем архее, в котором выделяются разрезы пород напоминающих офиолиты и мощность океанической коры в это время в несколько раз превышала мощность такой же современной коры. Также отрицается широко распространенное мнение о древнейшей ТТГ сиалической коре, которая заменяется исходными андезитами и дацитами известково-щелочной серии (Мишкин, Вовна). Предполагается, что уже в раннем архее существовал процесс пологой субдукции и начала

формироваться настоящая континентальная кора, продолжив свое образование в палеоархее, а в неоархее уже проявляется мобильность литосферных плит.

После выявления перемещения во времени литосферных плит, образования и распада суперматериков, нужен был механизм, обеспечивающий этот процесс, и наиболее логичным было сделать ответственным за него движения в мантии. Появилось много разнообразных схем подобной конвекции, которые видоизменялись, дополнялись, совершенствовались, но сейчас дискуссии идут в основном о двухслойной общемантийной или о смешанной конвекции, что зависит от числа Релея и параметра ползучести материала мантии.

Основные дискуссии развиваются относительно места и времени зарождения плюмов, и слой D" не всеми признается как их главный источник, т.к. корни некоторых плюмов располагаются гораздо выше в мантии и даже в астеносфере, что подтверждается сейсмотомографией и местом зарождения магмы для срединно-океанических хребтов, которая, как полагают, должна образовываться в деплетированной мантии. Но до какой глубины она может располагаться? Об этом также нет единого мнения, т.к. появилась идея о процессах «рециклирования» высоко залегающей мантии вплоть до континентальной коры, т.к. подобный материал находится в породах явно глубинного мантийного происхождения, например в траппах Восточной Сибири. Зарождение, движение и распределение плюмов все еще вызывает дискуссию, т.к. часть плюмов, зародившись в слое D"попадает в зону снижения экзотермического эффекта в мантии, что приводит к затуханию активности плюма. Следует отметить, что «увлечение» плюмами достигло апогея, когда почти любое проявление вулканизма стали объяснять плюмами, так было удобнее. Однако, вопрос о том, когда, где и почему возникли более нагретые участки мантии, обладающие, как, опять лишь предполагается, «столбообразной» формой, остается неясным. И «плюм-тектоника» не может противопоставляться «плейт-тектоники».

Не все обстоит так просто, как обычно представляется. Нижняя часть мантии отличается от верхней ее части, выше 660 км. Хотя уже 20 лет рассчитываются модели мантийной конвекции, новые данные по расчетам фазовых переходов на этой границе требуют пересмотра старых данных, в частности ставится под сомнение возникновение крупных аваланчей в истории Земли.

Нерешенные вопросы остаются в определении минералогического состава пород мантии Земли. Все, что мы знаем об этой проблеме, получено косвенным путем и только новые методы исследований позволяют предположить другие взгляды, как произошло, например, с постперовскитом в слое D´´, давшим толчок к объяснению конвекции в мантии

и возникновению плюмов. Много вопросов возникает о строении нижней мантии Земли между рубежами в 660-2900 км. По существу в нашей литературе имеется только схема Ю.М. и Д.Ю. Пущаровских, в которой выделяется средняя и нижняя мантия с зоной раздела примерно на глубине 2000 км. Однако и эта схема является весьма обобщенной, так как наши знания об этой части мантии только приблизительны, а в ней ведь предполагается зарождение и движение крупных плюмов.

Предложенные в работе Ю.М. и Д.Ю. Пущаровских минеральные преобразования в мантии от 410 до 2900 км являются модельными, т.к. неизвестно состояние мантии в разных местах на различных глубинах и границы в ней могут быть неровными, а геохимический состав различен, что сказывается на типе возможной конвекции.

Еще одна проблема, ждущая своего решения, это установление мест скопления слэбов, т.е. погруженной при субдукции океанической коры и их проникновения вглубь мантии. В ряде случаев такой границей оказывается рубеж верхней и средней мантии, т.е. 660 км, который может оказывать влияние на стиль мантийной конвекции, создавая некий «барьерный» эффект за счет положительной плавучести, образующейся при переходе рингвудита в перовскит на этой глубине, что не позволяет слэбу «пробивать» рубеж верхней и средней мантии. Правда, это происходит не всегда, т.к. имеются сейсмотомографические доказательства «ныряния» слэбов ниже границы 660 км, но почему это происходит, остается пока неясным. В общем в мантии еще много нерешенных и противоречиво обсуждаемых проблем.

Мы привыкли, что граница М – кора – мантия является одной из твердо установленных границ раздела в верхней геосфере Земли. Однако сейчас появляются данные о том, что граница М зависит от тектонической обстановки и может изменяться в складчатых областях в пределах 5-20 км и меняет свое положение с течением времени. Сейсмическая граница М может находиться глубже, чем принимаемая нами граница кора-мантия, а ее природа остается неясной, что может приводить к переоценке мощности коры до 30%. А это, в свою очередь, имеет далеко идущие последствия в интерпретации геотектоники и геодинамики литосферных плит.

Очень много новостей появилось в последние годы о геосферах ***верхней мантии*** Земли, выше сейсмического рубежа в 660 км, становящегося все более изученным, который имеет и глубокий петрологический смысл. Верхняя мантия, состоящая из литосферы и астеносферы играет, конечно, очень важную роль в понимании геологических процессов на поверхности Земли и, прежде всего, тектоники литосферных плит. Именно в этих

сравнительно тонких геосферах и более внешних – гидросфере, биосфере и атмосфере осуществляется сложное взаимодействие, создающее массу нерешенных вопросов. И еще, конечно, влияние на Землю внешних факторов, прежде всего Луны и Солнца. Наш «вечный» спутник Луна оказывает на Землю сильное влияние. Но как и когда образовалась Луна – это вопрос, еще не решенный окончательно, т.к. существуют гипотезы о ее образовании из того же газопылевого облака, из которого возникла наша планета, или Луна связана с ударом по Земле другой планеты, называемой Тейя. И та и другая гипотезы вызывают много вопросов. Но Луна и Солнце влияют на Землю и это влияние ощущается с момента возникновения планеты Земля и ее спутника – Луны. Действие приливных сил на Землю наиболее полно описано Ю.Н. Авсюком, рассматривается и во многих других работах, в которых обсуждается взаимодействие системы Земля-Луна-Солнце и их влиянии на такие явления как эволюция внутренней структуры Земли, ее сейсмичности, движения водной массы океанов, эволюции климата, энергетики земных процессов и других.

Земля твердое тело, совершающее вращательное движение вокруг барицентра системы Луна – Земля, находящегося внутри Земли на расстоянии ¾ радиуса от ее центра и она не может быть независимой от влияния других планет Солнечной системы. И, в первую очередь, Луна и Солнце сообщают Земле приливную силу, которая сказывается на орбитальном и вращательном движении нашей планеты, приводящие к вынужденному перемещению твердого внутреннего ядра. В результате изменяется центр тяжести Земли, а это приводит к изменению положения оси вращения Земли, перемещению полюса, деформациям земной поверхности и активизации сейсмичности, т.к. скачки в скорости вращения земли могут быть спусковыми крючками разрядки напряжений, что и доказано наблюдениями. Существует связь деформаций тектоносферы с изменением угловой скорости вращения Земли. Знак движения меняется около 35 параллели, а движения плит могут изменяться и под влиянием сил Кориолиса. Однако, полагают, что энергетика ротационных процессов слишком слабая.

Смещение внутреннего ядра происходит в неравномерном режиме, а это может вызвать изменение скорости вращения Земли, что приведет к понижению уровня океана в низких широтах. Приливные силы, подобно вибрации, действуют на Землю с момента образования Луны, о природе которой нет однозначного представления. Время оборота Солнечной системы вокруг центра Галактики за 212-217 млн лет хорошо совпадает с некоторыми геологическими циклами, что отмечалось многими геологами.

Изменение периода вращения Земли вокруг своей оси сказывается на изменении сжатия Земли и соотношения экваториальной и полярной осей, что приводит к изменению напряженного состояния земной коры и перемещению водных масс. Эти процессы отражаются и в короткопериодных вариациях главного магнитного поля, а также к изменению сплюстности Земли и возникновению т.н. «критических параллелей» на 35° северной и южной широт, разграничивающими областями сжатия и растяжения, а в них происходит больше землетрясений, извержений вулканов и т.д. Скорость вращения Земли изменяется даже в течение суток, года, веков и более крупных отрезков времени, что вызывает различную деформацию верхних горизонтов планеты, которая, по существу, постоянно пульсирует. Солнце излучает в космическое пространство огромный поток энергии – 3, $84 \cdot 10^{23}$ кВт, но Земля получает из него всего лишь одну двухмиллионную долю – $1{,}74 \cdot 10^{14}$ кВт, которой оказывается достаточно для образования всех свойств атмосферы, погоды, климата, формирования биоты, осадочных пород, нефти, газа и т.д. А количество тепла, поступающего к поверхности из недр Земли намного меньше. Но поток солнечной энергии поступает на Землю нерегулярно, изменяясь один раз в 11 лет и один раз в 200 лет, что прямо влияет на климат нашей планеты и все следствия, которые из этого вытекают, в частности, оледенения. Таким образом, Солнце контролирует наш тепловой баланс и глобальный климат, на что влияют астрономические циклы изменений трех орбитальных параметров Земли.

Все сказанное выше показывает, что взаимодействие Земли - Солнца - Луны, вызывает изменения как бы по цепочке многих природных процессов и в том числе геологических событий, по крайней мере, в фанерозое, а земной шар непрерывно «потрескивает» в результате изменении режима его вращения и орбитального движения. Периодически в геологической литературе появляются соображения о расширяющейся или пульсирующей Земле, что помогает объяснить формирование океанов, складчатых цепей. Уже достаточно давно показано, что радиус Земли не может изменяться, т.к. пришлось бы изменить многие константы нашей планетарной системы, так что предположения об изменении радиуса Земли должны быть оставлены. Уже при изменении радиуса Земли на 1% требуется энергии в миллиард раз больше ее суммарной тепловой энергии.

ВНЕШНИЕ ГЕОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Внешние геосферы Земли включают атмосферу, гидросферу, криосферу, биосферу, седиментосферу, ионосферу и магнитосферу. Часть этих геосфер развивается совместно, как бы приникая друг в друга и вместе с тем обладают определенной автономией, одновременно

подвергаясь влиянию гелиосферы, достигающей 100 А.Е., где солнечная плазма встречается с межзвездной средой.

Атмосфера сосредоточена до высот примерно в 80 км (мезосфера), а выше находится лишь 0,5% массы всей атмосферы. Одной из горячо обсуждаемых сейчас проблем – это т.н. «глобальное потепление», которое пугает своей нарастающей скоростью, что не подлежит сомнению. В полном согласии с кривой роста средней температуры находятся кривые увеличения содержания углекислого газа и метана. Но причины и последствия потепления вызывают споры и даже представления о грядущем похолодании. И это все влияет на водную массу океанов и криосферу. Проблема современного глобального потепления еще ждет своего решения. Хотелось бы обратить внимание на то, что современное глобальное потепление это реальность, а вот его однозначные причины неясны, т.к. высказываются мнения не только его антропогенного происхождения, но также и естественного, носившего глобальный характер. Кроме того, колебания температуры служат первопричиной изменений парциального давления углекислого газа в атмосфере, а не наоборот.

На высотах 60-80 км и выше располагается по существу плазменная оболочка Земли, в которой в зависимости от рекомбинации электронов и ионов выделяется несколько высотных областей, которые все время находятся в изменении. Имеется, т.н. литосферно-ионосферная связь, природа которой неизвестна, но в ионосфере регистрируется землетрясения, т.к. она реагирует на циклические атмосферные вихри и различные по мощности взрывы и как отмечалось, это может спровоцировать образование магнитного поля.

Гидросфера, представленная в жидком, твердом, газообразном и биологически связанном состоянии присутствует практически во всех геосферах Земли, но возникновение воды на нашей планете – это одна из обсуждаемых, но не решенных проблем, хотя время ее присутствия на Земле все время снижается, особенно учитывая цирконы с возрастом 3,8-4,0 млрд лет или даже еще в более ранние эпохи, когда юная Земля бомбардировалась крупными метеоритами, что сопровождалось выделением газов. Вода в жидком состоянии присутствует в земной коре до глубины в 15-16 км на континентах. В последнее время появились интересные данные о метеоритах земного происхождения, собранных на Луне миссией «Апполон», возраст одного из которых определен в 4,0 млрд лет. По количественным соотношениям урана и продуктов его распада в цирконе по церию, сделано предположение, что порода образовалась в водообильной среде. Если это действительно так, то время появления воды на Земле сдвигается в еще более ранний период при возрасте Земли

в 4,52 млрд лет. Вообще, углистые хондриты наиболее подходящий материал для образования летучих и гидросферы.

Чрезвычайная сложность циркуляции океанских вод обусловлена взаимодействием разных сфер Земли, включая не только атмосферу, но и рельеф поверхности земной коры, неравномерное вращение планеты, теплообмен между океаном и атмосферой. Водная масса океанов контролирует атмосферное давление, ветры, аккумулирует избыточную углекислоту и адсорбирует парниковые газы, взаимодействуя с ростом и распадом ледниковых покровов. И все это контролируется не только изменением поступающего солнечного тепла, но и колебанием земной оси (прецессией), эксцентриситетом эллипса, наклоном оси вращения к плоскости орбиты. Глобальная термохалинная циркуляция приводит к обменным процессам водной массы океанов с атмосферой. Атмосфера с входящими в ее состав газами оказывает огромное влияние на состояние криосферы, о чем свидетельствует анализ кернов льда из Антарктики и Гренландии, отражающих состояние былых атмосфер. Полагают, что парниковый эффект в докембрии был на несколько порядков выше, чем в фанерозое. Неизвестно, какая была атмосфера в докембрии, особенно в раннем, но предполагается, что в ней преобладал углекислый газ и по своему составу она была близкой к атмосфере Венеры. О том, что в ранней атмосфере углекислого газа было больше, свидетельствует его содержание в 1000000 больше в осадочных породах, но когда атмосфера приобрела биогенный кислород, она освободилась от углекислого газа.

Криосфера. Несмотря на многочисленные исследования ледников, как современных, так и древних, исчезнувших с земли, причина оледенений так однозначно и не выяснена, хотя в настоящее время насчитывается более 80 гипотез их возникновения. Это связано с характером климатических изменений за последние 3-3.2 млрд лет, но со временем частота оледенений увеличивалась, хотя была и некая «пауза» в их образовании длительностью почти в 1,5 млрд лет от позднего протерозоя до конца рифея. Причины этого дискуссионны, но обсуждаются совершенно разные представления от движения литосферных плит, океанских течений, рифтогенеза и горообразования, магматических событий, эволюции биосферы и другие, полно описанные Н.М.Чумаковым. В последнее время появилась работа Р.Б.Крапивнера вообще отрицающая покровное оледенение на Русской равнине в антропогене.

Существуют данные о том, что эффект таяния ледников может влиять на сжатие Земли на границе верхней и нижней мантии, т.е. на уровне 660 км, что помогает, как

полагают Р.К. Клиге, И.Д. Данилов и В.Н. Конищев, установить параметры древнего геоида. Все это показывает, как связаны между собой все геосферы.

Нет ясности и в распределении ледниковых – криогенных эпох в истории Земли, хотя наиболее ранняя фиксируется в 2,6-2,0 млрд лет назад. Но ведь это были не только ледники на поверхности. Отрицательные температуры распространялись и глубже поверхностных ледниковых покровов. Все эти процессы тесно связаны с изменением солнечной радиации, т.к. ее изменение на 1% приводит к изменению температуры на поверхности Земли на 1,5°. Полагают, что ее уменьшение на 2-4% может привести к полному оледенению Земли и образованию «снежного мяча».

Седиментосфера. Только в последние годы началось прямое изучение потоков вещества во внешних и внетренних сферах Земли, что позволило создать основные законы, по которым происходит распределение массы и динамики движения осадочного вещества и состав потоков, особенно донных, а также огромное количество биогенного вещества в водах океанов и морей, в которых количество терригенного и биогенного вещества примерно равно. Очень важно изучение биофильтрационного процесса зоопланктона, через которого весь объем вод Мирового океана проходит до 0,5-1,54 млн лет. Еще ждут своего исследования реконструкции древней атмосферы, состава морской воды и анализ потоков вещества в разных геосферах.

Биосфера. Когда и каким образом на Земле возникла жизнь неизвестно. Надо сказать, что и само понятие !жизнь» не находит однозначного определения, хотя жизнь появилась один раз. Когда произошла вспышка жизни? Считается, что она произошла 0,6-0,5 млн лет назад, а до этого существовали лишь безъядерные, прокариотные организмы. Но есть мнение, например А.Ю. Розанова, что в углистых хондритах присутствуют псевдоморфозы по микробам и бактериальным нитям. Отсюда следует, что жизнь возникла до образования Земли (!). Фанерозойская эволюция жизни неоднократно прерывалась массовыми вымираниями биоты, причины которых могут быть различными, вплоть до катастроф после падения крупных метеоритов. Появление жизни связывается с образованием первой воды около 4,0 млрд лет назад, после последней метеоритной бомбардировки, но это оспаривается и появление воды переносится на еще более раннее время. Дискуссии о том, возникла ли жизнь на Земле или она привнесена извне продолжаются. Биосфера это сложнейшая динамическая система – совокупность разных видов живых существ, взаимодействующих между собой и с окружающей средой и она крайне чувствительна к изменениям

окружающей среды, особенно глобальной температуры, которая растет слишком быстро, а причина такого роста все еще неоднозначна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Даже в таком кратком обзоре возможного строения и взаимодействия геосфер Земли, небольшой планеты Солнечной системы можно сделать вывод о тесной связи всех геосфер, как внутренних, так и внешних, практически до гелиосферы, а это 100-150 АЕ и степени их изученности. Как внутренние, так и внешние геосферы влияют друг на друга в разной степени, а на них влияют и Луна и Солнце, изменяя ряд процессов, происходящих и внутри нашей планеты. Все геосферы ведут себя не только автономно, но и взаимодействуют между собой. После 60-х годов, когда в геологии произошла своеобразная революция и возникла тектоника литосферных плит, многое изменилось, однако вопросов стало еще больше и это вполне закономерно. Круг вновь возникающих и нерешенных проблем увеличивается и ими занимаются разные специалисты, порой не очень понимающие друг друга, так как очень далеко ушли в разные стороны дисциплины, которыми они занимаются. Поэтому важно больше обмениваться новыми идеями, взглядами и результатами новых методов исследований. Однако, следует отметить, что по многим проблемам отсутствует какая-либо одна «правильная» идея, но появляется много частных результатов, количество которых все увеличивается, что вызывает уменьшение положительного эффекта от многочисленных работ; за количеством которых сейчас все гоняются. Общий «шум» от большого числа публикаций приводит к их «перепроизводству», что заглушает один истинный результат. А он в геологии возникает тогда, когда появляются новые методы изучения, например: абсолютный возраст, сейсмотомография, глубоководные аппараты космическая геодезия, GPS, глубоководное бурение в океанах и другие, приводящие к новым знаниям и сейчас наши сведения о Земле и всех ее геосферах уже совсем не такие, как были 50 лет назад. Но нерешенных и спорных вопросов остается очень много и уровень «нашего незнания» о земле должен постепенно уменьшаться.

УДК 551.1/.4

ТЕКТОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗРЫВНО-ТРЕЩИННЫХ СТРУКТУР МАССИВА Г. БЕШТАУ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ, РАЙОН КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД)

Т.Ю. Тверитинова, Н.Н. Курдин, Л.М. Расцветаев, В.Г. Симако

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

ВВЕДЕНИЕ

Бештау – один из самых известных лакколитов Пятигорья, его «визитная карточка». Этот массив представляет собой позднекайнозойскую складчато-инъективную структуру, связанную с внедрением кислой магмы в альпийский чехол южной окраины Скифской плиты в центральной части Минераловодского района Эльбрусской вулканической области Центрального Кавказа [Милановский, 1968].

Часть территории Северного Кавказа, традиционно выделяемая под названием Кавказские Минеральные Воды (КМВ), охватывает обширную область Минераловодского поперечного поднятия, разделяющего Терско-Каспийский и Азово-Кубанский предгорные прогибы, а также восточную (большую) часть Лабино-Малкинского краевого массива и обрамляющих его с юга Тырныаузской, а с севера Черкесской и Нагутской шовно-складчатых зон.

Исключительно благоприятные природные и климатические условия, лёгкая транспортная доступность и центральное положение в Кавказском секторе юга России – уже своим географическим положением и природой определили территорию КМВ как очень удобную для постоянного проживания и хозяйственного использования; однако главное природное богатство этого региона – большое количество месторождений разнообразных минеральных вод и лечебных грязей, что на протяжении вот уже свыше 200 лет делает Кавказские Минеральные Воды одной из самых популярных, любимых и хорошо обустроенных территорий для санаторно-курортного лечения, горного туризма и просто летнего отдыха, Сегодня КМВ – крупнейший особо охраняемый эколого-бальнеологический регион РФ; по составу, качеству, богатству и разнообразию гидроминеральных ресурсов он не имеет аналогов на всем Евро-Азиатском континенте. В пределах Северо-Кавказского рекреационно-лечебного района КМВ исследовано и интенсивно эксплуатируется 24 месторождения минеральных вод с уникальными запасами по составу, богатству и разнообразию минеральных источников. Это и горячие сероводородные воды, и соляно-

щелочные воды (Ессентуки–4, Ессентуки–17), углекислые воды (нарзаны) и сульфатные нарзаны Кисловодска, углекислые сульфатно-карбонатные кальциево-натриевые воды Железноводска (Смирновская и Славяновская), азотно-метановые и радоновые воды и мн. др. Происхождение, формирование и свойства минеральных вод КМВ связаны со структурными и литологическими особенностями основных водоносных горизонтов артезианского бассейна Северного Кавказа, а также с позднекайнозойскими гранитоидами Эльбрусской вулканической области («Пятигорскими лакколитами»), прорывающими эти горизонты. Поверхностные воды, проникающие в водоносные горизонты мезозойских и палеогеновых толщ в высокогорной области питания южного крыла Северокавказского артезианского бассейна и затем (по мере своего погружения в глубокие части бассейна) оказывающиеся на больших глубинах – нагреваются и минерализуются при взаимодействии с вмещающими их осадочными породами и, одновременно, насыщаются газами и флюидами ювенильного происхождения. По системам тектонических разрывов и зон трещиноватости, а также дизъюнктивных нарушений, сопровождающих внедрение в альпийский чехол позднеорогенных малых интрузий Минераловодского вулканического района [Милановский, 1968], эти по-разному минерализованные и насыщенные газами подземные воды разных горизонтов смешиваются между собой и с инфильтрационными водами атмосферного происхождения; в местах своего выхода на поверхность образуют разнообразные гидроминеральные месторождения, в том числе широко известные Кисловодское, Ессентукское, Пятигорское, Бештаугорское, Иноземцевское Железноводское, Змейкинское, Лысогорское, Машукогорское, Кумагорское и др. С ними тесно связаны месторождения лечебных грязей – «минеральные озера» (Тамбуканское, Кумагорское и Лысогорское), представляющие собой высоко минерализованную рапу сульфатно-хлоридного натриево-магниевого состава.

Большая популярность курортов КМВ, а также высокая востребованность их основного бальнеологического продукта (минеральные воды широко известных брендов: Ессентуки, Нарзан, Новотерская, Нагутская, Смирновская, Славяновская и пр.) и, как следствие этого повышенного спроса – истощение и разубоживание давно известных месторождений, что требует постоянного проведения геолого-гидрогеологических и геолого-разведочных работ и исследований для увеличения запасов уже эксплуатируемых и для поиска новых месторождений минеральных вод, а также для выявления геологических зон, участков и горизонтов, перспективных для поисков и разведки новых запасов минеральных вод разного типа. В связи с этим в ПГО Севкавгеология была создана специализированная

Кавминводская гидрогеологическая экспедиция (КГГЭ), а в 1980 году ведущими специалистами ВСЕГИНГЕО, Института курортологии, МГУ, МГРИ, ГИНа, ИФЗ и других головных институтов Мингео, Минздрава и ВЦСПС была создана специальная комиссия для разработки программы научно-технического обеспечения дальнейшего развития гидроминеральной базы уникальной курортной зоны Кавказских Минеральных Вод, предусматривающей постановку хорошо скоординированных детальных геологических, гидрогеологических, гидрогеохимических, структурно-геологических и других специализированных исследований на всей территории Большого КМВ.

В рамках этой программы по инициативе Г.С. Вартаняна, Е.Е. Милановского, А.В. Кожевникова, Л.М. Расцветаева, С.В. Савина и А.Б. Островского в 1980 г. при кафедре исторической геологии МГУ по договору с СКПГО (Производственно-геологическим объединением СевКавГеология) была организована Центрально-Кавказская структурно-тектоническая партия, задачей которой было изучение новейшей тектоники Большого района КМВ, а также проведение специализированных структурно-кинематических исследований разрывов и трещин с целью уточнения дизъюнктивной структуры региона и выявления тектодинамических условий ее формирования. На территории Кавказских Минеральных вод основные работы Центрально-Кавказской партии МГУ проводились в 1981–1990 годах. За это время было подготовлено три крупных научно-производственных отчета [Короновский и др., 1982ф; Кожевников и др., 1985ф; Файнер и др., 1988ф]., в которых изложен большой структурный материал по трещиноватости и разрывной тектонике района КМВ. Результаты работ докладывались и публиковались в тезисах [Барабошкин, Курдин, Шалимов, 1991; Бирман, Симако, Вигинский, 1985; Кожевников, Курдин, Тверитинова, 1985; Милановский и др., 1990; Расцветаев, Курдин, Тверитинова, 1985, 1991; Курдин, Симако, Тверитинова, 1986; Расцветаев, Бирман, Симако, 1991; Расцветаев и др., 1990, 1991; Тверитинова, 1990 а, б; Тверитинова, Бирман, Стручкова, 1991] и материалах [Курдин, Тверитинова, 1983; Расцветаев, Бирман, Тверитинова, 1991; Расцветаев, Тверитинова, 1987, 1991; Расцветаев и др., 1986; Тверитинова, 1985] многочисленных региональных и союзных конференций и совещаний, а также в нескольких статьях в сборниках по геологии Кавказа [Милановский и др. 1989; Расцветаев, 1987в, 1989; Расцветаев и др., 1987]. К сожалению, большая часть этих уникальных полевых материалов осталась в отчетах, хранящихся в Росгеолфонде и его региональных Кавказских отделениях.

В связи с распадом СССР и относительным спадом геологоразведочных работ в России востребованность специализированных геологических материалов была

относительно незначительной. В последние годы интерес к ряду проблем геологии Кавказа возрос. Так, в Северо-Кавказском регионе в наше время работают небольшие отряды из ИФЗ РАН, где в лаборатории фундаментальных и прикладных проблем тектонофизики поставлена тема «Исследование механизмов формирования складчатых и разрывных структур осадочного слоя земной коры на примере Большого Кавказа в связи с разработкой геодинамических моделей его формирования», а также кафедры динамической геологии Геологического ф-та МГУ, где проблемами новейшей геодинамики Кавказа занимаются сотрудники лаборатории «Исследования геокатастроф». Сегодня массив Бештау активно посещается и изучается преподавателями и студентами кафедры физической географии Ставропольского Северо-Кавказского федерального университета [Годзевич, 2002].

В этой связи для получения более полной информации о геологическом строении и тектодинамических условиях формирования позднеальпийской структуры региона может быть полезен и востребован большой полевой структурно-геологический материал, собранный в 1981–1985 гг. сотрудниками Центрально-Кавказской партии Геологического ф-та МГУ. Данная статья представляет некоторые результаты структурно-кинематического и тектодинамического анализа Бештаугорского участка Северного Кавказа, базирующиеся на обработке данных из отчета [Кожевников и др., 1985ф].

МЕТОДИКА СБОРА И ОБРАБОТКИ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для установления механизма деформации структурных комплексов и реконструкции тектонических палеонапряжений нами применялась специальная методика парагенетического кинематического анализа дизъюнктивных структур разного ранга и разного геолого-кинематического типа, исследующая естественные связи между конкретными дизъюнктивами и заключающаяся в установлении закономерностей их совместного нахождения и взаимного расположения [Лукьянов, 1965, 1991; Расцветаев, 1980, 1982, 1987а, б; Структурные парагенезы…, 1997]. Множество дизъюнктивов, образующих устойчивые, закономерные сочетания друг с другом, объединяется в единый «структурный парагенез», характеризующийся внутренней упорядоченностью взаимоотношений слагающих его дизъюнктивных элементов разной морфологии и ориентировки («структурный рисунок»). Структурные рисунки различных дизъюнктивных парагенезов отличаются числом и геометрической формой соотношения основных дизъюнктивных систем и определенным законом изменения геолого-кинематического типа этих систем в зависимости от пространственной ориентации дизъюнктивов. Парагенезы дизъюнктивов

могут состоять из одной системы (или отрывов, или плоскостей скольжения, или трещин сплющивания), нескольких (две или четыре системы сколов, нередко сочетающихся с системами отрыва или сплющивания) или множества (упорядоченного или неупорядоченного; среди первых наиболее распространены «пояса трещиноватости» [Данилович, 1961] – большие, когда полюса трещин располагаются вдоль меридианов или по экватору стереограммы, и малые, с расположением полюсов вдоль широт стереографической сетки) систем нарушений. Геометрическими образами типовых пространственных сочетаний трещинных систем внутри этих парагенезов являются: плоскость, призма, тетрагональная пирамида, конус и цилиндр вращения; при этом особенно существенны морфология и геолого-кинематический тип трещин, образующих эти геометрические фигуры. Наличие древних структурных неоднородностей в деформируемом объеме иногда существенно меняет обычное соотношение систем внутри типового парагенеза и искажает его внешний структурный рисунок.

На основании сопоставления природных, экспериментальных и теоретических моделей структур разрушения была разработана специальная таблица типовых структурных рисунков дизъюнктивных парагенезов, отвечающих различным типам деформации и видам напряженного состояния (рис. 1). При разной ориентировке «главных геомеханических осей» (тектодинамические оси сжатия и растяжения, кинематические оси вращения и течения) структуры разрушения разных парагенезисов образуют характерные «геолого-геометрические узоры». Различным геолого-геометрическим узорам соответствуют типовые дизъюнктивные парагенезы. Каждому геолого-геометрическому узору соответствует особый механизм тектонической деформации. Этот механизм отражает эффективную реологическую реакцию среды в момент разрушения (хрупкая, вязкая, пластическая или более сложная модель); общий характер нагружения объема внешними силами (сжатие, растяжение, сдвиг, кручение или их сочетание); тип напряженного состояния объема (двуосно-анизотропное, в условиях активного сжатия или растяжения; трехосно-анизотропное; осесимметричное, при стационарном положении осей $\sigma 1$ или $\sigma 3$; трехосно-анизотропное, с вращением вокруг оси $\sigma 2$; возможны и более тонкие различия вида напряженного состояния по величине коэффициента $\mu\sigma$); геологический тип поля напряжений (надвиговый, сдвиговый или сбросовый – при вертикальном положении осей $\sigma 1$, $\sigma 2$ или $\sigma 3$ соответственно) или кинематический тип деформации (плоское или струйное течение, вращение).

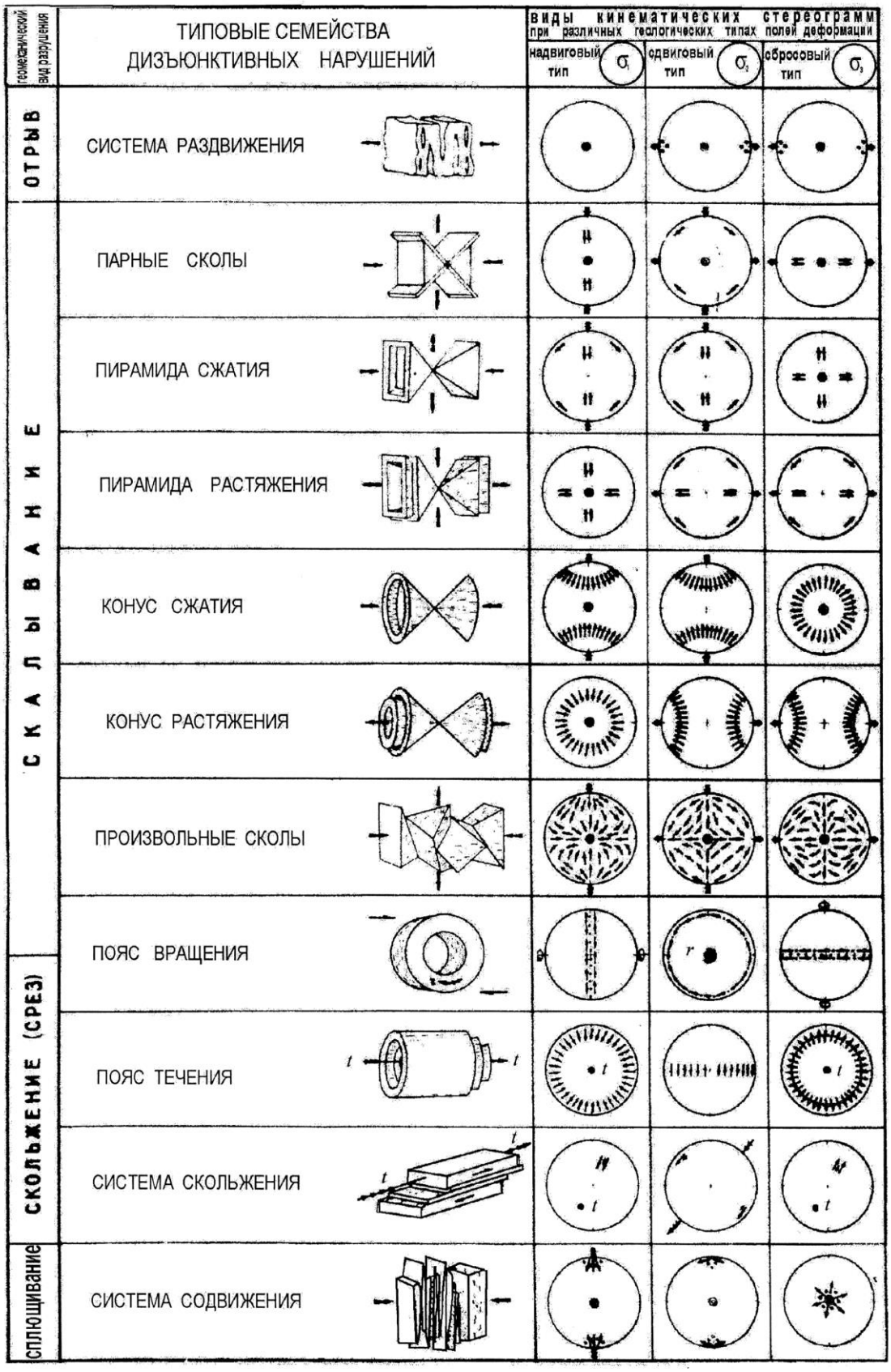


Рис. 1. Типовые семейства дизъюнктивных нарушений и соответствующие им кинематические стереограммы при различных типах полей деформаций

Наиболее распространенные типы структурных рисунков (сколовая пара или призма скалывания; пирамида и конус сжатия; пирамида и конус растяжения; произвольное скалывание по разно ориентированным площадкам; пояс вращения; пояс течения; система сплющивания; система раздвижения) подробно описываются в специальных работах [Расцветаев, 1982, 1985, 1987а, 1987б] и изображены на прилагаемой таблице (см. рис. 1). Приведём их краткую тектодинамическую характеристику. Сопряженная пара разноименных сколов (сдвигов, взбросов или сбросов) (строка № 2) связана с разрушением пород вдоль плоскостей максимальных касательных напряжений в условиях трехосно-анизотропного напряженного состояния. Система сопряженных сколов часто сопровождается системой отрывов, поперечной к направлению максимального растяжения. В условиях знакопеременного трехосно-анизотропного напряженного состояния формируются «пирамиды скалывания» (строки № 3 и № 4), а в условиях двухосно-анизотропного напряженного состояния – «конуса скалывания» (строки № 5 и № 6), характеризующиеся развитием систем скалывания, закономерно ориентированных по отношению к осям сжатия или растяжения («малые пояса» скалывания). Вращение под действием пары сил системы напряжений в главной кинематической плоскости, содержащей оси максимального сжатия и растяжения, вызывает образование разно ориентированных систем скольжения и отрывов, параллельных промежуточной оси («пояса вращения» – строка № 8). В условиях ламинарного хрупко-катакластического течения горных масс с неодинаковой скоростью перемещения блоков и пластин в направлении течения формируются разно ориентированные системы скольжения, параллельные ламинарному потоку («пояса течения» – строка № 9). В массивах, способных к пластическому поведению, при сжатии возникают «системы содвижения» (строка № 11) – поперечные направлению сжатия дизъюнктивные структуры именуемые нами «содвигами» (разрывы со сближающимися крыльями– трещины сплющивания, кливаж, стресс-стилолиты, системы субпараллельных швов с разноориентированным растеканием материала [Расцветаев, 1973, 1987, 1997]); сутуры и TS-структуры (структуры сшивания) А.В. Лукьянова [1991]; некоторые виды шовных зон и зон смятия. В условиях растяжения (абсолютного или относительного) хрупких массивов формируются системы раздвижения – отрывы (строка № 1). В неоднородной деформируемой среде структурные рисунки могут быть более хаотичными (строка № 7).

Нанося на кинематическую стереограмму все замеренные в обнажении (или группе сближенных обнажений – так называемой «тектодинамической станции») конкретные трещины, жилы и разрывы со следами смещений, мы получаем суммарный

стереографический структурный рисунок трещиноватости изученного геологического объема, который, как правило, можно отождествить с одной или несколькими наложенными друг на друга типовыми моделями дизъюнктивной деформации (схематически изображёнными в левой части таблицы на рис. 1) и таким образом выяснить: 1) тип напряженного деформированного состояния и вид внешнего нагружения массива на момент образования структур данного парагенеза; 2) ориентировку основных тектодинамических или кинематических осей; 3) тип реологического поведения объема при формировании структур данного парагенеза; 4) предполагаемый геолого-кинематический тип тех членов парагенеза, относительно которых не имелось определенных структурно-геологических данных. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать парагенетический анализ в качестве одного из важных методов диагностики геолого-кинематического типа конкретных дизъюнктивов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВА Г. БЕШТАУ В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ БЕШТАУ-ЖЕЛЕЗНОВОДСКОГО УЧАСТКА МИНЕРАЛОВОДСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО РАЙОНА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Структура альпийского чехла Северного Кавказа в пределах Минераловодского поперечного поднятия довольно проста: полого наклонённые на север шельфовые терригенно-карбонатные толщи юры, мела и палеогена общей мощностью до 3–4 км характеризуются общим изменением простирания от субширотного (на западе) на юго-восточное (на востоке). Осью этой пологой горизонтальной складки («Минероловодского клина») является Кисловодско-Ессентукская зона концентраций разрывов и трещин северо-восточного простирания. На восточном погружении Нагутской, Черкесской, Бугунтинской и Кисловодской флексурно-надвиговых систем располагаются субширотные антиклинальные зоны (Восточно-Нагутская, Восточно-Кумская, Пятигорско-Лысогорская, Тамбукан-Альвидовская, Джинало-Марьинская), кулисообразно погружающиеся к Кабардинской впадине в пределах Нальчикско-Минераловодской диагонально-сдвиговой флексурно-складчатой зоны. Большинство складчато-инъективных структур, связанных с внедрением в альпийский чехол неогеновых малых интрузий, приурочено к этим субширотным антиклинальным зонам, а главной магмоподводящей структурой региона служит Кумагорско-Куратинская флексурно-раздвиговая зона север-северо-восточного простирания, включающая множество частных субмеридиональных флексур и систем дислокаций сбросового, сбросо-раздвигового или сдвиго-сбросового типа (Ессентукская, Малкинская, Восточно-Ольховская, Центрально-Бештауская и др. зоны разломов.

Характерной чертой геологии Минераловодского выступа является наличие здесь большого количества (предположительно до 20) небольших гранитоидных массивов неогенового возраста (радиологический возраст 8–10 млн. лет). Это одно, двух – или реже многофазные гипабиссальные интрузивные тела; по форме они относятся к типу бисмалитов, сферолитов, этмолитов и даек, а в некоторых случаях, по-видимому, приближаются к типичным лакколитам (г. Лысая), как это и считали раньше. Обращает внимание общее размещение подавляющего большинства малых интрузивов вдоль субмеридиональной полосы шириной 10–15 км, вытянутой на 70 км от Кумагорских интрузивов на севере (структуры Кинжал и Кокуртлы) до Куратинских предполагаемых (С.И. Дотдуев) интрузивов на юге; представляется, что эта Кумагорско-Куратинская зона является генеральной магмоподводящей структурой рассматриваемой области. Наибольшая концентрация магматических структур отмечается на пересечениях Кумагорско-Куратинской субмеридиональной зоны с Черкесско-Лысогорской и Джуцко-Тамбуканской субширотными антиклинальными зонами. Подавляющее большинство дайкообразно вытянутых локальных структур (гг. Острая, Медовая и Тупая, Джуца, Змейка и др.) имеют север-северо-восточное простирание, отвечающее главной системе отрывных и раздвиговых структур альпийского чехла.

К востоку от Кисловодско-Ессентукской разломной зоны и к северу от Северо-Джинальского линеамента располагается область преимущественного распространения палеогеновых пород, пологое залегание которых местами нарушатся интрузиями гранит-порфиров и связанных с их формированием локальными дислокациями. В западной части этой площади располагается обширная зона северо-восточного простирания, в которой сосредоточена половина всех малых интрузий Минераловодского района. Этот Бештау-Железноводский район характеризуется высоким стратиграфическим уровнем залегания магматических тел и большой глубиной эрозионного среза. Центральной структурой этого района является массив г. Бештау, на западном «пьедестале» которого размещаются более мелкие инъекции г.г. Острая, Тупая и Медовая. Не исключено, что массив г. Шелудивая также связан с этим крупным магматическим телом. Севернее Бештаугорского узла располагаются массивы гор Железная, Развалка, Змейка. Каждый из упомянутых массивов был объектом специального тектодинамического исследования.

Субвулканический массив г. Бештау является наиболее сложно построенным телом из всех интрузий района КМВ. Изучение геологического строения массива Бештау имеет длительную историю [Герасимов, 1937; Павлинов, 1948; Соболев, 1959; Борсук, 1979 и мн.

др.]. В плане г. Бештау имеет в первом приближении форму равностороннего треугольника с округлыми углами и длиной сторон около 3 км. Главная вершина г. Бештау, расположенная в центре массива, по периферии окружена серией побочных вершин, наиболее крупными из которых являются г. Малый Бештау на северо-западе, г. Лохматая на запад-северо-западе, г. Два Брата – на юге, а также несколько вершин массива Козьи Скалы – на востоке.

Основные вершины массива Бештау представляют собой более или менее правильные куполовидные поднятия, сложенные гранит-порфирами. Между куполами располагаются брекчированные и милонитизированные разности. Осадочные породы на г. Бештау имеют в целом периклинальное залегание, которое сильно изменяется от места к месту. Так, например, майкопские глины в балке Гремучка меняют свои углы наклона от 3 до 80º, вплоть до опрокинутого залегания (аз. пд. 328∠80). Наиболее древними осадочными отложениями, выходящими на дневную поверхность, являются аптские и альбские песчаники (восточная часть массива), а наиболее молодыми – майкопские глины (западная часть массива). На контакте осадочных толщ и интрузий наблюдаются следы интенсивного сжатия, брекчированность, милонитизация. Вглубь массива нарушенность пород уменьшается. Тело интрузии разбито серией нарушений преимущественно северо-восточного и субмеридионального простираний. Наиболее крупные смещения (сотни метров) фиксируются по взбросам и сбросам. По мнению Н.Д. Соболева и др. [1959] глубина эрозионного среза массива составляет 100–200 м.

История становления массива сложна и разными исследователями трактуется по-разному. Наиболее полная информация по геологическому строению интрузива хранится в фондах Кольцовской экспедиции, проводившей детальные работы на этом объекте вплоть до 1975 г. В распоряжении авторов отчета были карты м-ба 1:10 000 [Павлинов, 1945ф], 1:25 000 [Григорьев и др., 1949], 1:50 000 [Бабенко и др., 1956]. В более поздней работе [Соболев и др., 1959] дано детальное описание фаз и фаций интрузива, но не приводятся иллюстрации их площадного распространения, что сильно затруднило использование этих материалов.

В наиболее общем виде образование массива Бештау выглядят так: в осадочные породы происходило внедрение вязкой кислой магмы, которая по мере движения приподнимала и раздвигала их в сторону вплоть до опрокидывания. В процессе поступления расплава происходило его остывание и превращение в гранит-порфиры, характерными чертами краевой фации которых являются следы давленности, брекчированности и милонитизации, а также плохо выраженная порфировая структура, светлая окраска породы,

ожелезненность. Фация ядра интрузии характеризуется хорошо выраженной порфировой структурой, массивностью, глыбовой отдельностью. Между краевой фацией и фацией ядра располагается промежуточная по своему строению зона, обладающая отдельными чертами двух названных выше фаций. Отличительной ее особенностью является плитчатая отдельность, иногда флюидальность.

Таким образом, в какой-то момент времени интрузия представляла собой купол, ядро которой облекалось панцирем флюидальных (плитчатых) разностей, породами краевой зоны, а также покрышкой осадочных пород. В последующем имело место локальное поступление новой порции магмы, выжимание ее через жесткий кожух с образованием новых фаз внедрения. Одновременно с этим продолжался дальнейший рост купольной структуры. Количество фаз, их взаимоотношения и корреляция дискуссионны. Ниже приводится описание основных тектодинамических итогов специализированных структурно-кинематических исследований обнаженной части Бештаугорского массива.

ОПИСАНИЕ ДИАГРАММ ТРЕЩИНОВАТОСТИ МАССИВА Г. БЕШТАУ

К востоку от Кисловодско-Ессентукской разломной зоны и к северу от Северо-Джинальского линеамента располагается область преимущественного распространения палеогеновых пород, пологое залегание которых местами нарушатся интрузиями гранит-порфиров и связанных с их формированием локальными дислокациями. В западной части этой площади располагается обширная зона северо-восточного простирания, в которой сосредоточена половина всех малых интрузий Минераловодского района. Этот Бештау-Железноводский район характеризуется высоким стратиграфическим уровнем залегания магматических тел и большой глубиной эрозионного среза. Центральной структурой этого района является массив г. Бештау, на западном «пьедестале» которого размещаются более мелкие инъекции г.г. Острая, Тупая и Медовая. Не исключено, что массив г. Шелудивая также связан с этим крупным магматическим телом. Севернее Бештаугорского узла располагаются массивы гор Железная, Развалка, Змейка. Каждый из упомянутых массивов был объектом специального тектодинамического исследования. Приведем описание полученных здесь структурно-геологических материалов по участкам.

Субвулканический массив г. Бештау является наиболее сложно построенным телом из всех интрузий района КМВ. В плане г. Бештау имеет в первом приближении форму равностороннего треугольника с округлыми углами и длиной сторон около 3 км. Главная вершина г. Бештау, расположенная в центре массива, по периферии окружена серией побочных вершин, наиболее крупными из которых являются г. Малый Бештау на северо-

западе, г. Лохматая на запад-северо-западе, г. Два Брата – на юге, а также несколько вершин массива Козьи Скалы – на востоке.

Основные вершины массива Бештау представляют собой более или менее правильные куполовидные поднятия, сложенные гранит-порфирами. Между куполами располагаются брекчированные и милонитизированные разности. Осадочные породы на г. Бештау имеют в целом периклинальное залегание, которое сильно изменяется от места к месту. Так например, майкопские глины в балке Гремучка меняют свои углы наклона от 3 до 80º, вплоть до опрокинутого залегания (аз. пд. 328∠80).

Наиболее древними осадочными отложениями, выходящими на дневную поверхность, являются аптские и альбские песчаники (восточная часть массива), а наиболее молодыми – майкопские глины (западная часть массива).

На контакте осадочных толщ и интрузий наблюдаются следы интенсивного сжатия, брекчированность, милонитизация. Вглубь массива нарушенность пород уменьшается.

Тело интрузии разбито серией нарушений преимущественно северо-восточного и субмеридионального простираний. Наиболее крупные смещений (сотни метров) фиксируются по взбросам и сбросам. По мнению Н.Д. Соболева и др. [1959] глубина эрозионного среза массива составляет 100–200 м.

История становления массива сложна и разными исследователями трактуется по-разному. Наиболее полная информация по геологическому строению интрузива хранится в фондах Кольцовской экспедиции, проводившей детальные работы на этом объекте вплоть до 1975 г. В распоряжении авторов отчета были карты м-ба 1:10 000 [Павлинов, 1945ф], 1:25 000 [Григорьев и др., 1949], 1:50 000 [Бабенко и др., 1956]. В более поздней работе [Соболев и др., 1959] дано детальное описание фаз и фаций интрузива, но не приводятся иллюстрации их площадного распространения, что сильно затруднило использование этих материалов.

В наиболее общем виде образования г. Бештау выглядят так: в осадочные породы происходило внедрение вязкой кислой магмы, которая по мере движения приподнимала и раздвигала их в сторону вплоть до опрокидывания. В процессе поступления расплава происходило его остывание и превращение в гранит-порфиры, обладающие фациальной . характерными чертами краевой фации являются следы давленности, брекчированности и милонитизации, а также плохо выраженная порфировая структура, светлая окраска породы, ожелезненность. Фация ядра интрузии характеризуется хорошо выраженной порфировой структурой, массивностью, глыбовой отдельностью. Между краевой фацией и фацией ядра

располагается промежуточная по своему строению зона, обладающая отдельными чертами двух названных выше фаций. Отличительной ее особенностью является плитчатая отдельность, иногда флоюидальность.

Таким образом, в какой-то момент времени интрузия представляла собой купол, ядро которой облекалось панцирем флюидальных (плитчатых) разностей, породами краевой зоны, а также покрышкой осадочных пород. В последующем имело место локальное поступление новой порции магмы, выжимание ее через жесткий кожух с образованием новых фаз внедрения. Одновременно с этим продолжался дальнейший рост купольной структуры. Количество фаз, их взаимоотношения и корреляция дискуссионны.

Замеры кинематической и общей трещиноватости, произведенные авторами на массиве г. Бештау (рис. 2), показали, что наиболее насыщены кинематическими знаками породы краевой зоны. Вся долгая тектодинамическая история формирования интрузии закодирована в пространственном положении и морфологии обнажений в зеркалах скольжения и внутренним строении пород этой зоны. Здесь зеркала скольжения особенно многочисленны и разнообразны. Нередко на одной и той же плоскости скольжения можно видеть две и даже три штриховки, а отдельные бывшие зеркала скольжения превращены в идеально гладкие, отполированные поверхности. Все это приводит к неоднозначности в интерпретации. Флюидальные разности также достаточно хорошо насыщены кинематическим знаками, чего нельзя сказать о массивных разностях фации ядра. В последних зеркала скольжения присутствуют довольно редко, как правило, на границе двух фаз или вблизи тектонического нарушения.

В осадочных породах общая кинематическая трещиноватость изучена нами лишь в отдельных местах на склонах интрузии, главным образом, на северо-западном склоне г. Лохматая и на северном склоне массива Козьи Скалы, для которого характерно опрокинутое залегание пород. Последнее обстоятельство значительно усложняет интерпретацию диаграмм, так как не исключено, что часть подвижек произошла в тот момент, когда осадочные породы находились в нормальном залегании, а при дальнейшем росте купольной структуры они в «запечатанном» виде были приведены в опрокинутое залегание. Подавляющее большинство диаграмм из-за своей сложности не имеет однозначной интерпретации. Разбор диаграмм проводится по группировкам, построенным по территориальной близости точек и сходству геологической ситуации. Куполовидное тело г. Малый Бештау расположено к ССЗ от главной вершины г. Большой Бештау и в плане имеет

овальную форму с некоторой тенденцией к линейности элементов ландшафта и геологических границ в СВ и СЗ направлении.

Среди интрузивных образований г. Малый Бештау различают две фазы внедрения. Большая часть купола сложена массивными гранит-порфирами с глыбовой отдельностью, иногда приобретающими плитчатый облик (привершинная часть горы). Тела дополнительной фазы внедрения, имеющие в плане эллиптическую и овальную форму представляют собой столбо- и стенообразные скальные выходы.

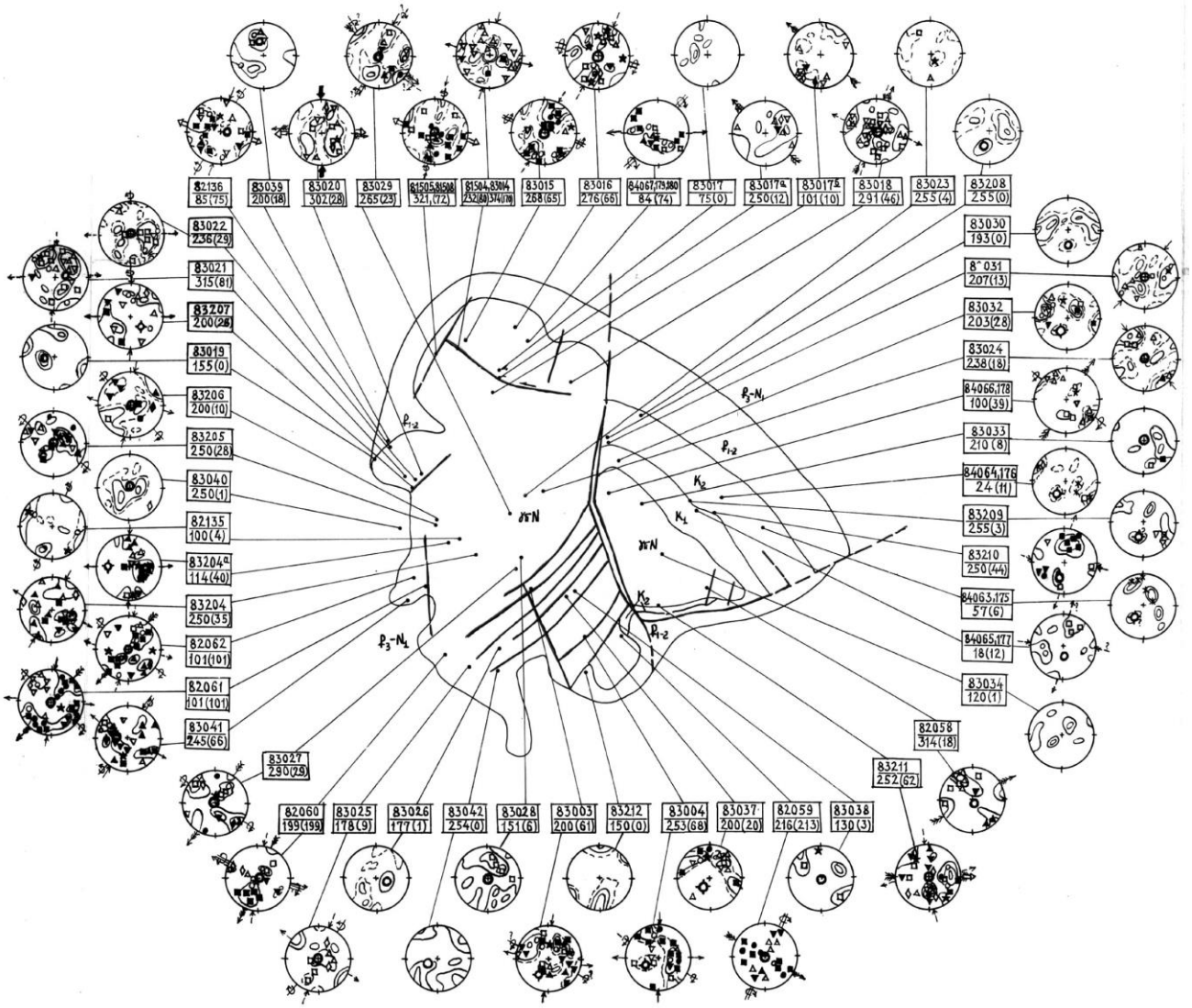


Рис. 2. Расположение точек структурно-кинематических наблюдений в районе массива г. Бештау

Т.н. 81505, 81508 (обнажение «Орлиные скалы») (рис. 3). Замеры трещиноватости велись в гранит-порфирах дополнительной фазы внедрения В точке наблюдения наиболее

выражены трещины ССВ простирания, которые имеют тенденцию к поясному распределению. Наиболее представительны максимумы этого пояса – 300□30, 95–110□60. Трещины субширотной ориентировки (ЗСЗ простирания) также образуют довольно внятный пояс, но плотность его максимумов (190–195∠80, 25∠60–70, 190∠30) значительно ниже. Кроме того, имеются максимумы, имеющие самостоятельное значение (40–50∠80, 325∠70) и занимающие диагональное по отношению к поясам расположение. Кинематически наиболее охарактеризован вытянутый в широтном направлении центральный пояс, который, судя по приуроченности к нему подвижкам является поясом вращения. Ось вращения имеет ССВ ориентировку, параллельную внешнему СЗ контуру обнажения. Сбросы, располагающиеся по периферии диаграммы, являются отражением вертикального роста структуры (проскальзывание на границе фаз), обусловленного субвертикальным положением оси транспорта дополнительной фазы. Максимум с координатами 95–110∠60, возможно, является скрытым отражением присутствующего поблизости нарушения сбросового типа. Не исключено, что само положение дополнительной фазы внедрения предопределено подвижками по этому нарушению, порожденному субмеридиональным стрессом.

Т.н. 81504, 83014 (обнажение «Кукла») (см. рис. 3). В точке наблюдения гранит-порфиры дополнительной фазы внедрения образуют столбообразное тело с отвесными стенками. Для данного объекта исследования имеется несколько диаграмм (в разное время разные исполнители разные обнажения одной министруктуры). Несмотря на имеющиеся различия, в диаграммах можно видеть много общего. На фоне взаимно ортогонального расположения основных максимумов заметно их стремление к поясному распределению. Особенно это заметно по примерно равномерному расположению кинематических знаков. Среди последних резко преобладают сдвиги. Это обстоятельство позволяет сделать предположение о приуроченности данного обнажения к сдвиговой зоне или даже к месту пересечения сдвиговых зон. Ось вращения имеет ориентировку близкую к вертикальной. Обращает на себя внимание максимум примерно той же ориентировки (35∠50–60), что и в вышеописанной точке, т.е. возможно, что гипотетический разлом присутствует и в данной точке наблюдения.

Т.н. 84067, 84179, 84180 (см. рис. 3). Характеризуют гранит-порфиры дополнительной фазы внедрения, образующих скальный выход на СВ склоне г. М. Бештау. на диаграмме хорошо читается наклонный пояс, который, по имеющемуся на бору зеркал скольжения, можно рассматривать в качестве пояса вращения. Положение оси пояса совпадает с

положением осевой линии водораздела обнажения. Замеры трещиноватости проводились в апикальной части южного «замыкания» данной локальной структуры, что нашло свое отражение в присутствии на диаграмме максимума пологих трещин, имеющих падение в южных румбах. Следы кинематических перемещений, не вошедшие в пояс вращения, указывают на обстановку широтного растяжения. Т.н. 83015 (см. рис. 3) характеризует массивные гранит-порфиры (фации ядра) главной фазы внедрения. В точке наблюдения наиболее представительны трещины ЗСЗ простирания, образующие большую часть пояса центрального типа, который, судя по его кинематической «начинке», является поясом вращения. Ось пояса параллельна простиранию контакта купольной структуры в точке замера.

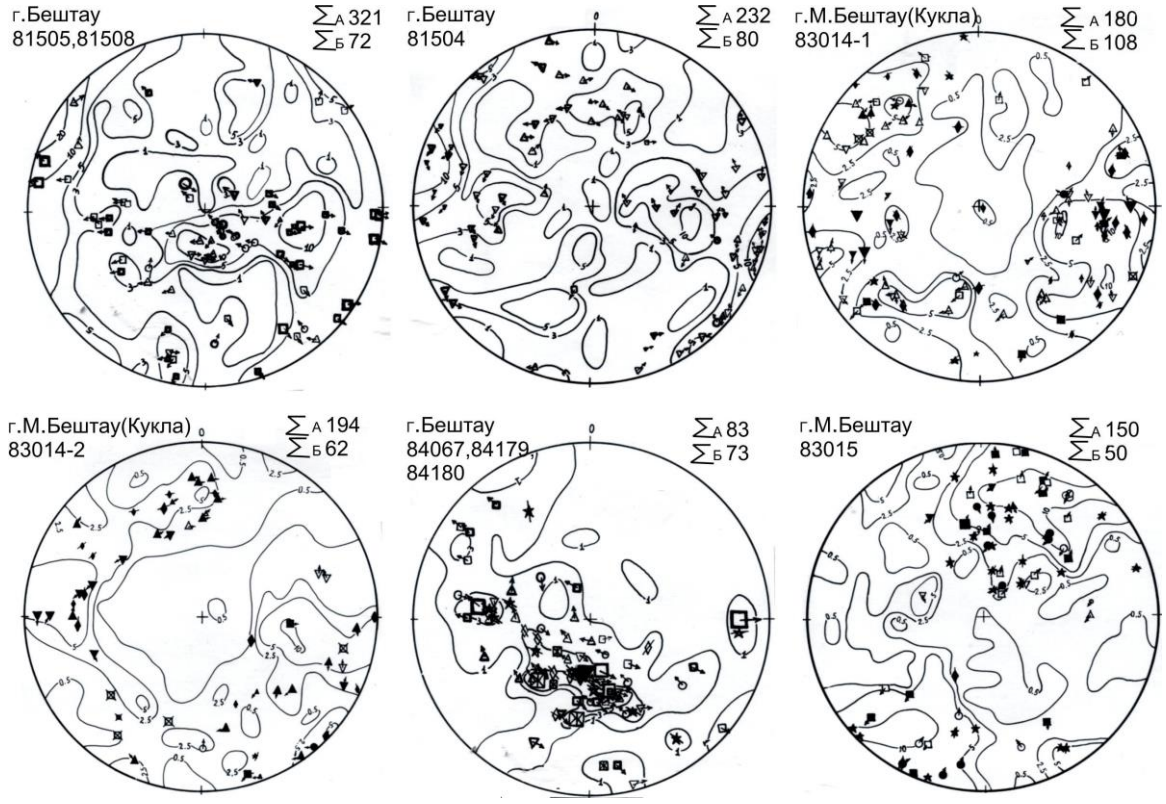


Рис. 3. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. М. Бештау. Т.н. 81505–81508; 81504; 83514; 84067, 84179–84180; 83015. *Условные обозначения: кружки – взбросы; квадратики – сбросы; звездочки – сбросы?–взбросы?; треугольники: вершиной вверх – правые сдвиги, вершиной вниз – левые сдвиги; ромбы – сдвиги; ↓ – направление перемещения висячих крыльев. Количество Σ_A – замеров, $\Sigma_Б$ – кинематических замеров.*

Зеркала скольжения, не вошедшие в пояс вращения, образуют парагенезисы, свидетельствующие о субмеридиональном стрессе и общем вертикальном воздымании локальной структуры.

Т.н. 83016 (рис. 4). Замеры трещиноватости осуществлялись как в массивных, так и в плитчатых гранит-порфирах главной фазы внедрения. Из-за постепенной границы между фациями все замеры вынесены на одну диаграмму. Имеющийся стереографический рисунок в главных чертах аналогичен картине распределения трещиноватости в т.н. 83015: трещины ЗСЗ ориентировки образуют основу наклонного (почти центрального) пояса вращения, ось которого параллельна ближайшему внешнему контуру интрузии. Последняя имеет куполовидную форму, что нашло частичное отражение в присутствии на диаграмме мелких максимумов со средними углами наклона. Как и в случае т.н. 83015, на диаграмме имеются следы субмеридионального и, возможно, субвертикального стрессов.

Т.н. 83017 (см. рис. 4). Замеры трещиноватости сделаны в привершинной части г. М. Бештау в коренной (?) глыбе массивных гранит-порфиров. В точке наблюдения трещин со следами перемещения не зафиксировано. «Немые» трещины образуют невыразительный прерывистый наклонный пояс близмеридиональной ориентировки. Главный максимум пояса, возможно, отражает местоположение существовавшего в точке контакта расплава с осадочной толщей.

Т.н. 83017а (см. рис. 4) находится в северном борту, а т.н. 83017б (см. рис. 3) в южном борту седловины привершинной части г. М. Бештау наличие этого понижения в рельефе косвенно указывает на возможность существования здесь тектонического нарушения. В обеих точках наблюдения наиболее выражены трещины СЗ простирания, по которым фиксируются сдвиговые перемещения. Причем на северном крыле седловины зеркала скольжения наклонены преимущественно на СВ, а на южном – на ЮЗ. Вероятно, на диаграммах т.н. 83017а и 83017б мы видим разъединенные фрагменты единой кинематической картины – центральный пояс течения, с осью транспорта ориентированной в СЗ направлении (вдоль предполагаемого тектонического нарушения).

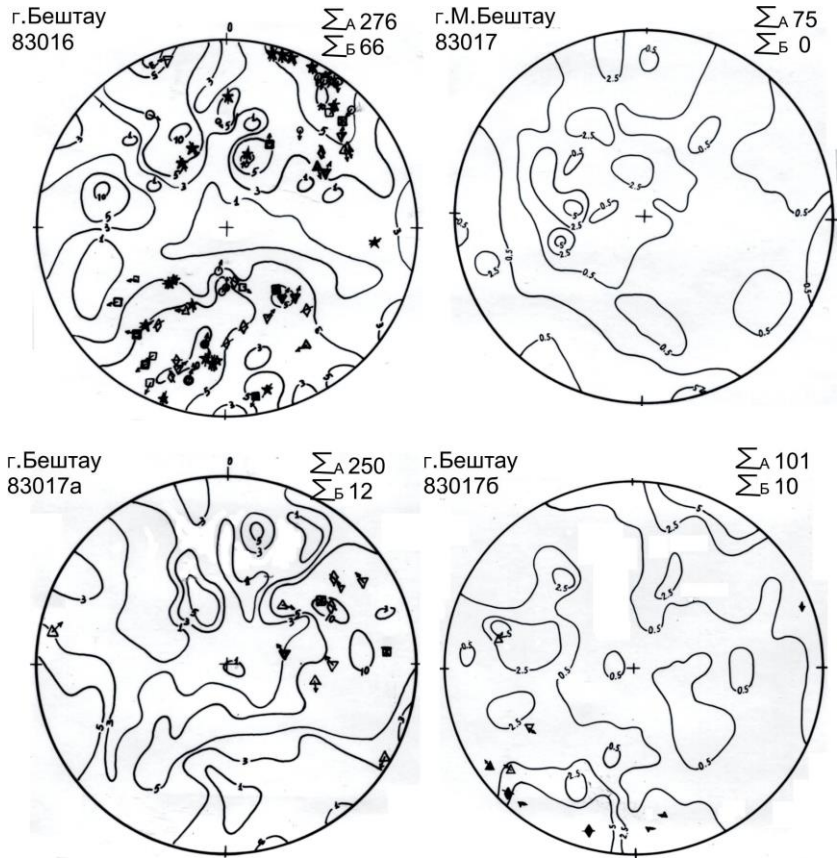


Рис. 4. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. М. Бештау. Т.н. 83016; 83017; 83017а; 83017б. *Условные обозначения см. рис. 3.*

Породы вблизи седловины приобретают плитчатый облик, что, вероятно, может быть связано с близостью этого дизъюнктива.

Сходство кинематической характеристики т.н. 83014, 83017а, 83017б, заключающееся в резком преобладании сдвигов, наводит на мысль о единой тектодинамической обстановке и одновременности формирования обнажения «Кукла» (дополнительная фаза внедрения) и седловины на вершине г. М. Бештау.

На сводной диаграмме общей трещиноватости, построенной на основе всех точек наблюдения г. М. Бештау, довольно четко прослеживается крестообразное расположение главных максимумов и их тенденцией к поясному распределению. Наиболее выражены трещины СВ простирания (300∠85–80). Максимум трещин СЗ простирания имеет более размытые очертания. Его главный центр тяжести имеет координаты 200–205∠80. Появление дополнительных вершин внутри основного максимума обусловлено, вероятно, преломлением регионального субмеридионального стресса в зависимости от экспозиции. Кроме того, на диаграмме хорошо локализован максимум, занимающий местоположение 95–

60. при просмотре частных диаграмм устанавливается приуроченность к этому максимуму сдвиговых и сбросовых подвижек. Очевидно, в районе г. М. Бештау все же имеется сдвиго-сбросовое нарушение, возникшее на заключительной стадии становления кристаллического массива и контролирующее положение дополнительной фазу внедрения.

Сводные частные кинематические стереограммы по участку М. Бештау (рис. 5) показывают, что взбросы тяготеют к центральному меридиональному поясу, сбросы образуют пирамиду скалывания, обусловленную, вероятно, вертикальным транспортом материала.

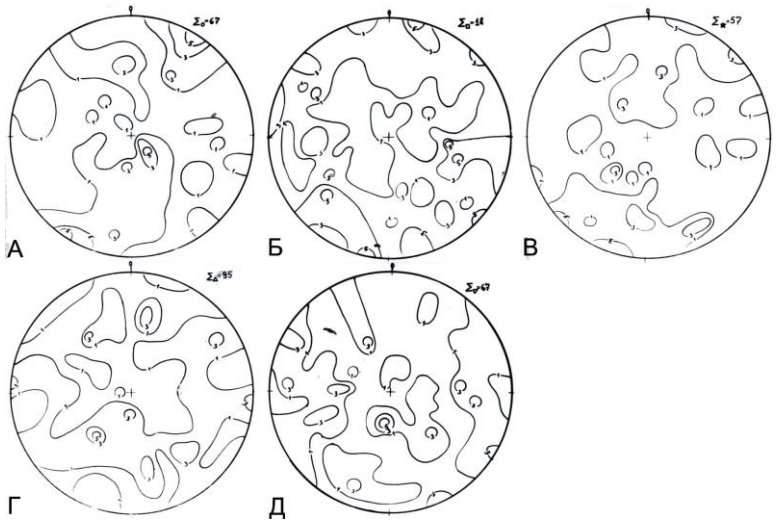


Рис. 5. Частные кинематические стереограммы по участку Малый Бештау.

А – взбросы; Б – сбросы; В – правые сдвиги; Г – левые сдвиги; Д – сбросы (?), взбросы (?).

Сдвиги в целом образуют периферийный пояс вращения, хотя для правых сдвигов характерна преимущественно северо-западная ориентировка, для левых – северо-восточная и меридиональная.

Т.н. 83018 (рис. 6) расположена в водораздельной части холма Промежуточный (северный склон г. Б. Бештау) в массивных и монолитных разностях гранит-порфиров дополнительной фазу внедрения. Общая и кинематическая делимость образуют на диаграмме сложный неоднозначно интерпретируемый узор, главной особенностью которого является центральный пояс течения. Ось транспорта ориентирована в ССВ направлении. Намечающийся малый сбросовый пояс отражает, по-видимому, вертикальный рост куполовидного магматического тела. Кроме того, на диаграмме присутствуют следы ССВ сжатия.

Гора Лохматая располагается к югу от г. М. Бештау и представляет собой залесенное куполообразное тело, идеальная форма которого в отдельных частях, главным образом на склонах южной экспозиции, осложнены редкими клыковидными и валообразными выходами коренных пород. В строении кристаллического массива сохраняется обычная флюидальная зональность, причем все коренные выходы изверженных пород, встреченные нами выше кольцевой дороги, представлены плитчатыми (флюидальными) разностями гранит-порфиров, которые вовнутрь интрузивного тела становятся все более массивными. Экзотические обнажения утесо- и клинообразной формы, сложены породами, наиболее близкими по своему облику к плитчатым разностям. Возможны два взгляда на природу этих объектов. Или они отражают неровности кровли магматического тела, или же эти обнажения представляют собой поздние инъекции магматического расплава сквозь ослабленные зоны ранее сформировавшейся твердой оболочки. В последнем случае эти небольшие тела по времени образования должны коррелироваться с дополнительной фазой внедрения г. М. Бештау (обнажения «Орлиные Скалы», «Кукла»).

Т.н. 83039 (см. рис. 6) находится на уровне кольцевой дороги к ЗСЗ от вершины г. Лохматая в непосредственной близости от контакта интрузии с осадочными породами. Замеры трещиноватости велись во вмещающей раме осадочных пород, представленной в данном месте пачкой переслаивания мергелей и аргиллитов грязно-коричневого цвета (эоцен, кумская свита) в крутом нормальном залегании (350–0∠50). В точке наблюдения хорошо выражены три системы трещин: послойные трещины (0–355∠50), трещины параллельные (85–95∠80–90) и поперечные (230∠50) к падению слоев в данной точке. Подавляющая часть подвижек зафиксирована на плоскостях, близких к слоистости. Образование зеркал скольжения в точке наблюдения обусловлено, главным образом, меха (распирающим) воздействием внедряющегося расплава на осадочные слои. Возникающая при этом тектодинамическая обстановка примерно идентична ситуации сплющивания.

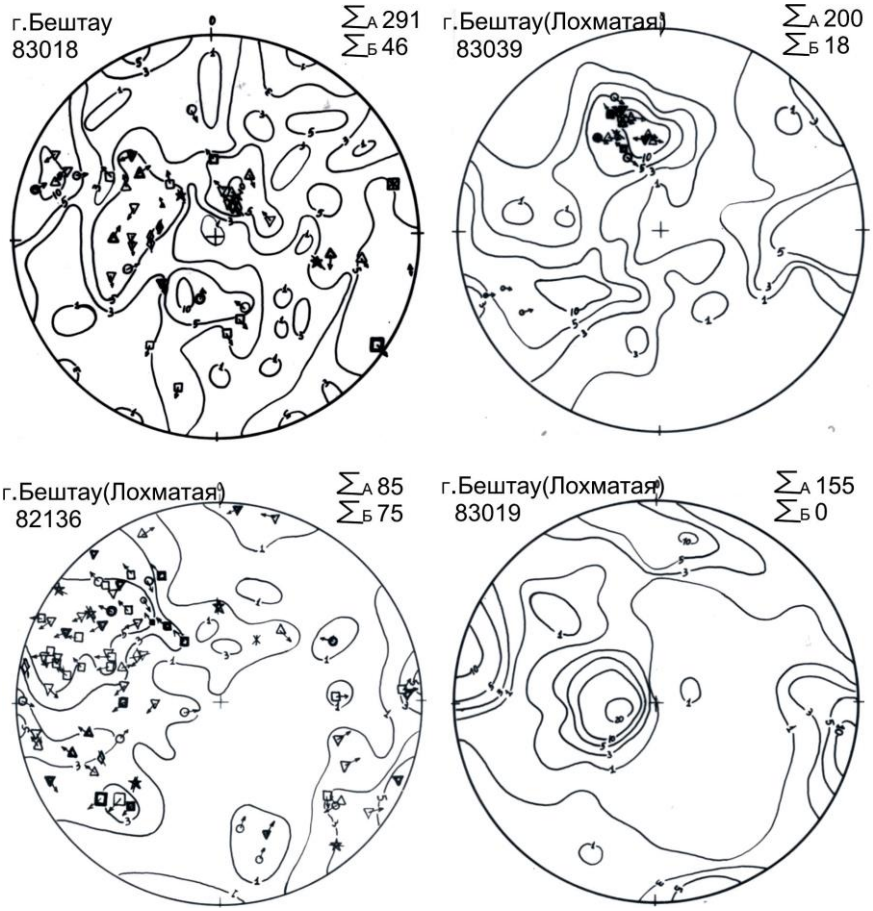


Рис. 6. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 83018; 83039; 82136; 83019. *Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 82136 (см. рис. 6) находится в непосредственной близости от предыдущей точки и характеризует плитчатые гранит-порфиры. В данном месте наиболее представительны трещины ЗСЗ экспозиции, параллельными частному контакту интрузии с вмещающей рамой. Распределение кинематических знаков на диаграмме довольно сложное и обусловлено интерференцией кинематических парагенезисов, порожденных субмеридиональным региональным стрессом и локальным полем напряжений. Последнее фиксируется по прерывистому центральному поясу вращения (ось пояса параллельна контакту) и фрагментарно проявленному поясу течения (транспорт материала субвертикален в восточных румбах.

Т.н. 83019 (см. рис. 6) располагается в массивных гранит-порфирах западного склона г. Лохматая, немного ниже кольцевой дороги. Следы тектонических перемещений в точке наблюдения не обнаружены. На диаграмме четко выделяется три системы трещин (10–15∠80, 100–110∠85–90 и 270∠30), совместно образующие рисунок очень напоминающий

распределение (крестообразность) основных направлений делимости в осадочных толщах. Вероятно, в данной точке мы имеем «слепок» делимости уничтоженных эрозией пород вмещающей рамы. При этом пологий максимум фиксирует собой наклон слоев осадочной толщи при остывании расплава.

Т.н. 83020 (рис. 7). Трещины плитчатых гранит-порфиров ЮВ склона г. Лохматая образуют несколько максимумов, которые сливаясь на диаграмме образуют две ветви малых поясов – рисунок, характерный при конусном распределении элементов. Имеющиеся зеркала скольжения свидетельствуют о широтном транспорте материала. Таким образом, рассматриваемый диаграммный рисунок распределения малых дизъюнктивов наиболее соответствует механизму разрушения по типу конуса растяжения, ось которого имеет широтную ориентировку.

Т.н. 83021 (см. рис. 7) представляет собой скальный утес, сложенный породами, аналогичными встреченным в точке наблюдения 83020. внешний облик обнажения не исключает того, что в данном случае мы имеет дело с дополнительной фазой внедрения. Максимумы общей трещиноватости, выстраиваясь в цепочку, как и в предыдущем случае, образуют две ветви малого пояса, отвечающие поясному распределению элементов. Зеркала скольжения в данной точке приурочены преимущественно к трещинам северной экспозиции и образуют рисунок, в котором можно видеть фрагмент купола скалывания, ось которого занимает субвертикальное (несколько смещенное на восток) положение.

Т.н. 83022 (см. рис. 7) характеризует плитчатые разности гранит-порфиров. «Немые» трещины образуют максимумы, расположение которых указывает на конусное распределение замеренных элементов (присутствуют две ветви малого пояса). В кинематическом отношении наиболее информативны трещины восточной экспозиции со средними углами наклона. В имеющемся наборе зеркал скольжения можно видеть следы вертикального сжатия и связанного с ним проскальзывания, обусловленного вероятно, близостью восточного контура купола г. Лохматая (срывы вблизи границ фаз и локальных структур.

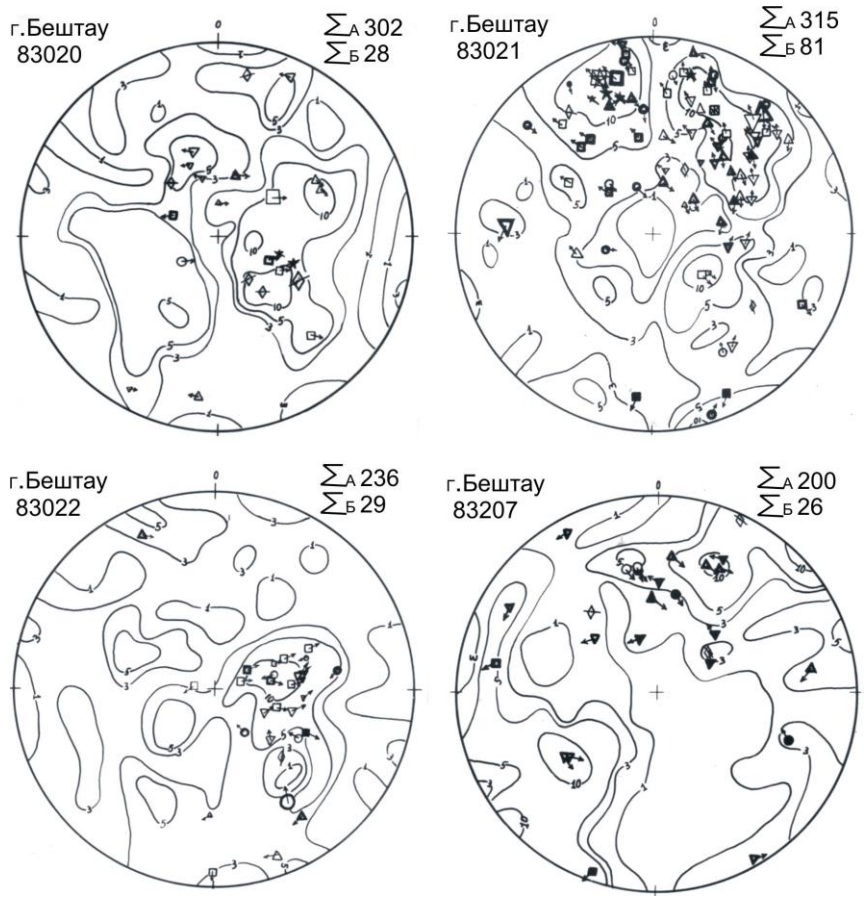


Рис. 7. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 83020; 83021; 83022; 83207*. Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 83207 (см. рис. 7). Замеры трещиноватости велись в плитчатых гранит-порфирах. В точке наблюдения доминируют трещины СЗ простирания (25∠70, 235∠60, 45∠80), стремящиеся к образованию пояса центрального типа, который, судя по его кинематическому наполнению, может являться поясом течения. Транспорт материала осуществлялся в СЗ–ЮВ направлении. Кроме того, на диаграмме довольно внятно обозначена обстановка меридионального сжатия – широтного растяжения.

Сводные частные кинематические стереограммы по массиву г. Лохматая (рис. 8) показывают, что взбросы тяготеют к центральному меридиональному поясу, сбросы образуют пирамиду скалывания, обусловленную, вероятно, вертикальным транспортом материала. Сдвиги в целом образуют периферийный пояс вращения, хотя для правых сдвигов характерна преимущественно северо-западная ориентировка, для левых – северо-восточная и меридиональная.

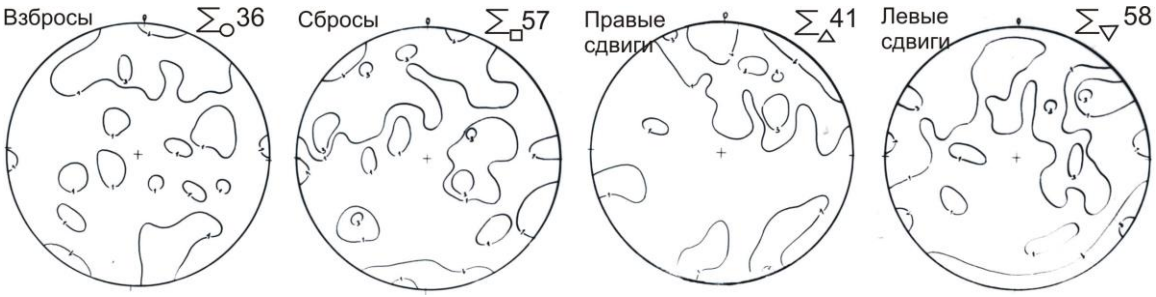


Рис. 8. Частные кинематические стереограммы по участку г. Лохматая.

Т.н. 83041 (рис. 9) расположена в отработанном карьере на ЮЗ склоне г. Бештау (г. Пионер). В точке наблюдения – контакт полосчатых массивных разностей гранит-порфиров, образующих глыбовые развалы с вмещающими их бурыми «обожженными» аргиллитами (олигоцен–миоцен). Коренной выход имеет форму воздымающегося вала. В зоне контакта на выветрелой поверхности гранит-порфиров в большом количестве присутствуют зеркала скольжения. Валообразная форма обнажения нашла свое диаграммное отображение в наличии наклонного пояса вращения, ось которого имеет координаты 30∠50 и вытянута вдоль длинной локальной структуры. Подавляющая часть кинематических знаков, принадлежащих поясу, отражает явление соскальзывания вмещающих пород вблизи «всплывающей» интрузии. Подъем материала осуществлялся преимущественно вверх в ЗСЗ румбах, на что указывает присутствующий в редуцированном виде фрагмент купола скалывания. Кроме того, на диаграмме можно выделить кинематический парагенезис, свидетельствующий о субмеридиональном (25°) сжатии.

Т.н. 83204 (см. рис. 9). В точке наблюдения, расположенной на ЮЗ склоне г. Б. Бештау – коренной выход плитчатых гранит-порфиров. Главной особенность. Диаграммного рисунка является присутствие наклонного пояса, существование которого, вероятно, обусловлено морфологией обнажения. Приуроченные к поясу сдвиги позволяют условно считать его поясом вращения. Ось пояса имеет координаты 105∠50 и в плане ориентирована вдоль обнажения. Подавляющая часть зеркал скольжения, расположенных вне контура наклонного пояса, указывает на обстановку ССВ (25) сжатия.

Т.н. 83204а (см. рис. 9) располагается в 70 м ниже точке наблюдения 83204 и представлена также плитчатыми (флюидальными) разностями. На диаграмме довольно четко выделяется близкий к центральном типу пояс, ось которого полого под углом 20–25° погружается в восточном направлении. Принадлежащие поясу сдвиги указывают на то, что данный пояс является поясом течения. Транспорт материала осуществляется в широтном

направлении. С пологим максимумом пояса связаны зеркала скольжения различного морфокинематического вида, что напоминает обстановку сплющивания. Вероятно, последнее имело место в результате активности локальной субвертикально ориентированной оси сжатия. Не вошедшие в пояс правые сдвиги СВ экспозиции, субмеридиональные сбросы и левые сдвиги ЮЗ простирания образуют кинематический парагенезис, порожденный меридиональным стрессом.

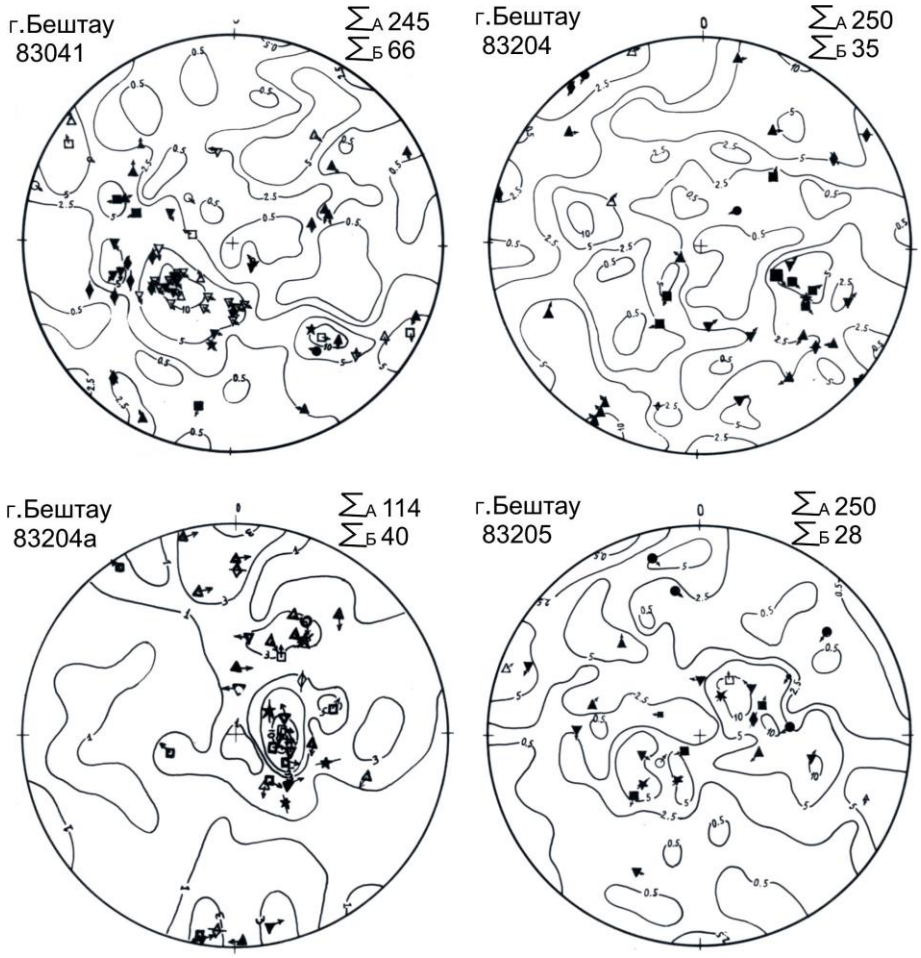


Рис. 9. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 83041; 83204; 83204а; 83205*. Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 83205 (см. рис. 9) расположена на ЗЮЗ склоне г. Б. Бештау и представлена плитчатыми разностями гранит-порфиров. На диаграмме хорошо выражен наклонный пояс, ось которого погружается на ССВ под углом 50–60° и, судя по кинематическому наполнению пояса, является осью транспорта. Два пологих двуглавых максимума, расположенных почти симметрично относительно центра диаграмм, намечают собой сбросо-взбросовый пояс центрального типа, возникновение которого косвенно отражает

вертикальный рост структуры. Региональное поле напряжений в точке наблюдения сильно завуалировано локальной обстановкой.

Т.н. 83206 (рис. 10) расположена также на ЗЮЗ склоне г. Б. Бештау в гранит-порфирах, близких по своему облику к массивным разностям. Главной особенностью общей делимости обнажения является наличие наклонного (почти центрального) пояса СВ–ЮЗ ориентировки, а также периферийного максимума (320–330∠75–80), находящегося в полярном отношении к поясу. В кинематическом отношении диаграмма мало представительно. Большая часть зеркал скольжения вписывается в парагенез субмеридионального (0–20) сжатия. Локальное поле напряжений нашло свое отражение а поясном расположении трещин. Единичные сбросы фиксируют собой проскальзывание при вертикальном росте структуры.

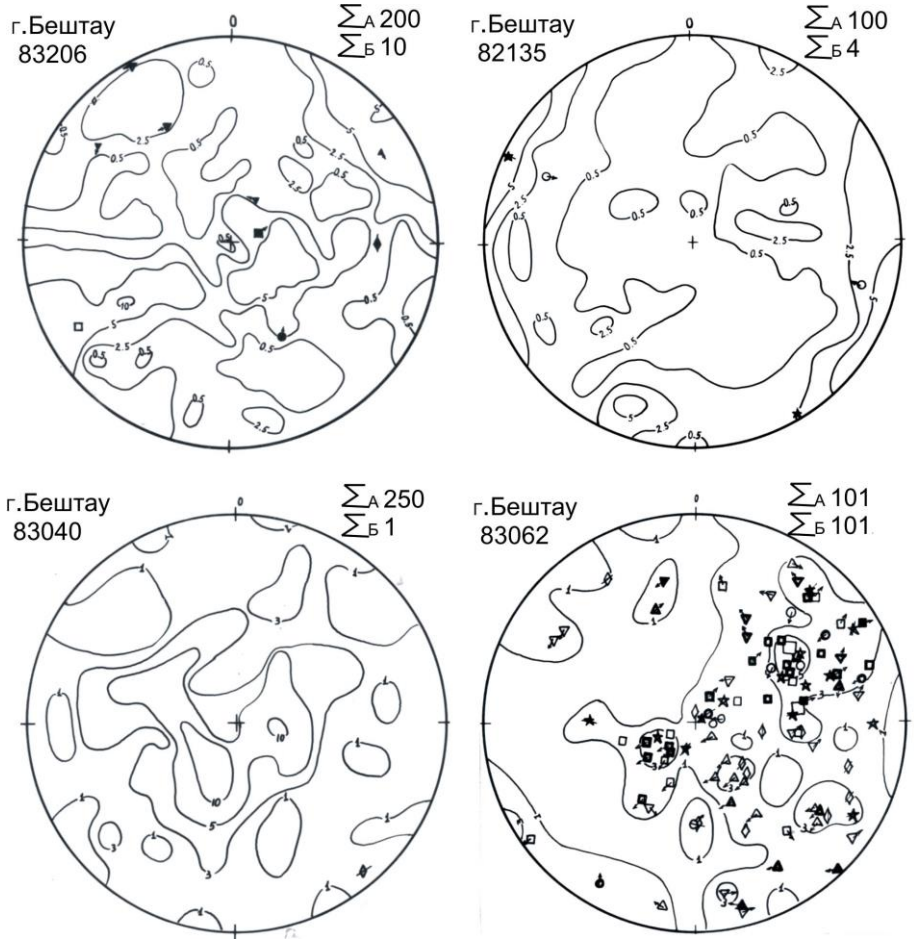


Рис. 10. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 83206; 82135; 83040; 82062. *Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 82135 (см. рис. 10) расположена на ЮЗ склоне г. Б. Бештау в массивных разностях гранит-порфиров. На диаграмме хорошо обособлены две системы трещин – ССВ

простирания (координаты центра тяжести максимума 110∠90) и ЗСЗ ориентировки (аз. пд. 200∠80). Первая система образует более расплывчатый максимум, к которому приурочены все зафиксированные ЗС, свидетельствующие о вертикальных перемещениях. Имеющиеся пологие максимумы совместно с максимумами субмеридиональных трещин намечают собой пояс центрального типа, который, по имеющимся редким ЗС, условно можно считать поясом вращения. Ось пояса ориентирована вдоль длинной оси обнажения.

Т.н. 83040 (см. рис. 10). В точке наблюдения, расположенной на западном склоне г. Б. Бештау, в обочине кольцевой дороги – коренной выход тонкослоистых остроосколчатых глин (олигоцен–миоцен). Все замерявшиеся трещины имеют очень маленькую площадь (S=1), из-за чего визуально трудно выявить преобладающую систему и определить общий наклон слоев (аз. пд. 310–312∠10–12). На диаграмме вблизи центра располагается дополнительный максимум пологих трещин, которые совместно с мелкими дополнительными максимумами образуют пояс субмеридиональной ориентировки. Имеющийся диаграммный рисунок мало информативен и плохо поддается расшифровке. Возможно, субмеридиональный пояс ориентирован во фронт породившим его усилиям. Не исключено также, что пологие трещины образуют редуцированный малый пояс, характерный для конусного распределения элементов, обусловленного локальными причинами (локальная ось сжатия занимает субвертикальное положение).

Т.н. 82062 (см. рис. 10) характеризует гранит-порфиры краевой фации ЮЗ склона г. Б. Бешату. В породах наблюдаются многочисленные трещины и зеркала скольжения. Последние нередко притерты до такой степени, что являются уже плоскостями скольжения с идеально гладкими, отполированными поверхностями и не несут в себе информацию о направлении перемещений. Часто также плоскости имеют значительную протяженность (более 10 м). Многочисленные ЗС образуют на диаграмме сложный рисунок, однако при внимательном рассмотрении можно видеть, что он обусловлен, главным образом, сочетанием двух поясов – центрального сбросо-взбросового (пояс вращения) СВ–ЮЗ ориентировки и ортогонального к нему сдвигового пояса (пояс течении) СЗ ориентировки, представленного преимущественно своей ЮВ ветвью. Ось пояса вращения занимает горизонтальное положение и параллельно контура массива в данном месте. Ось пояса течения (ось транспорта) также горизонтальна, но ориентирована нормально к границе массива и совпадает с главной кинематической плоскостью (σ_3–σ_1) пояса вращения. Механизм возникновения рассмотренного кинематического узора, возможно, обусловлен

одной причиной – распирающим воздействием продолжающего внедрение магматического вещества на уже сформировавшуюся твердую оболочку периферийной части массива. При этом вертикальный рост структуры магматического диапира обеспечивает явление проскальзывания на границе кристаллический массив – вмещающая рама, что находит свое отражение в образовании пояса вращения. При разрастании массива по латерали происходит как бы расщепление его на радиальные струи и «языки», выдвигающиеся в направлении нормали к контакту с разной скоростью, что и обуславливает появление сдвигов. Зеркала, не вошедшие ни в один из поясов, в большинстве своем указывают на существование обстановки субмеридионального сжатия.

Т.н. 82061 (рис. 11) располагается также на ЮЗ склоне г. Б. Бештау и характеризует породы краевой фации. Диаграмма в главных чертах схожа с диаграммой т.н. 82062: полюса имеющихся взбросовых и сбросовых подвижек локализованы преимущественно в ЮЗ и СВ секторах и стремятся к образованию центрального пояса вращения. Ось пояса параллельна ближайшему контуру массива. Сдвиговые перемещения реализуются, в основном, по трещинам, ориентированным примерно отрогонально к малым дизъюнктивам, образующим пояс вращения. Секторное распределение ЗС сходного морфокинематического типа частично отражает куполовидную структуру массива. Механизм возникновения рассмотренного узора тот же, что и в точке наблюдения 83062. ЗС, располагающиеся вне контура поясов, а также отдельные элементы внутри последних, свидетельствуют о вертикальном росте структуры и о субмеридиональных сжимающих условиях.

Т.н. 82060 (см. рис. 11) располагается на ЮЮЗ склоне г. Б. Бештау в гранит-порфирах краевой фации. На диаграмме, построенной для северной части обнажения (т.н. 82060с) присутствует фрагмент (ЮЗ ветвь) пояса вращения центрального типа с горизонтальной осью вращения, параллельной контакту массива. По трещинам, ориентированным вдоль пояса, фиксируются сдвиговые перемещения. Данный стереографический рисунок можно рассматривать и в качестве фрагмента купола скалывания, ось которого занимает субвертикальное положение.

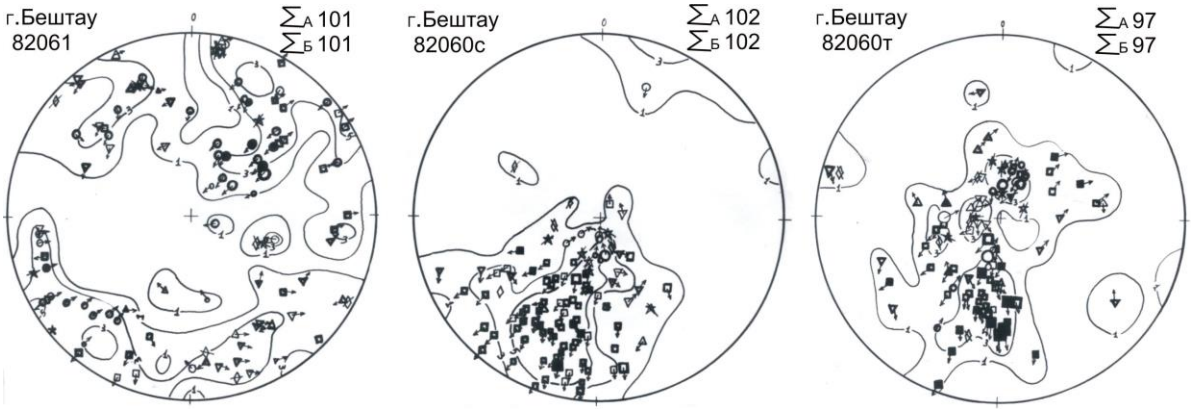


Рис. 11. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 82061; 82060с; 82060т. *Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 82060т (см. рис. 11) характеризует более южную часть коренного выхода. Имеющаяся диаграмма не имеет принципиальных отличий от предыдущей. Сбросы и взбросы образуют пояс центрального типа с осью вращения параллельной ближайшему контуру массива, а по трещинам, примерно совпадающих с ориентировкой пояса, фиксируются сдвиги. ЗС, не вписывающиеся в основной рисунок, свидетельствуют, преимущественно о вертикальном росте структуры и субмеридиональных сжимающих усилиях. Обращает на себя внимание тот факт, что вблизи центра диаграммы фиксируются взбросы.

Т.н. 83025 (рис. 12) расположена в ЗСЗ части побочного купола на ЮЗ склоне **г. Два Брата** и характеризует гранит-порфиры наиболее близкие по внешнему облику к плитчатым разностям. Ближе к периферии интрузивного тела породы становятся тонкоплитчатыми, а вглубь горы и ниже по склону – средне-толстоплитчатыми и массивными. Вообще, для ЮЮЗ склона г. Два Брата характерно наличие мелких столбообразных и конусовидных тел с поверхность имеющих сильно давленный, дресвяноподобный облик. Вероятно, эти тела являются дополнительными инъекциями, которые выжимались подобно мелким диапирам по ослабленным зонам сквозь существовавший жесткий панцирь магматических пород. Имеющаяся для этой точки диаграмма мало информативна. Главной особенностью трещиноватости является наличие центрального пояса СЗ ориентировки, который из-за локальности замеров лишь частично отражает куполовидную структуру интрузии. По малочисленной кинематической характеристике имеющийся пояс можно считать поясом вращения (борозды скольжения ориентированы вдоль контура пояса). Пологие правые

сбросо-сдвиги и меридиональный сдвиго-сброс позволяет говорить о субмеридиональном стрессе, а в комплексе со сбросами СЗ простирания – и о воздымании структуры.

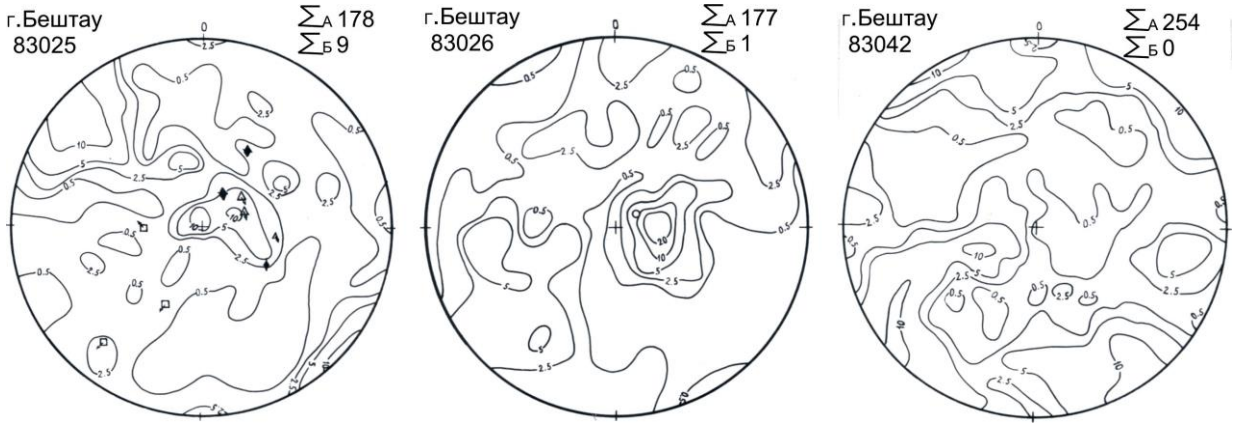


Рис. 12. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 83025; 83026; 83042. *Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 83026 (см. рис. 12) расположена на вершине г. Два Брата в массивных среднеплитчатых гранит-порфирах, аналогичных по своему облику породам, слагающим вершинную часть г. М. Бештау и г. Б. Бештау. Кинематически точка практически не охарактеризована. Трещины общей делимости образуют наклонный пояс и пологий максимум; последний, возможно, отражает положение контакта (элементы залегания осадочных пород) в данной точке в момент застывания расплава. Поясное распределение трещин, вероятно, связано с куполовидной формой массива, которая в современных очертаниях не читается (большая часть этого купола, возможно, сорвана по сбросам).

Т.н. 83042 (см. рис. 12) расположена на южном склоне г. Два Брата в основании скального обрыва. Точке наблюдения представлена массивными разностями гранит-порфиров. В наиболее периферийной части обнажения породы раздроблены до дресвяноподобного облика, а вглубь склона породы становятся монолитными и необычайно крепкими с карандашевидной отдельностью. Эта разновидность не похожа на обычные массивные разности (как, например, на вершине г. М. Бештау) и представляет собой, по-видимому, наиболее поздние выжимки расплава (о чем свидетельствует «трухлявость» внешней части) или наиболее глубинную часть магматического тела, доступную для наблюдателя (фация ядра), Верхняя часть обнажения (в нескольких десятках метров от подножья обрыва) сложена типично массивными средне-толстоплитчатыми разностями, аналогичными встреченным на вершинах гор М. и Б. Бештау. Соотношение между разностями нижней и верхней частей скального уступа не ясны. Возможно, в данном случае

имеет место типичный фациальный переход. Однако, есть косвенные данные, указывающие на то, что при становлении массива г. Бештау в одну из заключительных стадий тектоно-магматической активизации произошла мобилизация окончательно не остывшей центральной части очага. При этом вышележащие породы могли лифтообразно подниматься в результате распирающего воздействия глубинных горизонтов или по образовавшимся разломам пропускать сквозь себя восходящие струи. Местоположение последних зафиксировано в очень живописных, экзотического облика обнажениях, по которым можно трассировать магмоподводящие разломы.

Диаграмма трещиноватости для этой точки чрезвычайно малоинформативна. Кинематические наблюдения отсутствуют. По рисунку общей трещиноватости можно лишь говорить о преобладании крутых трещин СЗ (аз. пд. 50∠90) и СВ (аз. пд. 140∠75–80) простирания, а также малых дизъюнктивов субмеридиональной ориентировки (аз. пд. 100∠70–80). Пологие трещины (аз. пд. 240–250∠30–40), вероятно, указывают на положение существовавшего некогда в данном месте контакта интрузии с вмещающей рамой. В целом, по имеющемуся узору трещиноватости можно строить предположение о том, что данный рисунок или в несовершенном виде отражает купольное строение и карандашевидную отдельность или имеющийся крест диагональных (по отношению к направлению юг – север) трещин повторяет клиновидную форму обнажения. Скорее всего, имеет место смешение этих вариантов.

Т.н. 83027 (рис. 13) расположена на водоразделе между г. Два Брата и г. Б. Бештау ближе к последней. При движении от т.н. 83026 к т.н. 83027 можно видеть отдельные клыковидные коренные выходы плитчатых гранит-порфиров, в которых трещины L (параллельные контакту) от выхода к выходу постепенно изменяют свое падение от западного через СЗ до северного. В результате фрагментарно вырисовывается куполовидная структура, центр которой находится севернее вершины г. Два Брата. Однако сам купол в рельефе не наблюдается, или же он разрушен (в предполагаемом месте его расположения сконцентрировано несколько полукольцевых разломов) и сохранился в виде отдельных останцов, или же последние являются самостоятельными выжимками расплава и их приуроченности к полукольцевому разлому создает иллюзию купольной структуры.

В точке наблюдения небольшое куполовидное тело, для периферийной части которого характерны плитчатые, а для центральной – массивные разности гранит-порфиров. Массивные гранит-порфиры в отдельных местах по зонам дробления как бы прорывают

плитчатые разности. На диаграмме трещины СЗ и СВ простирания образуют два круто наклоненных пояса (почти центрального типа), которые, судя по их кинематическому наполнению, возможно, являются соответственно поясами вращения и течения. Расположение ЗС отдаленно напоминают картину, полученную для точек краевой зоны ЮЮЗ склона г. Б. Бештау: сбросы и взбросы пояса вращения дополняются ортогональными к нему сдвигами. Может быть, и в данном случае единое тело при своем вертикальном росте как бы расчленяется на отдельные блоки, движущиеся неравномерно. В целом имеющийся набор ЗС наиболее полно отвечает условиям субмеридионального сжатия и воздымания локальной структуры.

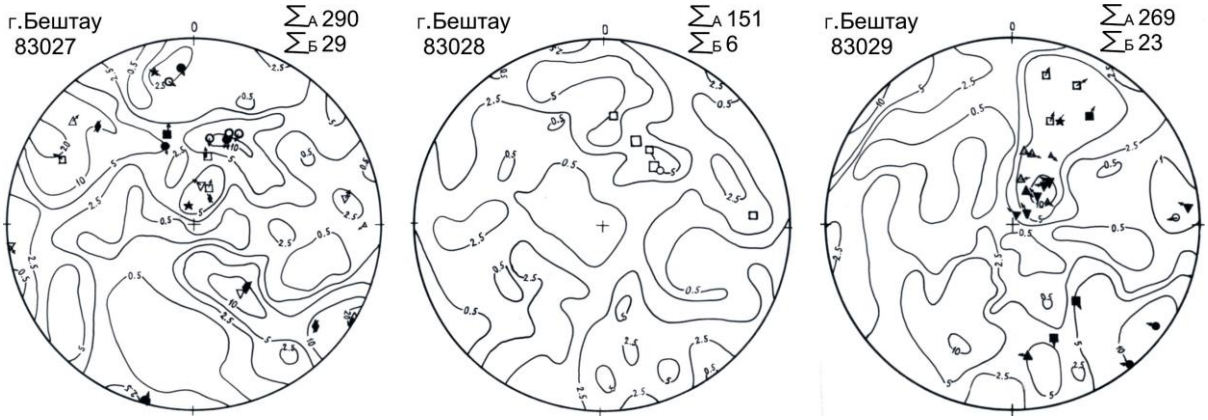


Рис. 13. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 83027; 83028; 83029. *Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 83028 (см. рис. 13) расположена на ЮЮЗ склоне г. Б. Бештау в скальных обрывах, сложенных монолитными, слаботрещиноватыми гранит-порфирами, по-видимому, дополнительной фазы внедрения. Главной особенностью диаграммы является наклонный пояс, ось которого под средними углами погружается в ВСВ направлении. К поясу приурочены сбросы, фиксирующие собой вертикальный рост локальной структуры.

Т.н. 83029 (см. рис. 13) находится в присводовой части ЮЗ склона главного купола г. Б. Бештау в зоне контакта плитчатых и массивных разностей гранит-порфиров. В точке наблюдения наиболее представительны трещины ЗСЗ простирания, образующие пояс центрального типа. Трещины СВ простирания также достаточно хорошо выражены, но тенденция к поясному расположению у них проявлена значительно хуже. Имеющийся набор ЗС недостаточен для проведения однозначной интерпретации (нет кинематической характеристики ЮЗ ветви субмеридионального центрального пояса), Трудности возникают при оценке пологого сдвигового максимума, который может являться или составной частью

пояса вращения СЗ ориентировки или же быть фрагментом пояса течения, порожденного субмеридиональным стрессом и реализовавшегося по трещинам ЗСЗ простирания. Однако, бесспорным является тот факт, что подавляющая часть кинематических знаков, расположенных в периферической части диаграммы, отражает вертикальный рост структуры. Не исключено также, что на диаграмме присутствуют фрагменты двух поясов вращения. Это обстоятельство может косвенно свидетельствовать о близости магмаподводящего канала.

Т.н. 83023 (рис. 14) расположена на вершине главного купола г. Б. Бештау в массивных средне-плитчатых гранит-порфирах, идентичных по своему внешнему облику породам, встреченным в т.н. 83017 (вершина г. М. Бештау), 83026 (г. Два Брата), 83042 (верхняя часть обнажения). На диаграмме трещины общей делимости образуют периферийный слегка наклоненный в ЮВ румбах пояс и пологий максимум с координатами 110∠30, который, возможно, фиксирует наклон слоев осадочной толщи в данном месте в момент застывания внедрявшегося расплава. В периферийном поясе наиболее представительны трещины СЗ и субмеридионального простирания. В кинематическом отношении точка охарактеризована очень скупо. Зафиксирован всего четыре ЗС с малой степенью достоверности о направлении перемещения вещества.

Т.н. 83024 (см. рис. 14) расположена в 175 м восточнее предыдущей точки. В точке наблюдения – дайкообразный, образующий в рельефе гривку коренной выход массивных, очень крепких гранит-порфиров, аналогичных встреченным в точке наблюдения 83042 (нижняя часть обнажения), являющихся, по-видимому, дополнительной фазой внедрения. По обе стороны от гривки наблюдаются коренные выходы массивных гранит-порфиров, идентичных породам, слагающим вершинную часть г. Б. Бештау (т.н. 83023). В этих породах в непосредственной близости от дайкообразного тела наблюдается густая сеть вертикальных трещин, параллельная ближайшему контакту дайкообразного тела и постепенно исчезающая по мере удаления от последнего. Вероятно, эта частая вертикальная трещиноватость обусловлена дополнительной инъекцией вещества в один из последних моментов становления массива г. Б. Бештау.

При проведении замеров трещиноватости в массивных гранит-порфирах была зафиксирована магнитная аномалия, которая обусловлена или первичными минералогическими особенностями породы (макроскопически не различимыми), или явлением опацитизации темноцветных минералов, заключающееся в превращении

последних полностью или частично в магнетит в условиях соприкосновения с кислородом воздуха (приповерхностные условия). Интересно, что подобные магнитные аномалии зафиксированы также на северном склоне массива г. Верблюд (вершина Острая), где они также приурочены к породам, которые по ряду признаков близки к породам в т.н. 83024 и принадлежат, вероятно, дополнительным фазам внедрения.

В точке наблюдения доминирующие трещины ВСВ и ССВ простирания образуют два прерывистых центральных пояса. Наиболее выражена система трещин, ориентированных вдоль дайкообразного тела. К ним приурочена подавляющая часть кинематической информации. Следует отметить, что данной точке типичные ЗС отсутствуют (явление обычное для массивных и тем более монолитных разностей гранит-порфиров). При определении морфокинематического типа смещений функции штриховки выполняли редкие всевозможные неровности (уступчики и обрывчики) на поверхности замеренной плоскости. По комплексу общегеологических наблюдений и статистических замеров трещиноватости в данном месте предполагается вертикальный транспорт материала и боковое давление на вмещающие породы в направлении нормали к длинной оси дайкообразного тела.

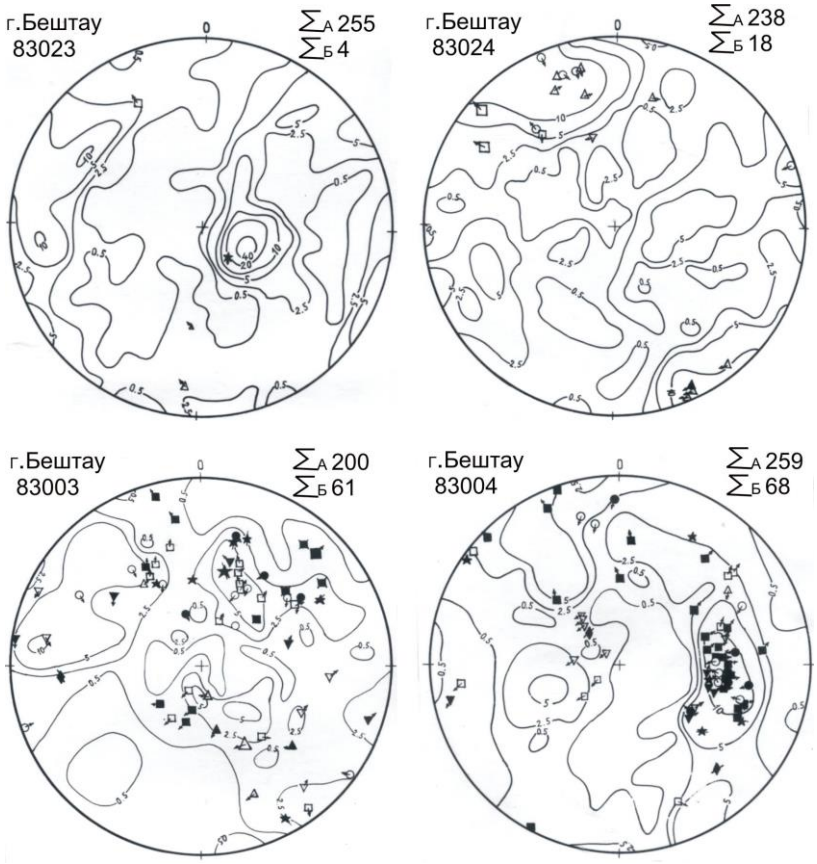


Рис. 14. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 83023; 83024; 83003; 83004. *Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 83003 (см. рис. 14) расположена на ЮВ склоне г. Б. Бештау в районе бывших горных выработок. В точке наблюдения скальный выход гранит-порфиров наиболее близких по своему внешнему облику к контактовым разностям (краевая зона). Породы сильно ожелезнены, в них наблюдаются многочисленные зоны дробления, совпадающие с поверхностью обнажения. Иногда на поперечных обнажению трещинах хорошо заметна субвертикальная флюидальность, свидетельствующая о струйном, ламинарном течении материала. Главной особенностью распределения трещин общей делимости в данной точке является наличие большого пояса, ось которого круто погружается в СВ направлении, и пологого максимума вблизи центра диаграммы. Штриховка ЗС, расположенных в пределах наклонного пояса в большинстве случаев является поперечной, и следовательно, ось пояса является осью транспорта (течения) вещества. Сбросы, принадлежащие пологому максимуму, совместно с некоторыми взбросами и сбросами пояса течения намечают собой пояс вращения центрального типа с горизонтальной осью вращения СЗ ориентировки. Возможно, что пологий максимум не принадлежит поясу вращения (и, вообще, последний отсутствует), а является дополнительным свидетельством течения вещества. Однако в любом случае, имеет место наклонный отток вещества в ЮЗ румбах. ЗС, не вписывающиеся в узор, образованный пересечением двух поясов, свидетельствует о субмеридиональном стрессе воздымании локальной структуры.

Т.н. 83004 (см. рис. 14) расположена в балке Широкой ЮВ склона г. Б. Бештау в 250 м выше кольцевой дороги. В точке наблюдения скальный выход плитчатых гранит-порфиров, представляющий собой ЗЮЗ фрагмент небольшого куполовидного тела. На диаграмме четко выражен наклонный пояс, в полюсе которого располагается максимум с координатами 250∠45, образованный трещинами параллельными контакту (трещины L). Наклонный пояс является поясом течения (штриховка ориентирована поперек пояса) с осью транспорта, восстающей в ЮЗ румбах, а ЗС, локализующиеся вблизи центра диаграммы, как и в предыдущем случае, совместно с частью зеркал пояса течения, намечают пояс вращения. Возможно, последний отсутствует, и ЗС на СВ склоне максимума имеют самостоятельное значение. Независимо от этого обстоятельство они в комплексе с поясом течения свидетельствуют о транспорте вещества в направлении нормали к ближайшей ЮЗ границе локальной структуры. Кроме того, на диаграмме присутствуют следы воздействия меридионального и субвертикального стрессов и всплывании структуры в целом.

Т.н. 83037 (рис. 15) расположена на ЮВ склоне г. Б. Бештау в крайне части небольшой валообразной интрузии и представлена плитчатыми (флюидальными) гранит-порфирами. Падение плитчатости направлено не по склону, как обычно, а в склон (55–50). Расположение присутствующих на диаграмме максимумов позволяет говорить о существовании наклонного пояса трещиноватости. Последний, судя по ЗС, является поясом течения, ось транспорта которого имеет координаты 200∠40. ЗС, располагающиеся вне контура пояса или внутри последнего, но не принадлежащие ему, свидетельствуют о меридиональном сжатии и об общем вертикальном росте интрузии.

Т.н. 83038 (см. рис. 15) находится примерно в 75 м ВСВ т.н. 83037 и характеризует более центральную часть валообразной интрузии. Породы в точке наблюдения резко отличаются по внешнему облику от пород предыдущей точки – монолитные, необычайно крепкие, с параллелепипедальной отдельностью. Ниже по склону видно примыкание плитчатых разностей к монолитным, т.е. последние заключены в оболочку из плитчатых разностей и представляют собой более поздние выжимки вещества из центральной части магматического очага в одну из стадий тектонической активизации. Возможно, наклонное выдвижение материала в точке наблюдения 83038 обусловило необычное падение плитчатости (в склон) в точке наблюдения 830037. На диаграмме наиболее выражены трещины СВ и ССЗ простирания. Максимумы, сливаясь, образуют наклонный пояс, ось которого погружается под средними углами на СВ. Чрезвычайно скудная кинематическая информация позволяет лишь говорить о слабых признаках вертикального поднятия валообразно-купольной структуры.

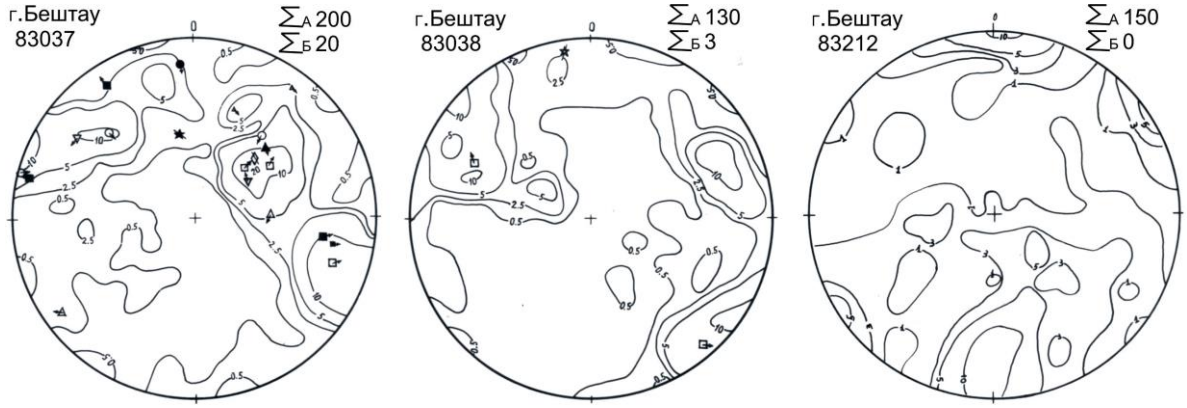


Рис. 15. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 83037; 83038; 83212. *Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 83212 (см. рис. 15) расположена на южном склоне массива г. Б. Бештау в аргиллитах палеогенового возраста (эоцен, свита Горячего ключа). Все трещины очень мелкие (S=1). Наиболее хорошо выражены крутые трещины СЗ простирания, а также широтные трещины, стремящиеся к образованию меридионального пояса. Кинематическая характеристика отсутствует.

Массив Козьи Скалы располагается к востоку от массива г. Б. Бештау и имеет в плане форму треугольника. Последний примерно соответствует треугольной форме массива г. Б. Бештау в целом. Центральная часть интрузивного тела Козьи Скалы сложена массивными разностями гранит-порфиров, образующих конусо- и гребнеобразные тела и нередко имеющих с поверхности дресвяноподобный облик.

Внешний облик пород и форма их выходов позволяют говорить о том, что центральная часть массива Козьи Скалы представляет собой серию магматических диапиров, образовавшихся в условиях тектонической активизации, когда происходила подача вещества из глубинных частей очага сквозь твердый панцирь в более высокие горизонты с образованием куполовидных и валообразных структур. На удалении от их центральных частей распространены породы краевой зоны, а также плитчатые разности. Граница интрузий г. Козьи Скалы и г. Б. Бештау проходит по депрессии, имеющей вид ломаной линии (тупой, почти развернутый угол), и приурочена к тектоническому нарушению. По свидетельству Н.Д. Соболева и др. [1959], в этой зоне повсеместно отмечается наличие сильно давленных осадочных пород. На южном отрезке разлом имеет ССЗ простирание (330–340), на северном – ССВ (10). На стыке мощная зона, выполненная породами краевой зоны (ожелезненные и обеленные разности с плохо выраженной порфировой структурой).

Массив Козьи Скалы интересен тем, что по его периферии (за исключением западной части) сохранились обширные выходы вмещающих осадочных пород, наиболее древними из которых являются апт–альбские песчаники нижнего мела. Осадочные породы в процессе роста купольной структуры г. Козьи Скалы были опрокинуты и современное их падение – в склон под углом 40–50°.

Т.н. 82059 (рис. 16) расположена в зоне контакта массивов г.Козьи Скалы и Б. Бештау в обрывах кольцевой дороги. Обнажены породы краевой зоны. Замеры проводились несколькими наблюдателями в разных частях обнажения. Рассматривая все диаграммы точке наблюдения 83059 в целом, можно выделить центральный пояс вращения, ось которого имеет ССВ ориентировку, а также поперечный к нему пояс течения с осью транспорта

параллельной главной кинематической плоскости (σ_3–σ_1) пояса вращения. Веерное расположение сбросов и взбросов пояса вращения, вероятно, является завуалированным отображением куполовидной формы локальной структуры. Кроме того, на диаграмме присутствуют сбросы, не принадлежащие поясу вращения и отражающие вертикальное воздымание структуры. Таким образом, в данной имеется типичный для краевой зоны рисунок распределения кинематической трещиноватости (см. т.н. 82060–82062).

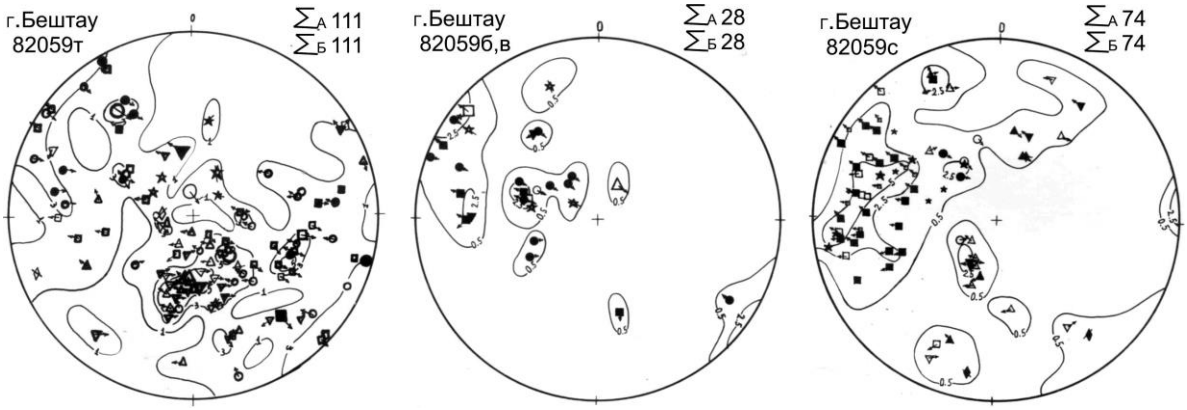


Рис. 16. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 82059т; 82059б–в; 82059с. *Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 83211 (рис. 17) расположена восточнее точки наблюдения 82059 в породах краевой зоны интрузива Козьи Скалы. ЗС в точке наблюдения располагаются примерно так, как и в т.н. 82059, с той лишь разницей, что в данном случае доминируют сдвиги, которые образуют меридиональный пояс течения с субширотно ориентированной осью транспорта, а сбросо-взбросовый пояс вращения выражен значительно хуже. На диаграмме также достаточно четко обозначена ситуация субмеридионального сжатия и вертикального роста структуры. Обращает на себя внимание максимум крутых субмеридиональных трещин (аз. пд. 85∠70), наличие которого, возможно, указывает на существование поблизости тектонического нарушения такой же ориентировки.

Т.н. 82058 (см. рис. 17) характеризует массивные разности гранит-порфиров южной части массива Козьи Скалы. В точке наблюдения наиболее выражены трещины ССЗ (аз. пд. 260∠80–90) и ВСВ простирания. Последние образуют пояс центрального типа, судя по приуроченным к нему сдвиговым подвижкам, является поясом течения. Ось транспорта имеет близширотную ориентировку. Общее вертикальное воздымание структуры (отвесный утес слегка заваленный в ЮЮВ направлении) нашло свое отражение в сбросах, расположенных веерообразно на краю диаграммы.

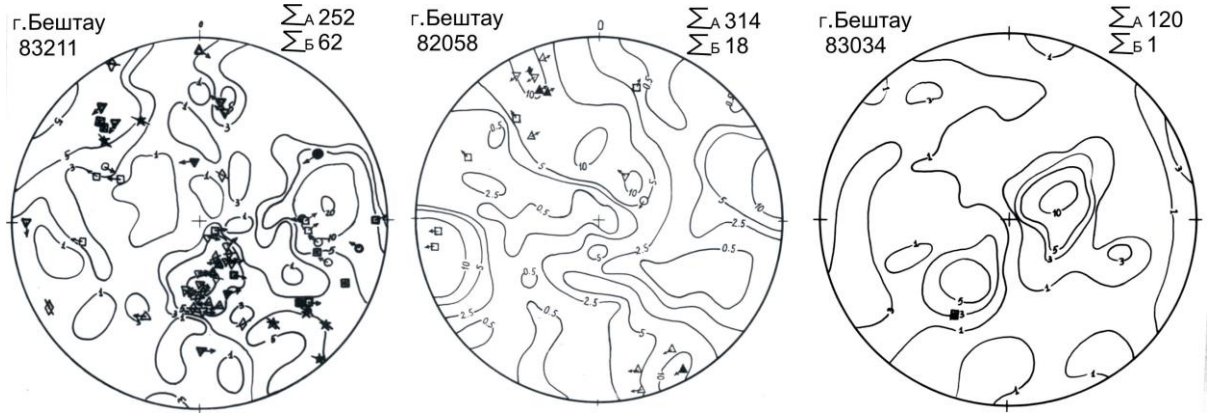


Рис. 17. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 83211; 82058; 83034. *Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 83034 (см. рис. 17) расположена на главной (центральной), а т.н. 83033 на северной вершине г. Козьи Скалы. Геологическая ситуация в этих точках полностью совпадает. В обоих случаях мы имеем дело с массивными разностями гранит-порфиров, имеющих с поверхности дресвяноподобный облик. Последний в более внутренних участках интрузии отсутствует и породы становятся более массивными и монолитными. Вероятно, конусо- и гребневидные интрузивные тела, на вершинах которых находятся точки наблюдения, представляют собой ядра протыкания и дополнительные выжимки вещества сквозь твердую оболочку.

На диаграммах рассматриваемых точек наблюдения зафиксирована преимущественно общая делимость в близапикальной части интрузии. Характерно наличие максимумов с малыми и средними углами наклона в сумме образующих малый пояс, обусловленный формой верхней части интрузии. Имеющиеся зоны дробления и сбросы свидетельствуют о проскальзывании по трещинам параллельным контакту при общем воздымании структуры.

Т.н. 83032 (рис. 18) расположена на северном склоне массива Козьи Скалы в песчаниках нижнего мела, находящихся в опрокинутом залегании (аз. пд. 190∠40). Последнее обстоятельство несколько усложняет интерпретацию, т.к. не ясно, в какой момент развития структуры формировались ЗС: до или после запрокидывания слоев. Однако, вне зависимости от этого, в данном случае можно говорить о поясном распределении трещин, а присутствие ЗС указывает на то, что этот имеющийся пояс является поясом течения (поперечная к поясу штриховка); транспорт вещества осуществляется в направлении нормали к слоистости.

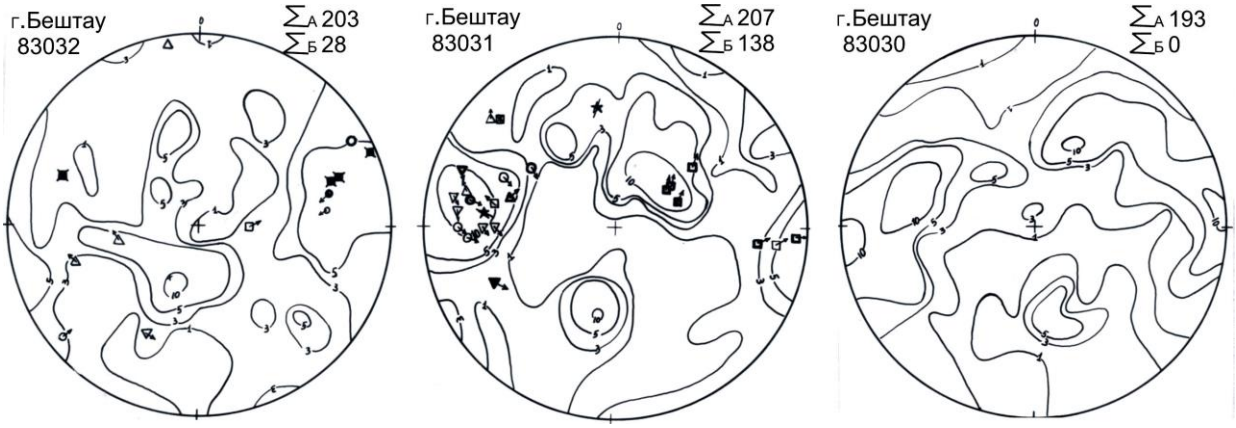


Рис. 18. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 83032; 83031; 83030. *Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 83031 (см. рис. 18) расположена на северном склоне массива Козьи Скалы в массивных разностях гранит-порфиров, слагающих валообразное интрузивное тело, внедрившееся по границе верхне- и нижнемеловых осадочных образований (силл?). На диаграмме наиболее выразительны крутые субмеридиональные трещины, поперечные к длинной оси интрузии, а также пологие субширотные трещины, отражающие двухстороннюю покатость апикальной части интрузии. В целом, имеющийся здесь рисунок заключает в себе элементы СВ сжатия и вертикального воздымания локальной структуры. Транспорт осуществлялся в широтном направлении.

Т.н. 83030, 83208 (см. рис. 18) расположены на северном склоне Козьих Скал в известняках верхнего мела. Падение слоев в склон под углами 44–53°. Залегание опрокинутое. Трещины общей делимости образуют наклонный в южных румбах пояс и пологий максимум (послойные трещины). Кинематическая информация отсутствует. По аналогии с т.н. 83032, в рассматриваемых точках условно устанавливается транспорт материала в перпендикулярном к слоистости направлении.

Т.н. 83209, 84063, 84175, 84064, 84176 (рис. 19). Северный склон Козьих Скал. Известняки верхнего мела. Падение слоев в южных румбах под средними углами. Залегание опрокинутое. Во всех точках присутствует разной степени выраженности наклонный пояс (пояс течения (?), с транспортом материала в направлении нормали к слоистости).

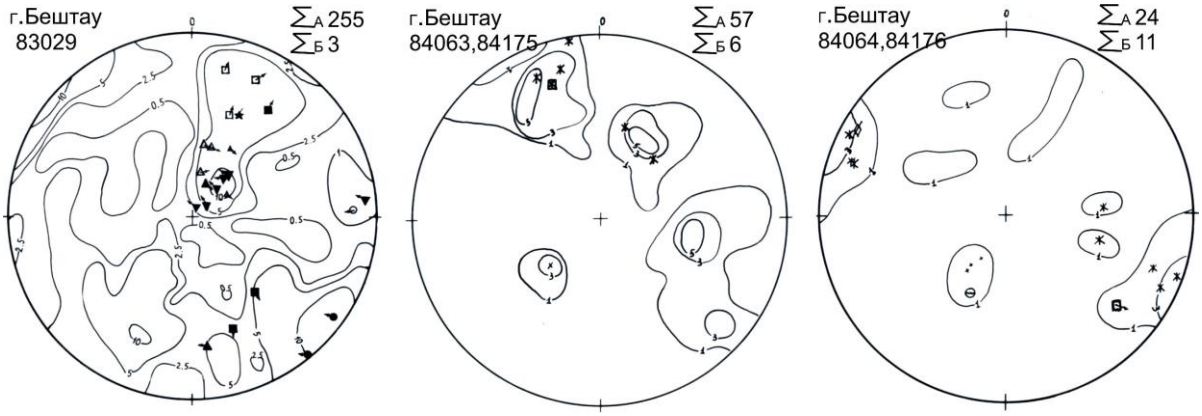


Рис. 19. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 83209; 84063, 84175; 84064, 84176. *Условные обозначения см. рис. 3.*

Т.н. 83210, 84065, 84178 (рис. 20). Северный склон Козьих Скал. Песчаники нижнего мела находятся в опрокинутом залегании (аз. пд. 195∠45). Отчетливо фиксируются сбросы ЗСЗ простирания, поперечные к слоистости (такой же ориентировки сбросы описаны В.Н. Павлиновым [1945ф].

Т.н. 84066, 84178 (см. рис. 20) расположены в старом карьере вблизи перевала Волчьи Ворота в породах краевой зоны. На диаграмме в эскизном виде присутствует рисунок, типичный для пород краевой фации – сочетание пояса вращения с поясом течения или сдвиговыми максимумами. Ось транспорта совпадает с ориентировкой пояса вращения (ЮЗ – СВ).

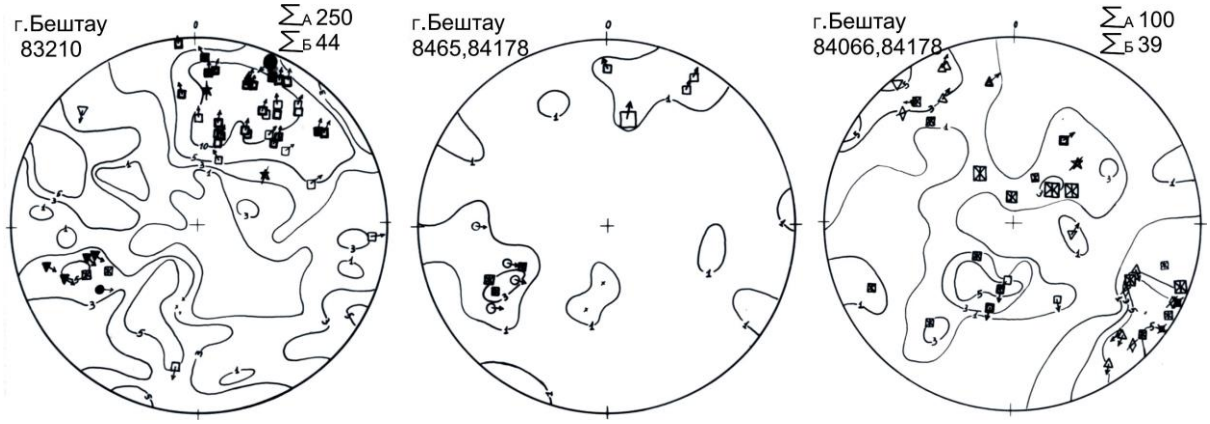


Рис. 20. Стереографические диаграммы распределения трещин массива г. Бештау. Т.н. 83210; 84065, 84178; 84066, 84178. *Условные обозначения см. рис. 3.*

У юго-восточного подножья г. Бештау были проведены исследования трещиноватости в глинах майкопской серии (т.н. 84181). В точке наблюдения в горизонтально залегающих

отложениях развиты системы крутых трещин ССЗ (250–85), ССВ (160–85), ЗСЗ (205–80) и СВ (300–80) простирания, а также системы наклонных трещин СЗ простирания (20∠70 и 205∠30). Все замеренные в точке наблюдения кинематически определенные нарушения связаны с системами СЗ и ССЗ простирания. Они представлены крутыми правыми сдвигами, редкими сбросами и зонами дробления и крутыми и наклонными жилами, образующими пояс в целом СВ простирания. Формирование указанных морфокинематических типов нарушений определяется обстановкой СЗ сжатия вследствие влияния юго-восточного контакта г. Бештау.

***

Изученные стереографические рисунки распределения трещин в пределах участка Бештау весьма разнообразны и не поддаются однозначной интерпретации. Тип структурного рисунка во многом обусловлен приуроченностью точки наблюдения к той или другой фациальной зоне, а также ее местоположением в структуре массива.

В большинстве случаев в структурных рисунках стереограмм гранит-порфиров характерным является присутствие элементов поясов течения и вращения (часто их сочетание), иногда фрагментов купола скалывания. Оси поясов в зависимости от конкретной геологической обстановки могут занимать различное положение (от горизонтального до вертикального). При этом ось пояса вращения обычно ориентирована по касательной, а ось пояса течения – по нормали к ближнему контакту интрузивного тела. Ось купола скалывания чаще всего занимает субвертикальное положение. Частные кинематические диаграммы по участку Бештау в целом (рис. 21) свидетельствуют о количественном преобладании сбросов (561) над сбросами (240), правыми (284) и левыми (288) сдвигами, что указывает на господство вертикальных движений при становлении интрузивного тела. Резкое преобладание сдвигов в отдельных точках участка (как правило, в местах развития дополнительных фаз внедрений) свидетельствует о ведущей роли сдвиговой тектоники в локализации дополнительных инъекций.

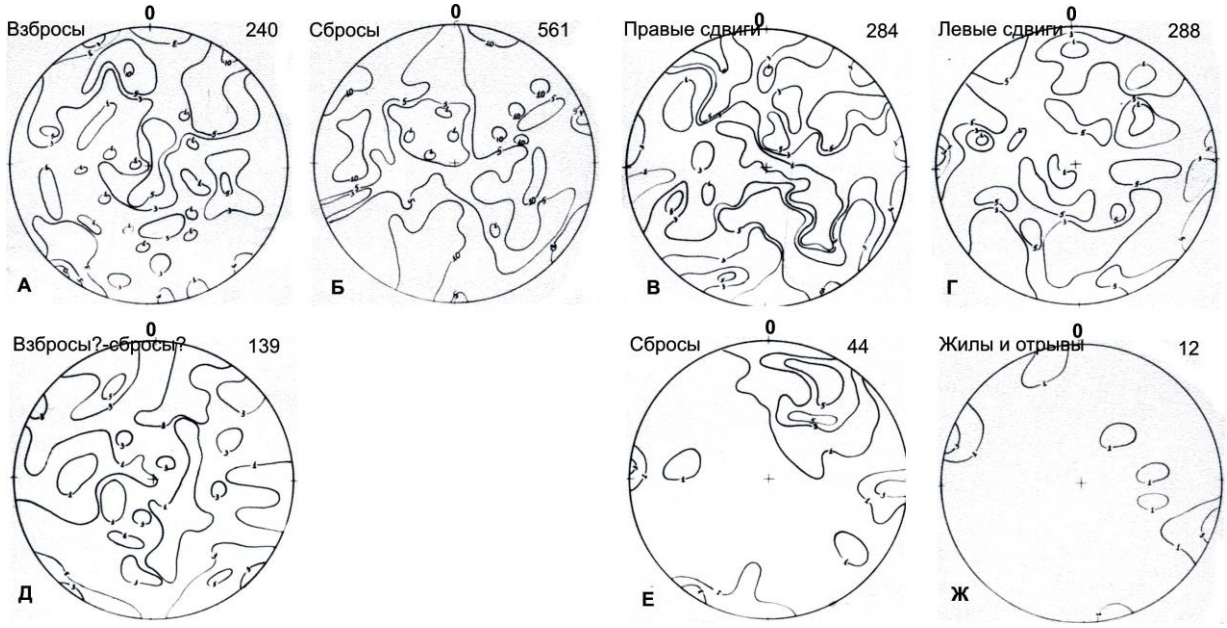


Рис. 21. Частные кинематические стереограммы участка «Бештау»: *А – взбросы, Б – сбросы, В – правые сдвиги, Г – левые сдвиги, Д – взбросы?–сбросы?; и по осадочным породам СВ части участка «Бештау»: Е – сбросы, Ж – жилы и отрывы.*

В целом, по зеркалам скольжения для участка Бештау, кроме обстановки вертикального сжатия, связанного с общим воздыманием структуры, фиксируются тектодинамические обстановки меридионального и ССВ (до СВ) стрессов.

Кроме того, подавляющая часть замеров трещиноватости осадочных пород (северный и северо-восточный склоны массива Козьи Скалы) свидетельствует о механическом (распирающем) воздействии расплава на осадочные слои в направлении нормали к слоистости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОГЕНОВЫХ ИНТРУЗИЙ МИНЕРАЛОВОДСКОГО РАЙОНА

1. По итогам структурно-тектонического изучения субвулканического массива г. Бештау Центрально-Кавказской экспедицией МГУ были получены новые данные о строении магматического ядра и его взаимоотношении с породами осадочного обрамления. Массив Бештау состоит из двух самостоятельных магматических тел – Бештау и Козьи Скалы. Внутреннее строение массива определяется сближенными магматическими диапирами основной фазы внедрения, образующими на современном эрозионном срезе купольную структуру. Она осложнена коническими системами многочисленных мелких тел последующих фаз инъекций. В обрамлении купольных систем распространены мно-

гочисленные разрывы, субпараллельные контактам массива. Во внутренней части массива Бештау развита густая сеть постмагматических субвертикальных мелких разрывов сбросового и сдвигового типов [Барабошкин и др., 1991].

2. Характерной особенностью тектонической структуры района Кавказских Минеральных Вод является широкое развитие складчато-инъективных структур, связанных с внедрением малых интрузий в верхние горизонты альпийского чехла Скифской плиты. Крупнейшей из них является массив г. Бештау. Массовое изучение трещин, несущих кинематическую информацию, позволило установить наиболее распространенные типы парагенетических ассоциаций трещинных систем, свойственные этому массиву. В гранит-порфирах широко представлены структуры скольжения разнообразного простирания. Они связаны с вязким движением материала, начавшимся скорее всего, еще в полужидком состоянии и продолжавшимся после затвердевания вещества. Обычно это системы скольжении или пояса течении, параллельные ограничениям массива или элементам их внутренней структуры. Характерными трещинными парагенезами приядерных частей массива являются конуса скалывания сбросового типа, связанные с субверти¬кальной ориентировкой оси сжатия. Как в магматических, так и во вмещающих породах развиты кинематические парагенезы, связанные с вращательной деформацией. К ним относятся пояса сдвигового типа с вертикальной осью вращения. Довольно часто встречаются также пояса вращения с субгоризонтальной осью, обычно параллельной простиранию интрузивных контактов; такие пояса широко распространены вдоль юго-восточного, юго-западного и западного склонов г. Бештау. Наряду с этими тектодинамическими аномалиями, в дизъюнктивной структуре изученных массивов повсеместно отмечаются следы региональных полей напряжений, связанных с активным горизонтальным сжатием субмеридиональной или северо-восточной ориентировки.

3. Интрузивные тела прорывают (или приподнимают) моноклинально залегающие толщи от титона (г. Лысая, Машук) и нижнего мела (г. Бештау) до майкопа (г.Змейка, Развалка) и чокрака (Лысогорский «шпиль»). Высота современного залегания магматических куполов колеблется от 1200 м и более (г.г. Джуца, Бешау) до 800 м и глубже (г. Лысая, Машук). Глубина эрозионного вскрытия магматических массивов различна. Для некоторых она составляет 100–200 м (Бештау, Верблюд, Змейка, Развалка, Шелудивая), для других – 50 м (Джуца, Золотой Курган, Кинжал). Диапировое ядро Юцы начинает вскрываться только в настоящее время. В зоне динамического влияния магматического диапира обычно резко обособляется присводовая часть (пологие куполовидные поднятия с приподнятыми, но слабо

дислоцированными породами кровли) и крутые (до 30–60°, часто вертикальные или в запрокинутом залегании) крылья, как правило, осложненные разрывами и зонами трещиноватости. Вдоль контактов осадочных и магматических пород помимо следов термальной переработки и ороговикования обычно наблюдаются следы интенсивного сжатия, брекчирования и милонитизации; вглубь массивов нарушенность пород уменьшается. Такие соотношения интрузивных пород с вмещающими толщами свидетельствуют об интенсивном механическом воздействии внедряющегося магматического материала. Используя ослабленные зоны, магма проникала вглубь осадочного чехла и в процессе динамического воздействия на вмещающие породы производила их уплотнение, деформирование и местами разрушение. Схема тектодинамической зональности складчато-инъективных структур (рис. 22) предусматривает выделение внутренней зоны (с преобладанием тектонического течения застывшего магматического материала, в целом наследующего элементы трахитоидной структуры предыдущей фазы развития), периферических зон (структуры вращения и скалывания в приконтактовых частях боковых стенок интрузивов) и присводовой зоны (структуры субвертикального сжатия в кровле диапира с коническим расположением сбросовых разрывов и трещин). Современный эрозионный срез вскрывает различные структурно-тектодинамические зоны, на которые накладываются парагенезы разрывных структур горизонтального сжатия, единые для интрузивных массивов и вмещающих пород.

4. Многие исследователи [Милановский и Короновский, 1973; Борсук, 1979; Короновский и Демина, 1999 и др.] отмечают большую петрохимическую близость интрузивных пород Пятигорья и верхнеплиоценовых риолитов Эльбрус-Кюгенского района, позволяющую связывать их с единым коровым магматическим очагом глубокого заложения. Вместе с тем, геологические и радиологические датировки Минераловодских интрузивов на 5 млн. лет отличаются от датировок наиболее древних вулканитов Эльбруса, находящихся к тому же на 75 км южнее первых. Возможно, такие пространственно-временные соотношения этих обособленных членов единой гранитоидной формации связаны с северным дрейфом южного края Евразийской плиты над гипотетической «Центрально-Кавказской горячей точкой» [Расцветаев, Бирман и Симако, 1991]. Скорость и направление перемещения Минераловодского района, устанавливаемые при этом предположении (75 км за 5 млн. лет), равняются 1–2 см/год в направлении 10–20º ССВ, что соответствуют скорости и

направлению перемещений Евразийской плиты, предполагаемым по палеомагнитным, геодезическим и иным геологическим данным.

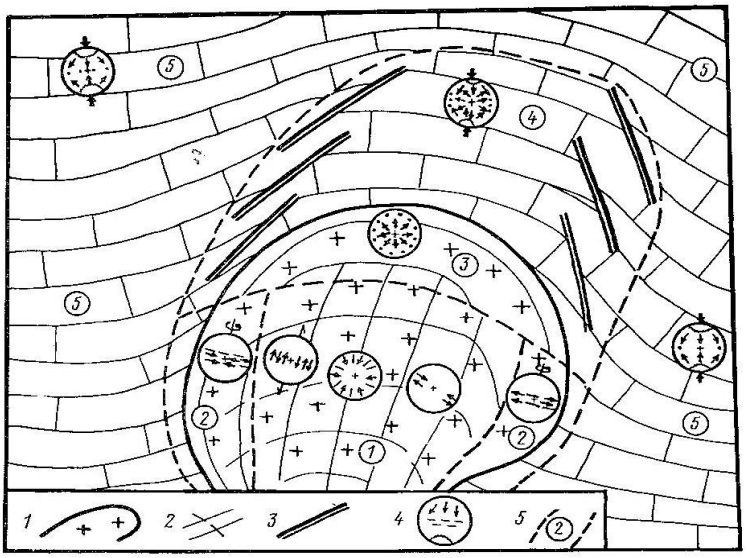


Рис. 22. Вертикальная и латеральная тектодинамическая зональность инъективно-складчатых структур, связанных с внедрением магматических диапиров в осадочный чехол (на примере изучения малых интрузий Минераловодского района Северного Кавказа) [Расцветаев, 1987б]. *Условные обозначения: 1 – магматические породы; 2 – слоистость осадочных пород, элементы полосчатости и первичной трещиноватости в магматических породах; 3 – разрывы; 4 – стереографические диаграммы, отражающие типовое распределение мини-дизъюнктивов различного типа в разных тектодинамических зонах (локализация полюсов дизъюнктивов разного типа показана знаками: точки – отрывы; зубчатая линия – стилолиты и структуры сплющивания, штрихи – сколы, в зависимости от направления стрелок (стрелки направлены вдоль радиусов к центру – надвиги, от центра – сбросы; вдоль окружности по часовой стрелке – правые сдвиги, против часовой стрелки – левые сдвиги); 5 – тектодинамические зоны. Цифры в кружках: 1 – зона тектонического течения (внутренняя часть массива); 2 – зоны вращения (краевые части массива); 3, 4 – зоны скалывания (3 – апикальная часть массива, внутренняя зона скалывания; 4 – сводовая часть структуры, внешняя зона скалывания); 5 – зона регионального поля напряжений (вне динамического влияния инъективной структуры)*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барабошкин Е.Ю., Курдин Н.Н., Шалимов И.В. Новые данные о геологическом строении массива Бештау // Тезисы докладов VII краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1991. С. 79–80.

Бирман А.С., Симако В.Г., Вигинский В.А. Сравнительный анализ тектодинамических условий формирования складчато-инъективных структур района Кавказских Минеральных вод // Тезисы докладов VI краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1985. С. 151–152

Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука. 1979.

Герасимов А.П. Геологическое строение Минераловодского района // Труды ЦНИГРИ, 1937. Вып. 93.

Годзевич Б.Л. Геологическое строение и история гор Пятигорья // Наука. Инновации. Технологии. 2002. №31. С. 110–120

Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанный с разрывными смещениями. (Методич. руководство). Иркутск. 1961. 48 с.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 212 с.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.

Милановский Е.Е. К истории исследований геологов Московского университета на Кавказе // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 4. С. 86–91.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм Альпийского пояса. М.: Недра, 1973. 190 с.

Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99–105.

Павлинов В.Н. Общие черты строения лак¬колитов района Кавказских Минеральных Вод. Труды МГРИ. 1948. Т. XXIII.

Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Доклады АН СССР. Т.267. N4. 1982. С.904–909.

Расцветаев Л.М. Некоторые общие модели дизъюнктивной тектонической деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука. 1985. С.118–127

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. В кн.: «Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов». М.: ГИН АН СССР, 1987а. С.173□235.

Расцветаев Л.М. Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М., «Наука», 1987б. С. 171–182

Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамблях коллизионных структур // Структурные парагенезы и ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 106–113.

Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Тверитинова Т.Ю., Симако В.Г. Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: 1987. С. 96–106

Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Симако В.Г. Некоторые особенности геологии и динамики формирования неогеновых интрузий Минераловодского района // Тезисы докладов VII краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1991. С. 122–124

Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Тверитинова Т.Ю. Некоторые особенности распределения дизъюнктивной деформации в разных зонах Большого Кавказа // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова Думка, 1991. С. 211–217.

Расцветаев Л.М., Курдин Н.Н., Тверитинова Т.Ю. Общая геолого-кинематическая характеристика разрывно-трещинных систем района Кавказских Минеральных вод // Тез. докл. VI краевой конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1985. С. 149–150

Расцветаев Л.М., Курдин Н.Н., Тверитинова Т.Ю. Альпийская структура Кавминводского района и условия ее формирования // Тезисы докладов VII краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1991. С. 119–121.

Соболев Н.Д. Петрология неогеновых ин¬рузивов Северного Кавказа // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, С. 622–634.

Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А.А., Назаров А.С. и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Мине¬ральных Вод. Труды ВИМС. Новая серия. 1959. Вып. 3.

Тверитинова Т.Ю. Тектодинамические условия формирования разрывов и трещин в породах альпийского чехла на территории Кавказских Минеральных Вод (Автореферат дис... канд.геол.-мин.наук). М.: МГУ, 1990. 16 с.

Фондовая:

Бабенко В.Н. Геологическое строение и подземные воды района КМВ. Ч. I. Геологическое строение. Отчет Минераловодской партии за 1952–54 гг. Ессентуки, 1956 ф.

Короновский Н.В., Курдин Н.Н., Бирман А.С. и др. Изучение тектонической структуры альпийского чехла района КМВ. ТГФ ПГО «Севкавгеология», Пятигорск, 1982 ф.

Кожевников А.В., Расцветаев Л.М, Курдин Н.Н., Бирман А.С., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю. Изучение новейшей тектоники и тектодинамический анализ разрывно-трещинных структур КМВ. Промежуточный отчет Центрально-Кавказской партии за 1981–1985 гг. Москва – Ессентуки, 1985 ф. Т. 1. 623 с. (Книги 1 и 2), Т. 2.

Павлинов В.Н. Геологическое строение некоторых северо-западных лакколитов Пятигорья. Пятигорск, 1945 ф.

Файнер Ю.Б., Духина А.А., Горохов В.М., Расцветаев Л.М., Самотей М.А. и др. Отчет о результатах групповой гидрогеологической съемки м-ба 1:50 000 с уточнением геологического строения за 1982–88 гг. Листы L–38–134–Б–в, г, L–38–134–Г, L–38–135–В, К–38–2–Б, К–38–3–А. Фонды КГГГЭ–ТГФ. Иноземцево–Ессентуки, 1988 ф.

УДК 551.7

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАВКАЗА В ДОРЕВОЛЮЦИОННОЕ ВРЕМЯ (XVIII – НАЧАЛО XX ВЕКА)

А.И. Гущин, Т.Ю. Тверитинова

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

В истории региональных геологических исследований Кавказа, продолжающихся почти непрерывно с XVIII века, можно выделить несколько периодов, каждый из которых характеризуется присущими только ему отличительными чертами.

Первый период, который можно назвать начальным или ознакомительным, охватывает практически весь XVIII и первую треть XIX века. В то время геологии как отдельной обособленной дисциплины еще не существовало. Исследователи, как натуралисты в самом широком смысле слова, занимались преимущественно этнографо-археологическими изысканиями и физико-географическими описаниями тех местностей, где путешествовали. Сведения геологического характера в их путевых заметках практически отсутствуют. Так, одному из первых исследователей Кавказа И.Г. Герберу (1680–1734), капитану русской артиллерии, немцу по происхождению, принадлежит одна из первых карт (рис. 1) Восточного Кавказа (1728) и первое подробное описание населяющих его народов, составленные по результатам экспедиции на Каспийское море (1722–1729).

И в записках И.Я. Лерхе (1708–1780), главного врача действовавшего против Персии Астраханского корпуса, о его первом путешествии по Кавказу (1733–1735) можно найти некоторые сведения геолого-географического характера. Так, он сообщает о «нефтяных ключах», соленых озерах и грязевых сопках в районе Баку [Материалы…, 1940].

В 60-х годах XVIII в. происходит оживление экспедиционной деятельности Академии наук в связи с ожидаемым тогда прохождением Венеры через диск Солнца. В период времени между 1768 и 1774 гг. наряду с астрономо-геодезическими экспедициями были организованы несколько крупных естественно-исторических, как их в то время называли в официальных документах «физических», экспедиций. В 1768 г. две экспедиции – третья «физическая» под руководством профессора С.Г. Гмелина (1745–1774) и четвертая – доктора И.А. Гюльденштедта (1745–1781) отправились в Астраханскую губернию и Кавказ. Обе эти экспедиции в геологическом отношении имели исключительное значение как первое обширное геологическое обследование значительной территории Кавказа.

Рис. 1. Карта каспийского побережья от Волги до Куры, составленная И.Г. Гербером в 1728 г. и опубликованная Российской академией наук в 1736 г.

С.Г. Гмелин путешествовал по западному побережью Каспия (1768–1774), добрался до Апшеронского п-ова, находившегося еще под персидским владычеством, и описал его

нефтяные источники. В 1772 г. в районе Кизляра С.Г. Гмелин попал в плен к местному хану, где через полгода умер от истощения и лихорадки в возрасте 29 лет [Материалы…1940].

И.А. Гюльденштедт работал на северном склоне Большого Кавказа в районе Минеральных Вод, затем перебрался в Грузию и вновь вернулся на Северный Кавказ, совершив тем самым полное пересечение Главного Кавказского хребта. Его экспедиция длилась с 1768 по 1775 гг. И.А. Гюльденштедт первым установил, что в центральной части Главного хребта выступают кристалли¬ческие породы – граниты, последовательно облекаемые по периферии осадочными формациями, сначала сланцами, затем – известковыми породами, которые к северу переходят в глинистую неплодородную поверхность [Гильденштедт, 2002]. И.А. Гюльденштедт был по своим воззрениям нептунистом, а потому считал такое строение хребта результатом от¬ложения осадков на первично неровном дне бассейна.

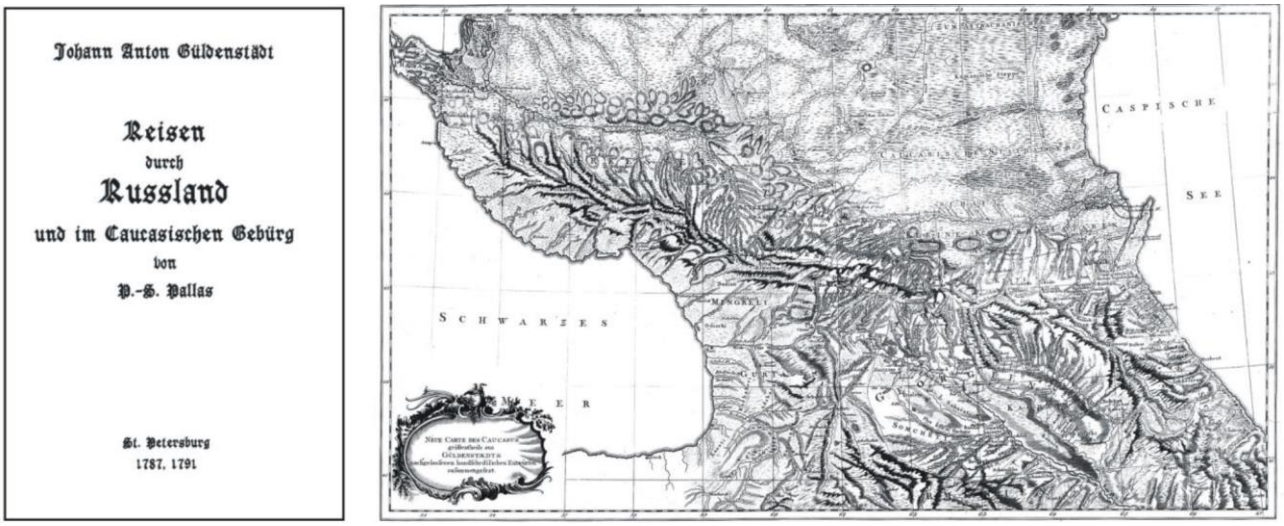


Рис. 2. Книга второго путешествия И.А. Гюльденштедта и составленная им карта

В конце XVIII века масштаб экспедиционных работ в России, в том числе на Кавказе, сокращается, а экспедиции становятся все более специализированными.

Геологическую информацию можно найти только в отчете П.С. Палласа (1741–1811), описавшего во время экспедиции 1793–1794 гг. грязевые вулканы Таманского полуострова [Белоусов, 1993].

После добровольного присоединения Грузии к России в 1801 г. экспедиционная деятельность на Кавказе активизировалась. С правительственным заданием произвести всестороннее научное обследование естественных минеральных богатств на Кавказ и в Закавказье отправляется экспедиция (1799–1805) под руководством химика и минералога

А.А. Мусина-Пушкина (1760–1805). А.А. Мусин-Пушкин в сопровождении горных офицеров А.А. Борзунова, И.И. Эйхфельда, А.М. Карпин¬ского и других посетил большинство из известных в то время месторождений черных, цветных и благородных металлов, квасцового камня, соли, нефти и прочих. Образцы руд и минералов частично анализировались на месте, частично отправлялись в Петербург. Геологи экспедиции, наряду с осмотром месторождений, изучали вмещающие руды породы, в отчетах приводили описания горных «формаций», развитых в районах исследования. Работы Грузинской горной экспедиции, которые с незначительными перерывами продолжались и после смерти А.А. Мусина-Пушкина, наметили первые штрихи картины геологического строения этого края и способствовали развитию горного дела на Кавказе [Тихомиров, 1960].

Затем, в первой трети XVIII столетия, геологические исследования Кавказа заметно расширились. Последовал целый ряд экспедиций Академии наук во главе с минералогом А.К. Шлигельмильхом (1810) в Грузию, М.Ф. Энгельгардтом и И.Ф. Парротом (1811–1815), описавших вулканы и лавы Казбека. А.Я. Купфер, Э.Х. Ленц и др. (1829–1830) проводят описание пород Бокового и Главного хребтов. А.Д. Нордман (1836) занимается палеонтологическими исследованиями в Закавказье.

В 1827 году «Горный журнал», издание которого началось в 1825, напечатал статью И.И. Эйхфельда, некоторое время возглавлявшего Грузинскую горную экспедицию и проработавшего на Кавказе почти непрерывно свыше четверти века. В статье подведены итоги деятельности Грузинской горной экспедиции, описаны геологические разрезы Северного Кавказа и Закавказья, установлена последовательность смены отдельных свит при пересечении Главного Кавказского хребта по Военно-Грузинской дороге, приведены некоторые сведения о геологии Малого Кавказа. Во второй части статьи перечисляются все известные месторождения полезных ископаемых Кавказа. В последующие годы этот труд И.И. Эйхвельда долго служил в качестве справочного материала для кавказских геологов [Эйхфельд, 1827].

В тридцатых годах XIX века по Крыму и Кавказу много путешествовал один из пионеров геологического изучения края французский исследователь Ф. Дюбуа де Монпере (1799–1850) (рис. 3). Результаты экспедиции 1833–1834 гг. он опубликовал в шеститомном труде «Путешествие вокруг Кавказа у черкесов и абхазов, в Колхиде, Грузии, Армении и в Крыму» (1839–1843), где изложил много интересных, хотя все еще отрывочных, данных и наблюдений по геологии Кавказа, но, несомненно, более разнообразных и достоверных по сравнению с предшественниками [Дюбуа де Монпере, 1937]. К работе прилагался атлас, в V

серии которого, посвященной геологии, содержались карты, схемы, разрезы, виды, панорамы наиболее интересных в геологическом отношении мест, зарисовки окаменелостей и т.д.

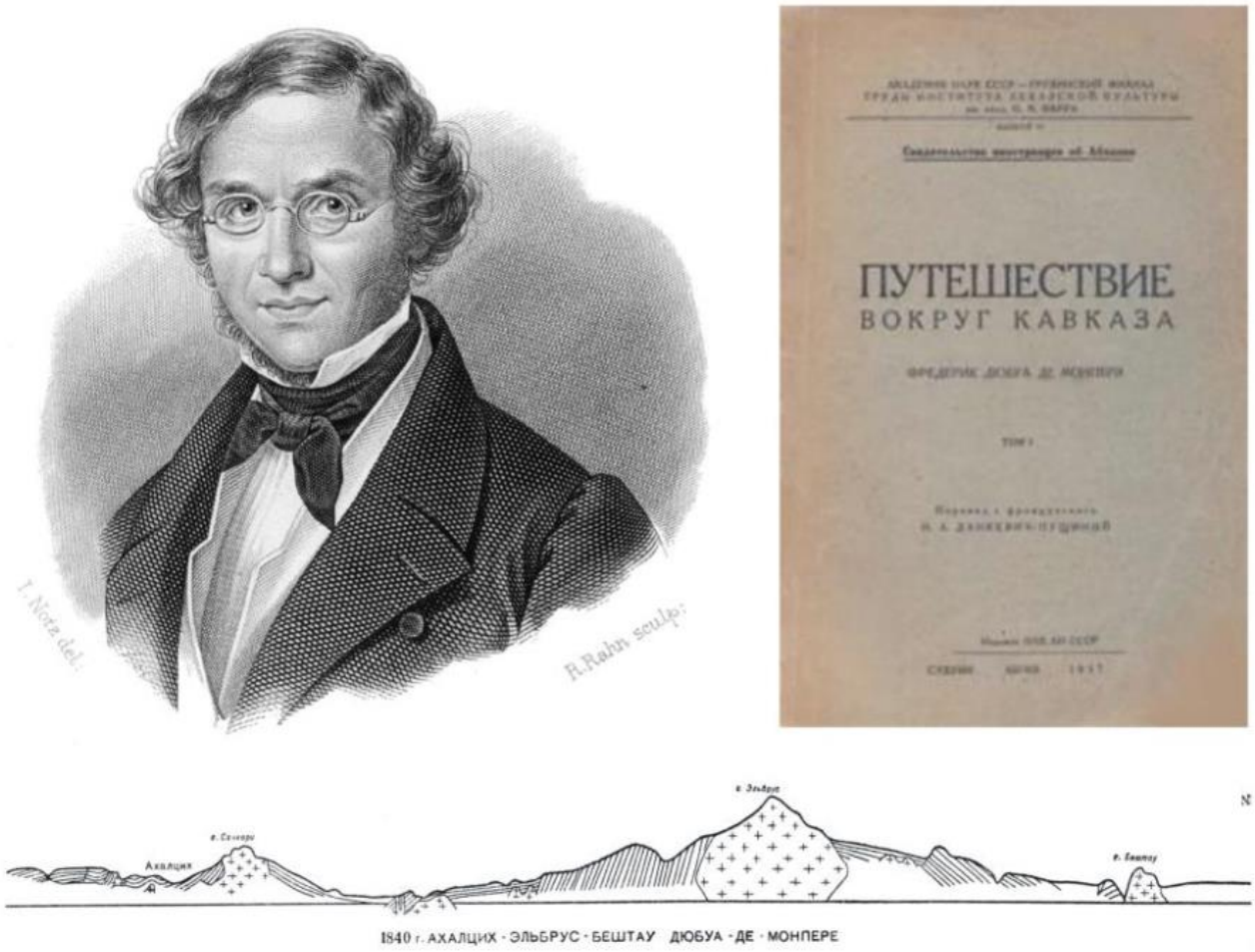


Рис. 3. Фридрих Дюбуа де Монпере (1799-1850) и русское издание его книги 1840 г. *Внизу – геологический разрез от Ахалциха до г. Бештау*

В результате геологических исследований Кавказа к сороковым годам XIX века были собраны значительные данные о минеральных ресурсах, последовательности залегания развитых на Кавказе свит, возрасте некоторых из них. Было установлено несколько региональных угловых стратиграфических перерывов, что позволило уже в то время составить более или менее четкое представление об особенностях геологического строения Кавказа и верно наметить в самых общих чертах этапы его геологического развития.

Второй период геологического изучения Кавка¬за охватывает всю вторую половину XIX века. Начало периода связано с более чем тридцатилетними (1844–1876) исследованиями Г.В. Абиха (1806–1886), немца по рождению, действительного члена Россий¬ской академии

наук, «отца кавказской геологии». Именно с трудов Г.В. Абиха, охвативших весь Кавказ, началось его фундаментальное систематическое геологическое изучение. На Кавказе Абих занимался всем: региональными геологическими исследованиями, минералогией, литологией и петрографией, палеонтологией и стратиграфией, тектоникой и вулканизмом. Он изучал угольные, газовые, нефтяные и другие месторождения полезных ископаемых, минеральные источники, изучал ледники Кавказа, проводил инженерно-геологические и метеорологические изыскания. Абих посетил многие районы Кавказа, но основные его работы были сосредоточены в Закавказье и в меньшей степени затронули Главный хребет, Дагестан, район Минеральных Вод и Приэльбрусья, Апшеронский и Таманский полуострова. Тем не менее, в 1852 г. он публикует геологический разрез северного склона Кавказа от Эльбруса до Бештау (рис. 4).

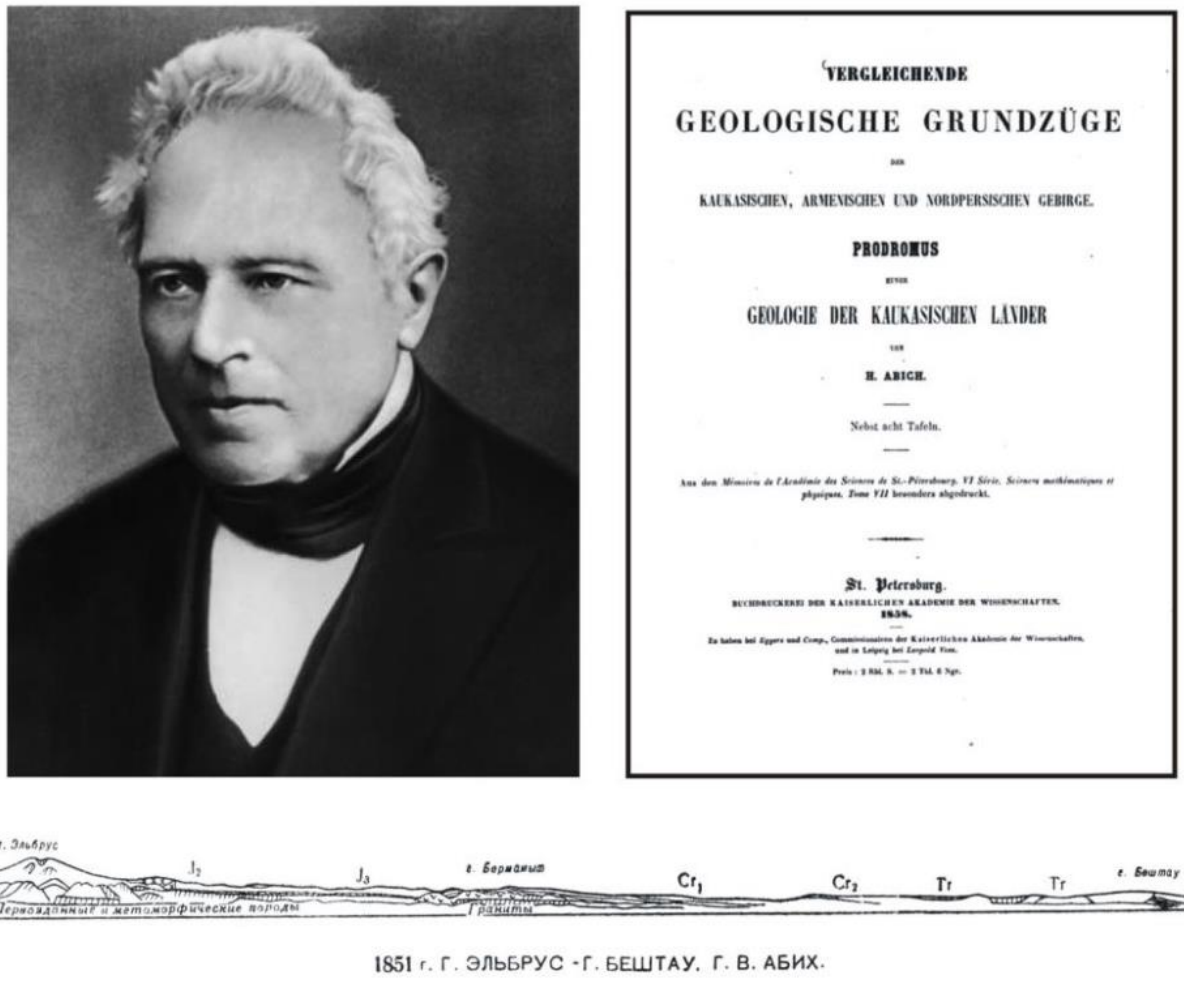


Рис. 4. Герман Вильгельм Абих (1806-1886) и его первое обобщение по Кавказу 1858 г.

Внизу – геологический разрез от Эльбруса до г. Бештау, 1851 г.

В статье, поясняющей разрез, Г.В. Абих впервые выделяет на Кавказе юрские отложения и разделяет их на три яруса: нижний «песчаный», представленный конгломератами и песчаниками с большим количеством окремнелого дерева и следами угля, средний, «лежащий с меньшими по величине слоями на угленосном песчанике» и верхний, «известковый» ярус [Абих, 1852].

В 1859 г. Абих публикует обобщающий собственные исследования труд по геологии Кавказа, написанный с точки зрения господствовавшей в то время гипотезы его учителей А. Гумбольдта и Л. Буха – «гипотезы кратеров поднятия» [Abich H., 1859].

Примерно в это же время, в 1862 г., в нескольких номерах журнала «Русский вестник» выходит в свет монография Г.Е. Щуровского «Геологические очерки Кавказа», посвященная геологии Кавказа и Закавказья [Щуровский, 1862]. Автор на Кавказе никогда не работал. Тем не менее, его книга, основанная исключительно на публикациях многих исследователей от первопроходцев XVIII века до классических работ Г.В. Абиха, по охвату материала и освещению главных проблем геологии этого региона стала, вероятно, первой в русской литературе обобщающей работой по истории изучения и состоянию геологических знаний о Кавказе того времени.

Последняя экспедиция Г.В. Абиха на Кавказ состоялась в 1874–1875 гг. в район Минеральных вод. Огромный геологический материал, собранный за 30-летний период всестороннего изучения Кавказа, требовал завершения. В 1876 г. Г.В. Абих вышел в отставку и уехал в Вену [Волкова, Тихомиров, 1959].

Последние годы жизни Г.В. Абих занимался подготовкой к изданию завершающего труда по геологии Кавказа [Abich H., 1878, 1887] (рис. 5). Первые два тома, опубликованные при жизни автора, были удостоены Золотой Константиновской медали Императорского Русского географического общества.

Вслед за Г.В. Абихом систематические геологические исследования на Кавказе вели геологи Кавказского горного управления, расположенного в Тифлисе. Работы управления, которые но¬сили преимущественно прикладной характер, были сосредоточены в основном в горнопро¬мышленных районах, тем не менее они сопровождались составлением отдельных геологических карт и во многом дополняли данные Абиха.

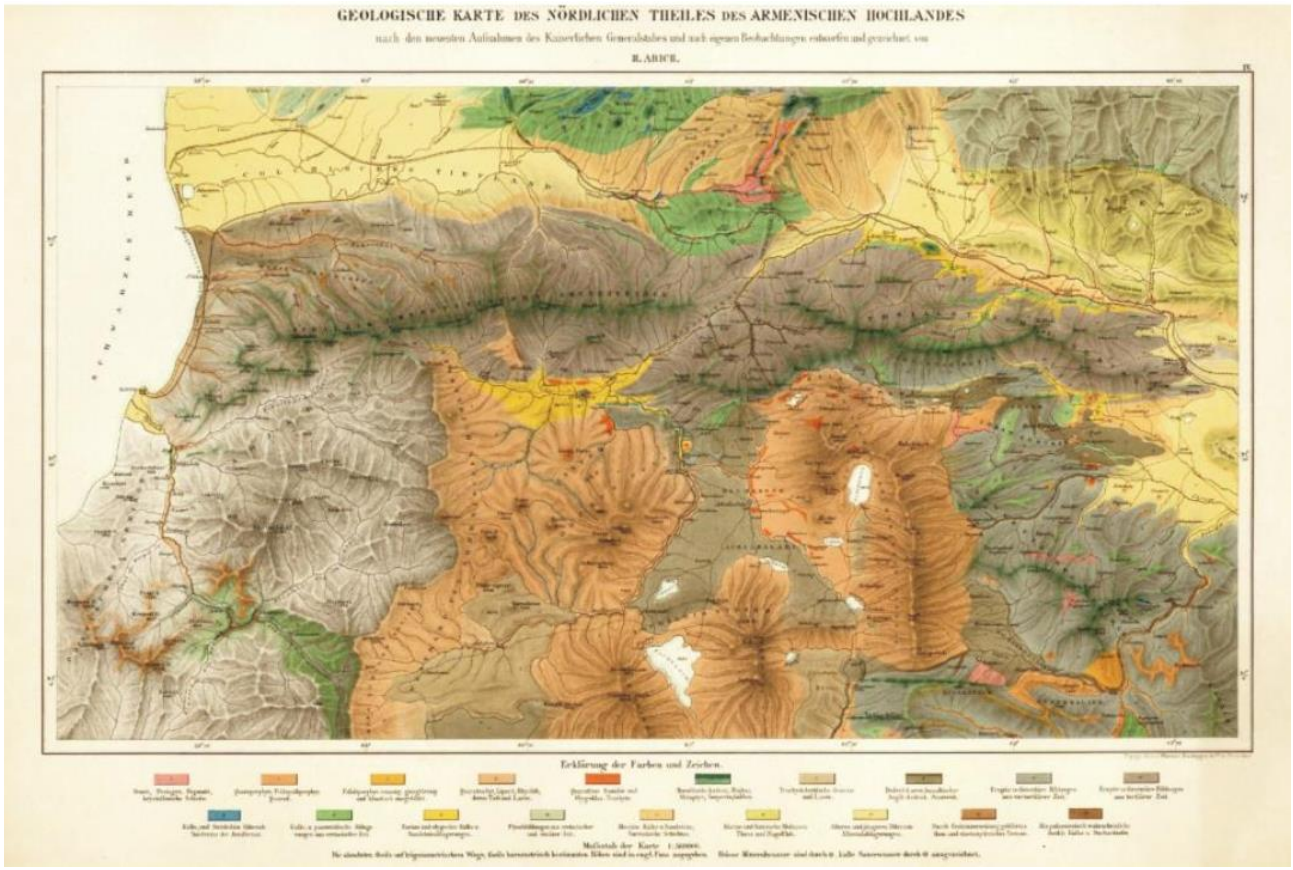


Рис. 5. Карта Армянского нагорья, составленная Абихом 1878 (?)

[https://www.raremaps.com/gallery/detail/46900/geologische-karte-des-nordlichen-theiles-des-armenischen-hoc-abich]

Задачи систематической геологической съёмки всей территории Кавказа перед геологами Кавказского горного управления не ставилось. Результаты исследований публиковались в изданиях Горного управления «Материалы для геологии Кавказа», выходивших с 1869 г. вплоть до 1915 г. За это время было выпущено 36 томов, в которых помещены 94 геологические работы, почти всегда сопровождаемые геологическими картами и разрезами [Ренгартен, 1953а].

Среди наиболее известных исследований того времени можно назвать сохранившие исторический интерес работы Г.Г. Цулукидзе по нижнему мелу, С.Г. Симоновича по вопросам стратиграфии Центральной Грузии, С.Г. Симоновича и А.И. Со¬рокина с описаниями Пятигорского края. Статьи А.М. Коншина о нефтяных месторождениях Северо-Западного Кавказа Грозненского района, Апшеронского полуострова, горячих минераль¬ных источниках Восточного Кавказа, источниках северного склона и по геологии Черноморского побережья. Но прежде всего, во многом не утратившие значения труды Н.Н. Барбот де Марни по геологии, тектонике и полезным ископаемым Дагестана, Эльбрусскому

полиметаллическому месторождению. Совместные работы Н.Н. Барбота де Марни и Н.Я. Данилевского, связанные с изучением возможности использования Маныча для водного пути и орошения, дали первые достоверные сведения о Калмыцких степях и Маныче.

В горных областях Кавказа подобных планомерных работ не было.

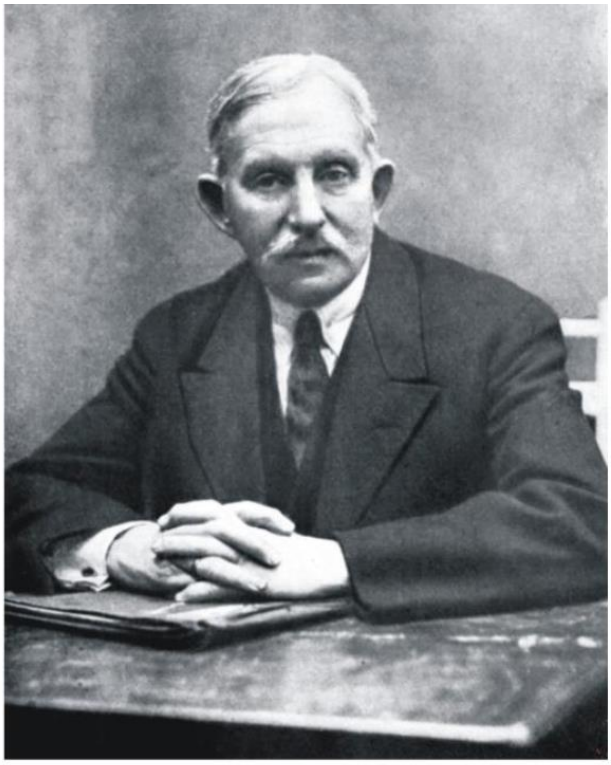
Особое место занимают геологические исследования, проведенные в этот период в области Главного хребта петербургскими геологами под руководством А.А. Иностранцева. Работы были организованы в связи с проектом строительства Транскавказской перевальной железной дороги между Владикавказом и Тифлисом. Исследования А.А. Иностранцева и его сотрудников, а среди них следует упомянуть Н.И. Каракаша, С.И. Стрешевского, Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, по одному из пересечений Кавказа по долине Ассы через Архотский перевал, позволили дополнить и уточнить существовавшие представления о геологическом строении центральной части северных предгорий Кавказа и Главного хребта. Результаты работ были опубликованы в обширной коллективной монографии под общей редакцией А.А. Иностранцева в 1896 г. (рис. 6) [Иностранцев, 1896].

Собранный материал лег в основу нескольких обобщающих тематических работ. К ним можно отнести исследования по теоретической петрографии и вулканизму Ф.Ю. Левинсона-Лессинга 1898 и 1903 гг. «Меловые отложения северного склона Главного хребта и их фауна»» Н.И. Каракаша 1897 г. Именно с этого пересечения Кавказского хребта начались многолетние классические исследований Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и его учеников, в первую очередь Д.С. Белянкина, по петрографии магматических пород Кавказа и примыкающих областей [Геология СССР, 1968].

Проект строительства Транскавказской железной дороги вызвал необходимость исследований и по нескольким другим перевалам через Главный хребет. В результате появились описания некоторых высокогорных областей П.П. Пятницкого, 1904–1905 гг. и большая работа И.В. Мушкетова по результатам исследований в верховьях рек Теберды и Чхалты 1896 г. [Геология СССР, 1947].

В последней четверти XIX века кроме русских геологов на Кавказе работают и иностранцы. Обширные работы ведет швейцарец Э. Фавр, который в 1875 г. дает первую обобщающую картину геологического строения центральной части Большого Кавказа и его северного склона. Но допускает при этом значительную ошибку, он неправильно относит юрские сланцы Главного хребта к палеозою.

А.А. Иностранцев (1843-1919)



Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1861-1939)

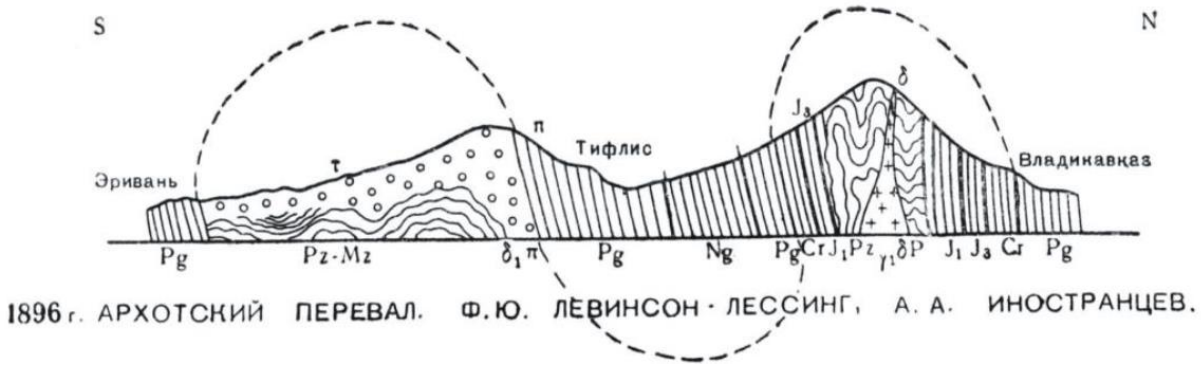


Рис. 6. Схематический разрез через Главный кавказский хребет (Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, А.А. Иностранцев, 1896)

Его соотечественник Э. Фурнье в своей большой работе по геологии Центрального Кавказа (1896) дополняет исследования Э. Фавра. Он широко использует материалы кавказских геологов и впервые выявляет веерообразную структуру Главного хребта (рис. 7).

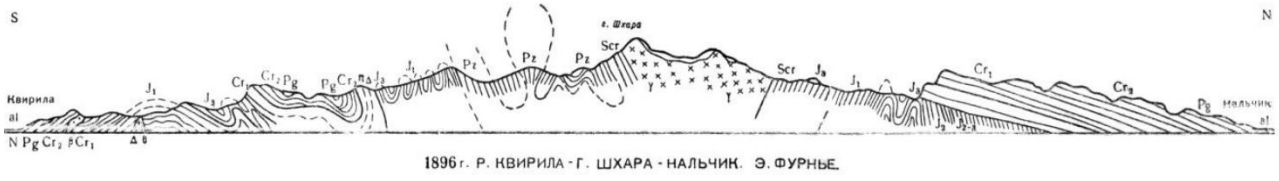


Рис. 7. Разрез через Кавказ р. Квирила – г. Шхара – Нальчик (Э. Фурнье, 1896)

В 1897 г. Петербург принимает VII Международный геологический конгресс, участники которого посещают Кавказ с экскурсией. Геологические путеводители по разным маршрутам, написанные специально для конгресса Н.И. Каракашем, А.М. Коншиным, Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом и К.Ф. Ругевичем суммировали накопленные к тому времени сведения и подвели итог всему второму периоду геологического изучения Кавказа. В эти же годы в конце XIX в. Н.И. Андрусов приступает к своим многолетним исследованиям неогеновых отло¬жений Кавказа, заложившим основу современной схемы их стратиграфии [Милановский, Хаин, 1963].

Таким образом, к началу XX в. трудами многих поколений геологов по Кавказу был собран большой геологический материал, но он был в значительной степени фрагментарным, носил неравноценный характер по содержанию, не давал общей картины строения Кавказа ни в стратиграфическом, ни в тектоническом отношении. Данные по различным районам были противоречивы, не всегда увязывались между собой. Возрастное положение многих групп отложений оставалось неясным, совсем мало сведений было по тектонике, картографический материал был весьма ограничен.

Третий период. На рубеже двух столетий стало очевидным, что коллектив геологов Кавказского горного управления, который несомненно внес существенный вклад в дело изучения геологии и минеральных богатств Кавказа, в силу своей малочисленности и слабости научной и приборной базы, оказался не в состоянии справиться с возрастающими задачами геологического изучения Кавказа и прежде всего его нефтеносных районов. По этой причине в 1901 г. Кавказское горное управление ходатайствует о привлечении к систематическому исследованию нефтеносных областей Кавказа геологов Геологического комитета. Одновременно с выполнением этих специальных работ Геолком, в соответствии со своей основной задачей, организует проведение геологосъемочных работ юго-восточной части Большого Кавказа. Исследования комитета начинаются в 1902 г. на Апшероне, в Дагестане и Грозненской области. Картирование велось по методу, разработанному Л.И. Лутугиным в Донбассе. Исследования в пределах Дагестана и Грозненской области под общим руководством Н.А. Соколова проводили Д.В. Голубятников, К.П. Калицкий, Е.М. Юшкин и С.К. Квитко. А с 1903 г. Г.П. Михайловский и П.Е. Воларович, сменившие Е.М. Юшкина и С.К. Квитко. Уровень работ геологов Геолкома был неизмеримо выше, чем уровень работ Кавказского горного управления. Наряду с решениями проблем нефтеносности территории, ими большое внимание уделялось разработке детальной стратиграфии молодых отложений предгорий Кавказа, проводился тщательный сбор и

палеонтологическая обработка окаменелостей, породы подвергались микроскопическим исследованиям. Одновременно началось изучение отдельных высокогорных участков Кавказа в юго-восточном Дагестане, в районе Шахдага, по р. Самур и др. Наиболее важными являются работы К.И. Богдановича (1902–1906) по стратиграфии и тектонике высокогорных районов, в которых не только были намечены важнейшие черты геологии юго-восточно¬го Кавказа, но и затронут ряд важных теоретических представлений геологии [Геология СССР, 1968].

С 1907 г. исследования Геолкома на Кавказе расширяются, они распространяются на Кубанскую нефтеносную область (К.И. Богданович, С.И. Чарноцкий), где они также дают важные результаты по стратиграфии меловых и более молодых отложений, по некоторым основным чертам тектоники и т.д. Продолжаются работы на Апшероне (Д.В. Голубятников, П.Е. Воларович, А.Н. Рябинин).

Геологический комитет приступает к исследованиям в районе Кавказских Минеральных Вод. Эти работы под руководством А.П. Герасимова, выполнявшиеся А.Н. Огильви, Н.Н. Славяновым, Я.В. Лангвагеном и др., привели к многоплановым исследованиям Приэльбрусского района, в том числе и геологосъемочным работам. В результате была разработана стратиграфия минераловодского палеогена, открыты на Кавказе отложения силура и фауна кембрия к югу от Кисловодска. Были изучены интрузивные тела Пятигорья, установлен их миоценовый возраст. Изучена новейшая вулканическая деятельность Эльбруса. Гидрогеологические изыскания привели к решению многих вопросов, связанных с водоснабжением и эксплуатацией минеральных вод. А.П. Герасимов занимался вопросами геоморфологии, гляциологии, особое его внимание привлекали исследования следов древнего оледенения Кавказа (рис. 8) [Ренгартен, 1953б].

В 1908 г. по поручению Кавказского горного управления Н.И. Лебедев составляет сводную геологическую карту Кавказского края, которая показывает отрывочность и неполноту геологической информации по многим районам, остающимися на карте в виде белых пятен (рис. 9).

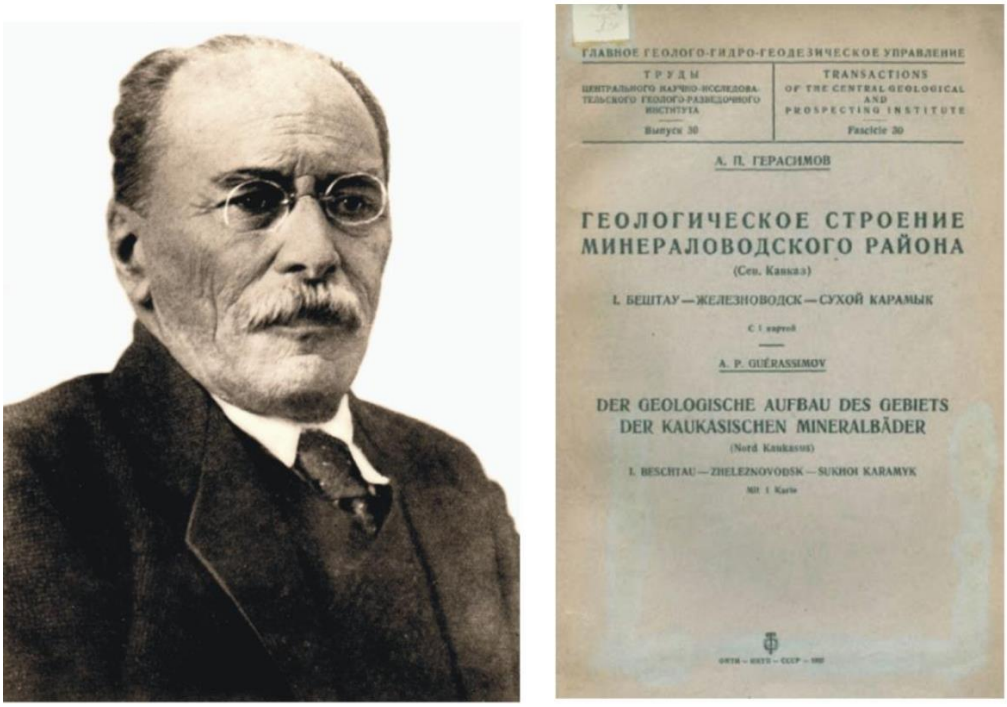


Рис. 8. А.П. Герасимоав (1869-1942) и его труд «Геологическое строение Минералводского района», 1935 г.

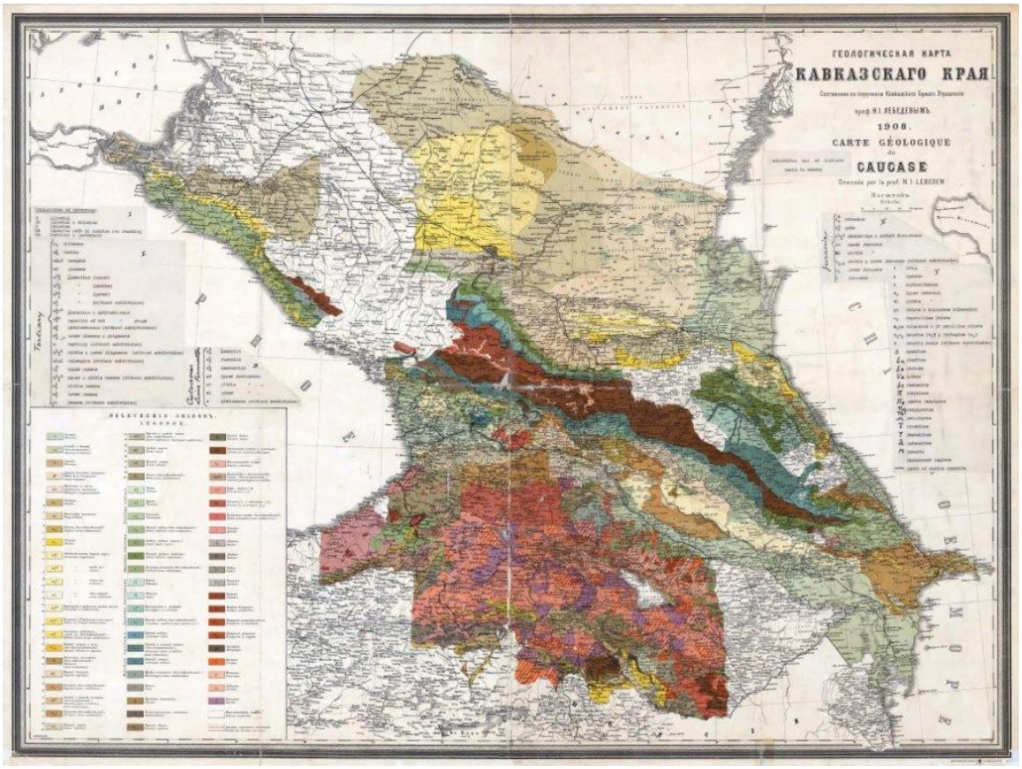


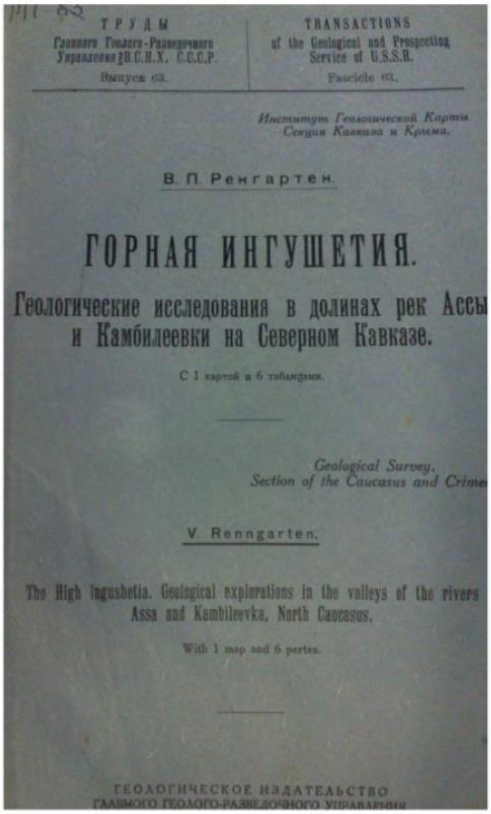
Рис. 9. Геологическая карта Кавказского края. *Масштаб прибл. 1:1500000. 1908 г. Составлена проф. Н.И. Лебедевым по поручению Кавказского Горного Управления / Картографическое заведение А.Ильина. С.-Петербург. 1908*

Геологическая съемка, проводимая Геолкомом на Кавказе, постепенно расширяется. В 1909 г. начинаются работы в районе Нальчика (В.П. Ренгартен) и в Кахетии (А.Н. Рябинин). В результате исследований В.П. Ренгартена обширного района, примыкающего к Нальчику, которые продолжались до 1914 г., были изучены юрские, меловые и более молодые отложения. Собранная и тщательно обработанная большая коллекция фауны позволила значительно уточнить стратиграфию юрских толщ, выделить породы келловейского возраста, установить стратиграфические перерывы в тоаре и раннем титоне. Но особенно подробно были расчленены меловые отложения, выделены все ярусы мела и ряд фаунистических зон. В 1912 г. В.П. Ренгартен исследовал район проектируемой Перевальной железной дороги и провел детальную геологическую съемку и инженерно-геологические изыскания в бассейнах рек Ассы и Камбилеевки (рис. 10) [Ренгартен, 1931].

В том же году, также в связи с изысканиями трассы Перевальной железной дороги А.Н. Рябинину было поручено сделать пересечение Главного хребта по маршруту Тионети–Шалежи–Серноводск через Чанчахский перевал. В результате составленный А.Н. Рябининым профиль (1914) показал сложное строение Кавказского хребта с системой опрокинутых к югу складок (рис. 11). Найденная в сланцах юрская фауна позволила автору поставить вопрос о возрасте полосы сланцев, которые до этого считались палеозойскими.

В это же время А.Л. Рейнгардом, А.П. Герасимовым, В.П. Ренгартеном в разных местах Кавказа были собраны убедительные новые данные, свидетельствующие о многократных оледенениях Кавказа. Особенно ценные специальные геоморфологические исследования с 1910 по 1917 г. были проведены А.Л. Рейнгардом на Центральном Кавказе и Черноморском побережье. В дальнейшем им была создана схема ледниковых эпох Большого Кавказа, долгое время сохранявшая свое значение [Ренгартен, 1953б].

Из работ 1907–1916 гг. необходимо отметить исследования И.И. Никшича в горной части бассейна р. Белой в области развития мезозойских отложений, обосновавшим выделение здесь верхнего лейаса и келловея. Открытие В.Н. Робинсоном угленосных отложений каменноугольного возраста в урочище Черноречье по р. Малая Лабе, которые позже, в 1916 г. им, И.И. Никшичем, А.Н. Криштофовичем и А.Д. Стопневичем были прослежены до р. Кубани [Геология СССР, 1968].



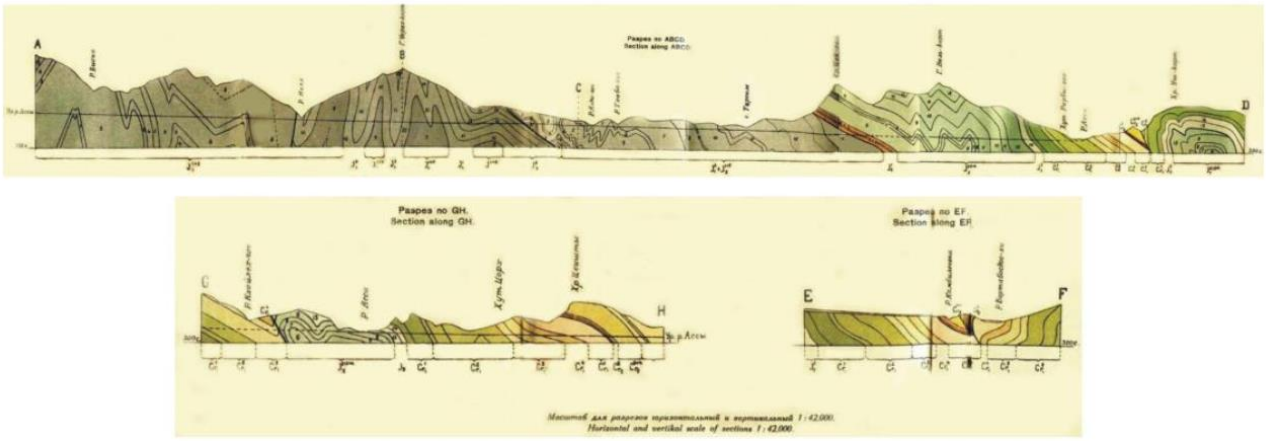


Рис. 10. В.П. Ренгартен (1882-1964) и издание его книги «Горная Ингушетия» 1931 г.

Внизу – геологичесекие разрезы Асса-Камбилеевского района

Рис. 11. Профиль Тионети–Серноводск (А.Н. Рябинин, 1914)

Итак, в период 1901–1917 гг. на Кавказе трудами в основном сотрудников Геолкома были проведены довольно широкие геологические изыскания и выявлены многие важные

черты его геологического строения. Работы постоянно расширялись, они распространялись на новые районы, охватывали все более новые вопросы строения, геологической истории, полезных ископаемых. И все же Кавказ продолжал оставаться изученным очень неравномерно. Обширные горные и высокогорные территории не были еще исследованы вовсе. Не было общей стратиграфической схемы отложений, не было сколько-нибудь полной картины тектонического строения, история геологического развития Кавказа только намечалась.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абих Г.В. Объяснение геологического разреза склона Кавказа от Эльбруса до Бештау с ЮЮЗ к ССВ. В кн.: «Кавказский календарь на 1853», отд. 4. Тифлис, 1852. с. 440-471.

Белоусов В.В. Очерки истории геологии. М.: 1993. – 272 с.

Волкова С.П., Тихомиров В.В. Жизнь и труды Германа Вильгельмовича Абиха. «Очерки по истории геологических знаний», М., Углетехиздат, 1959. Вып. 8. С. 177-238

Геология СССР. Том IX. Северный Кавказ. Часть 1. Геологическое описание. М.-Л, Государственное издательство геологической литературы министерства геологии СССР, 1947 .600 с.

Геология СССР. Том IX. Северный Кавказ. Часть 1. Геологическое описание. М., Недра, 1968 .760 с.

Дюбуа де Монпере Ф. Путешествие вокруг Кавказа. У черкесов и абхазов, в Колхиде, в Грузии, в Армении и в Крыму. Сухуми: АбГИЗ, 1937. 180 с.

Иностранцев А.А., Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Каракаш Н.И., Стрешевский С.И. Через Главный Кавказский хребет. Геологические исследования предполагаемого ж.-д. пути через Архотский перевал между Владикавказом и Тифлисом. СПб., 1896.

Иоганн Антон Гильденштедт. Путешествие по Кавказу в 1770-1773 гг. – СПб.: Петербургское Востоковедение, 2002. – 512 с.

Материалы для истории экспедиций Академии Наук в XVIII и XIX веках: Хронологические обзоры и описание архивных материалов / Сост. В.Ф. Гнучева; под общ. ред. В.Л. Комарова; редакторы Л.С. Берг, Б.Д. Греков, Г.А. Князев (отв. ред.), Л.Б. Модзалевский. - М.; Л. : Изд-во АН СССР, 1940. - 310 с. - (Труды Архива Академии Наук СССР; Вып. 4).

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963. 357 с.

Ренгартен В.П. Горная Ингушетия. Геологические исследования в долинах рек Ассы и Камбилеевки на Северном Кавказе. Тр. Гл. геол.-разв. Упр., 1931, вып. 63. 195 с.

Ренгартен В.П. Исследования Закавказских геологов в конце XIX и начале XX века. «Очерки по истории геологических знаний», М., Изд-во АН СССР, 1953а, Вып. 1. с. 77-94

Ренгартен В.П. Работы Геологического комитета на Кавказе в начале XX века. «Очерки по истории геологических знаний», М., Изд-во АН СССР, 1953б, Вып. 2. с. 94-113.

Тихомиров В.В. Геология в России первой половины 19 века. Часть 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 227 с.

Щуровский Г.Е. Геологические очерки Кавказа // Рус. вестн. 1862. №4, 5, 6. Переизд. в кн.: Щуровский Г.Е. Речи и статьи, собранные и изданные ко дню юбилея Обществом любителей естествознания, антропологии и этнографии. 1878. Т. XXXIII. Вып. 2. (Приложение). С. 196-286.

Эйхвальд И.И. Геогностическое описание гор Грузинского края или областей, принадлежащих России между Черным и Каспийским морями, с указанием заключающихся в них полезных минералов и состояния горного производства, в сем крае существующего // Горн. журн., 1827, №7 и 8.

Abich H. Vergleichende geologische Grundzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge als Prodromus einer Geologie der Kaukasischen Länder. Mém. De I´Acad. des sci. de St. Pétersbourg, sci. máthem. et phys., pt. 1, sér. 6, 1858, t. 7(9), p. 359-534.

Abich H. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. Th. 1 Eine Bergkalkfauna aus der Araxesenge bei Djoulfa in Armenien. Wien, 1878. VII, 126 s., 11 tafeln.

Abich H. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. Th. 3. Geologie des Armenischen Hochlanders. 2 Ősthälfte. Wien, 1887. XII, 462 s., 20 Tafeln.

УДК 551.1/.4

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕХНОЛОГИИ 3D ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ СОПОСТАВЛЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЕШИФРИРОВАНИЯ С ДАННЫМИ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ П-ОВА ЯМАЛ

В.А. Зайцев, Л.В. Панина

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

ВВЕДЕНИЕ

Дешифрирование космических снимков является одним из наиболее прогрессивных методов изучения разрывной тектоники. Особенно после появления космических изображений, обладающих высокой степенью разрешения, и специальных компьютерных технологий, что позволяет обрабатывать эти изображения с целью получения информации о детальном геологическом строении изучаемой территории. Космические снимки, обладая такими свойствами, как большая обзорность, объективность отображения характера поверхности Земли и естественная генерализация, являются тем материалом, который позволяет наиболее полно и всесторонне оценить степень тектонической нарушенности земной коры. Широкий диапазон масштабов космических снимков дает возможность изучать различные аспекты геологического строения территории с разной степенью детальности в соответствии с задачами, стоящими перед исследователями.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ

Структурно-геоморфологический анализ рельефа, предложенный Н.П. Костенко, основные положения которого изложены в учебнике 1999 г., успешно зарекомендовал себя в разных регионах. Для выявления новейших дислокаций был выполнен структурно-геоморфологический анализ полуострова Ямал, в основе которого лежало дешифрирование радарных изображений ASTER GDEM (рис. 1) и топографической карты в масштабе 1:500 000. Рельеф района исследования равнинный, максимальные абсолютные отметки в сводовых частях поднятий составляют 85-87м. Наиболее высокие отметки рельефа приурочены к центральной части полуострова Ямал, вытянутого в субмеридиональном направлении и ограниченного морскими акваториями с запада, востока и севера.

Используя признаки дешифрирования, предложенные Н.П. Костенко [1999], была выявлена система поднятий разного ранга, разделенных узкими впадинами. Эти

пликативные структуры нарушены слабыми зонами (разрывами, зонами трещиноватости и др.) с преобладающим северо-западным и северо-восточным простиранием. Реже встречаются субширотные и субмеридиональные слабые зоны (рис. 2).

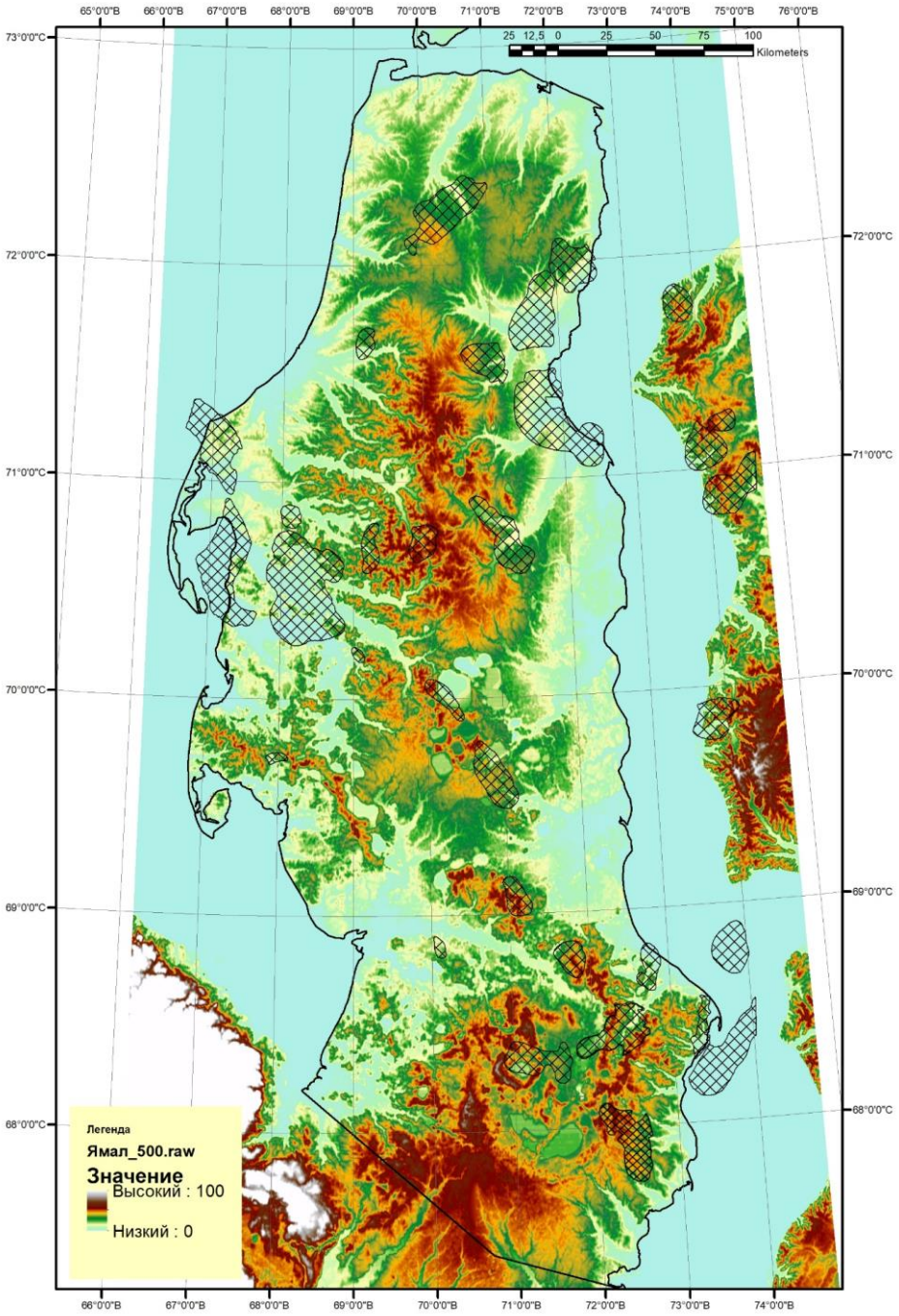


Рис.1. Цифровая модель рельефа ASTER GDEM, мелкомасштабная с разрешением 500x500 метров.

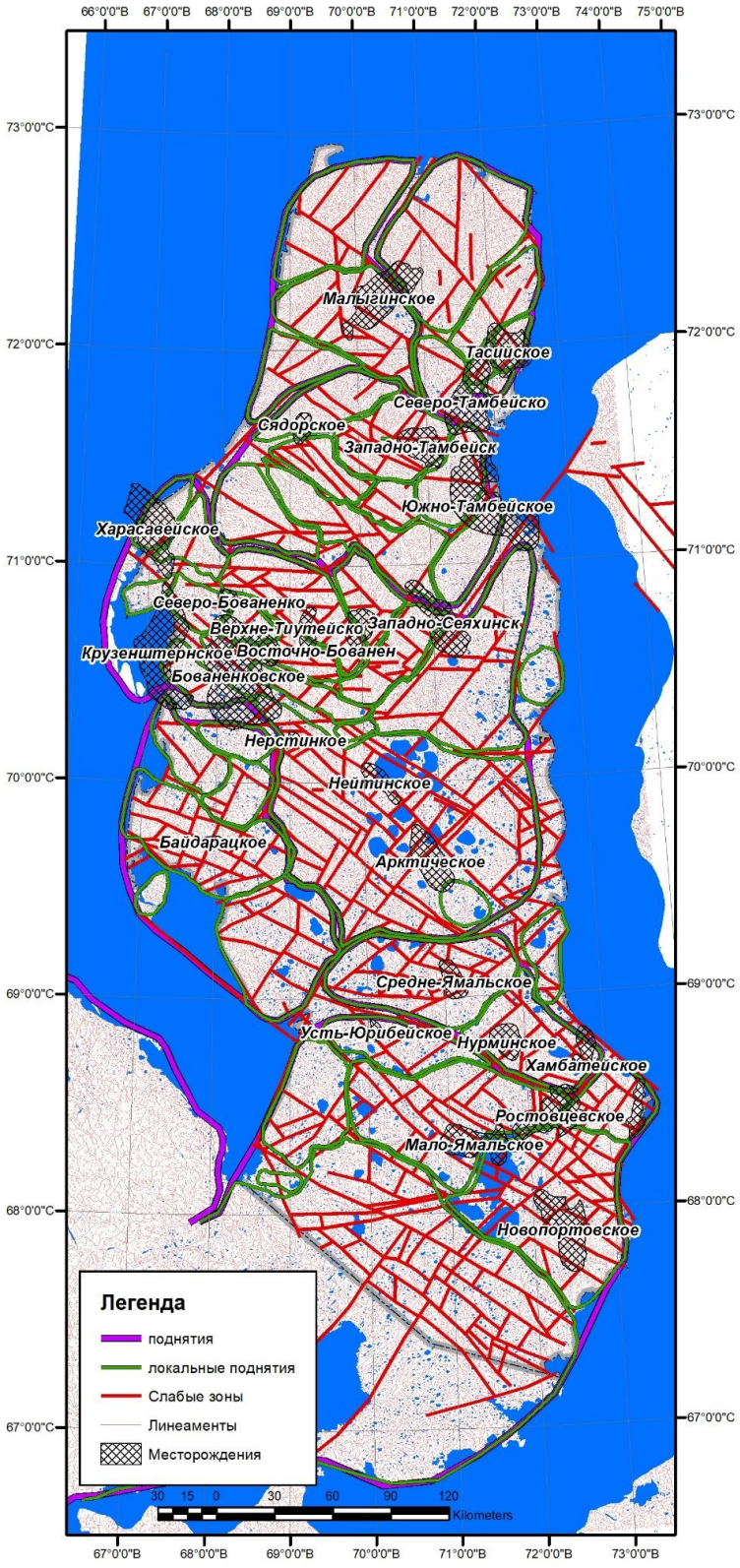


Рис. 2. Структурно-геоморфологическая карта п-ова Ямал.

Сочетание пликативных структур (поднятий и впадин) и слабых зон указывает на сводово-блоковый стиль новейших дислокаций. Большую часть района занимают поднятия разного ранга, что указывает на воздымание, которое испытывает Ямал на новейшем этапе. Некоторые поднятия суши на западе продолжаются в акватории (Шараповы острова, остров Халэнго, остров Литке). Возможно северным продолжением Ямала является остров Белый. В пределах крупных поднятий в рельефе выделяются поднятия более низкого ранга (локальные). Границами поднятий часто служат речные долины, которые разрабатывают слабые зоны преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания.

Выделенные слабые зоны на отдельных участках совпадают с градиентными зонами поверхности фундамента, т. е. приурочены к участкам перехода от опущенных блоков фундамента к поднятым, часто представленными разрывными нарушениями. Некоторые, наиболее протяженные слабые зоны соответствуют простиранию структур фундамента, а также служат границами крупных блоков фундамента, вдоль которых резко меняется простирание изогипс его поверхности. В структурном плане фундамента можно выделить три крупных блока, которые выражаются в новейшей структуре. Назовем их южный, центральный и северный. В южном блоке преобладает северо-западное простирание изогипс, в центральном появляются широтные и субмеридиональные структуры, в северном доминируют северо-восточные ориентировки дислокаций фундамента. Эти изменения согласуются с характером вытянутости и границами положительных и отрицательных магнитных аномалий. Отметим хорошую корреляцию этих изменений с конфигурацией месторождений. В южном блоке Средне-Ямальское, Арктическое, Нейтинское месторождения вытянуты в северо-западном направлении согласно с простиранием изогипс фундамента и слабых зон. В центральном блоке серия месторождений (Крузенштернское, группа Боваленских, Верхне-Тиутейское, Харасавейское) вытянуты субмеридионально. В северном блоке преобладают северо-восточные ориентировки контуров месторождений (Малыгинское, Западно-Тамбейское, Северо-Тамбейское, Тасийское) и структур фундамента. Кроме того, наблюдается прямая корреляция некоторых месторождений с магнитными аномалиями (Малыгинское, Северо-Тамбейское, Харасавейское, Новопортовское).

Таким образом, наблюдается хорошая корреляция структур фундамента со слабыми зонами и месторождениями.

Сравнивая структуры фундамента с новейшими, выраженными в рельефе пликативными дислокациями, можно сказать, что в целом выделенная система крупных

новейших поднятий наследует наиболее поднятые структуры фундамента. Отметим, что четкого копирования локальными новейшими поднятиями структур фундамента нет. Как правило, площади новейших поднятий больше размеров положительных структур фундамента и часто включают прилегающие впадины фундамента. Новопортовское месторождение на юго-востоке района четко расположено над сводом поднятия фундамента и приурочено к новейшему поднятию возвышенности Хой. Хорошее соответствие новейших локальных поднятий структуре фундамента наблюдается в области Тасийского и Северо-Тамбейского лицензионных участков. Здесь месторождения вытягиваются в северо-восточном направлении вдоль свода фундамента. Расположенные над сводами фундамента Западно – и Южно-Тамбейское месторождения приурочены к периферия растущих новейших локальных поднятий. Подобная картина наблюдается на Малыгинской и Харасавейской лицензионных площадях. Контуры Крузенштернского, Бованенковского, Восточно- и Северо-Бованенковского, Верхне-Тиутейского месторождений тяготеют к периферия растущих новейших локальных поднятий и расположены над сводами фундамента (Бованенковское, Верхне-Тиутейское).

Результаты структурно-геоморфологического анализа прекрасно коррелируются с картой магнитных аномалий EMAG2_Earth_Magnetic_Anomaly. Что свидетельствует о достоверности, выполненного анализа п-ова Ямал (рис. 3).

Таким образом, месторождения, как правило, расположены над сводами фундамента и приурочены к склонам (периферия) новейших локальных поднятий, узким впадинам-долинам, разделяющим эти поднятия, и реже к их сводам. Крупные новейшие поднятия в целом наследуют структуры фундамента, а локальные, усложняют новейший структурный план. Характерна тенденция вовлечения впадин в процесс общего поднятия территории. Рост периферии новейших поднятий приводит к перераспределению углеводородов. Этим можно объяснить тот факт, что большинство месторождений приурочено к активно растущим периферия новейших поднятий, что контролируется тектоническими движениями фундамента.

НОВЕЙШАЯ 3D ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ

Интерпретируя результаты дешифрирования, неважно визуального или автоматизированного, необходимо прежде всего определиться с источником сил, в результате воздействия которых возникли структуры, выявляемые тем или иным способом. Важно понять в результате чего возник тот структурный рисунок, который мы фиксируем в результате дешифрирования. И первое на что следует обратить внимание, это тот факт, что

Западно-Сибирская плита (частью которой является п-ов Ямал) имеет двухъярусное строение: фундамент и чехол. Традиционно принято считать, что относительно более консолидированный фундамент является структурой, передающей региональные напряжения на пассивно лежащий чехол. И в этом случае мы будем иметь прямое отражение структур фундамента на поверхности чехла. К сожалению, мы не всегда имеем такое простое строение платформ. Часто наблюдается инверсия структуры чехла относительно фундамента. И, наконец, некоторые исследователи неотектоники придерживаются радикальной точки зрения, что новейший этап создает структуры независимые от процессов геологического прошлого, т.е. являются полностью новообразованными. Чтобы определиться с этими фундаментальными вопросами геодинамики исследуемой территории, была построена объемная геодинамическая модель. В основу данной модели легли структурная карта сейсмического горизонта А или поверхность акустического фундамента, сейсмического горизонта В или верхний отражающий горизонт юрских отложений и рельеф дневной поверхности (Рис.4), который является комбинацией тектонических движений и эрозионных процессов. Построив 3D геологическую модель была посчитана корреляция между горизонтами (Рис. 5). В результате расчетов было установлено, что корреляции между сейсмическими горизонтами А и В равна 0,9, а между сейсмическим горизонтом В и рельефом дневной поверхности - 0,39. Таким образом, очевидно, что фундамент определяет не только строение чехла, но и форму рельефа дневной поверхности. С учетом эрозии, коэффициент корреляции 0,39 представляется достаточно большим. Кроме прямой корреляции необходимо сравнить ориентировки структур для каждой поверхности. Для этого в программе IrapRMS, были построены производные, показывающие величину изгиба структур и ориентировку этой величины (Рис.6-8). Прекрасно видно, что на данной территории преобладают пликативные структуры северо-восточной и северо-западной ориентировок. Это обстоятельство свидетельствует в пользу унаследованного развития структур. Отметим структуры меридиональной ориентировки, которые вместе с формой максимумов роз-диаграмм, указывают на сдвиговое поле напряжений с меридиональным сжатием и широтным растяжением для поверхности В и рельефа. Форма максимумов роз-диаграмм фундамента, напротив указывает на широтное сжатие [Николаев,1992].

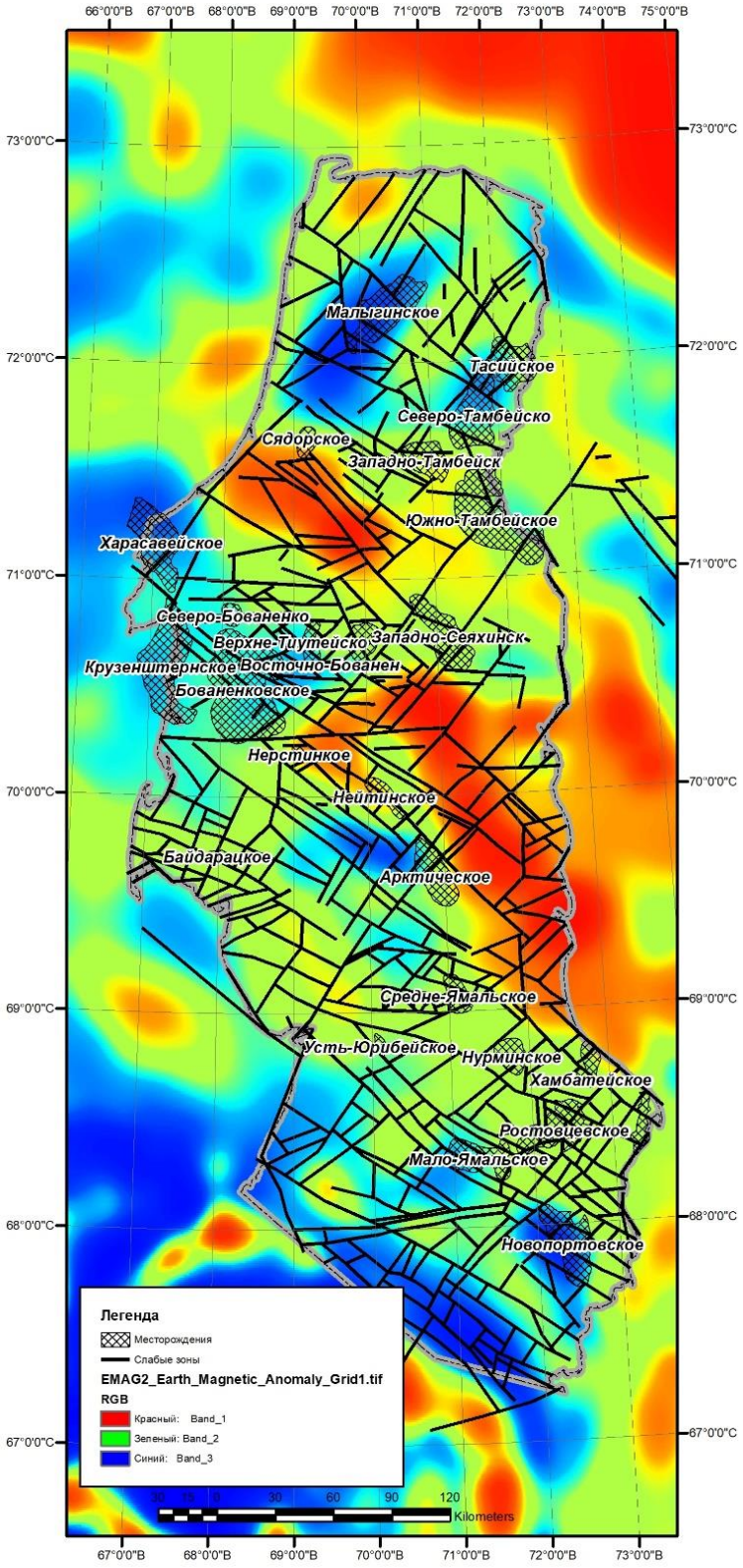


Рис. 3. Слабые зоны и карта магнитных аномалий EMAG2_Earth_Magnetic_Anomaly п-ова Ямал.

Для создания 3D геодинамической модели была использована программа IrapRMS компании ROXAR. Данная модель отражает поле тектонических напряжений, возникших в результате перераспределения внешней нагрузки на грубо-неоднородную среду пород фундамента. В качестве неоднородностей в модели были использованы разломы, установленные по геофизическим данным. Эти данные и информация о тектонических напряжениях послужили основой для создания модели распределения трещиноватости и прогноза фильтрационных параметров. Для описания влияния трещин на фильтрационные процессы в горных породах был применен метод двойного пространства (двойной пористости и проницаемости).

Известно, что трещиноватость меняется в зависимости от типа горной породы, однако в значительно большей степени она зависит от напряженного состояния геологической среды. В данной работе был использован программный модуль RMSFracture, благодаря которому и была создана аналитическая дискретная модель трещиноватости. При моделировании трещиноватости важно помнить, что необходимо использовать комплекс параметров для оценки геодинамики геологической среды. Важно использовать максимальное количество структурно-геологических параметров, оказывающих влияние на образование трещин, либо степень их «раскрытости». Это положение лежит в основе модуля RMSFracture программы IrapRms, позволяющего рассчитывать тренды: «удаленности от разрыва», «кривизны структурной поверхности», «параметры напряженного состояния» и др. Трещины формируются как результат воздействия напряжений на горную породу. Форма и ориентация трещины зависит как от типа напряженного состояния, так и от геомеханических свойств породы. Для реконструкции напряженно-деформированного состояния горного массива были применены известные в тектонофизике схемы распределения деформаций вблизи разрывных нарушений при заданной априори блочной делимости территории и ориентировке главного сжимающего напряжения. Для расчета напряженного состояния в программном комплексе IrapRMS используется метод граничных элементов (Elastic Stress). Данная методика эффективно используется для моделирования землетрясений, а также используется в гидродинамическом моделировании. Реализация расчета напряженного состояния в RMSFracture предполагает, что в модели задается региональное напряжение. В результате приложенной нагрузки происходит смещение по существующим разломам, что приводит к появлению локального поля напряжений (Рис. 9А). В результате перераспределения напряжений на некоторых площадках осуществляется комбинация нормального и касательного напряжений, которая, согласно теории Мора, приводит к

образованию трещин. Таким образом, физической основой для определения положения областей наиболее вероятного формирования новых разрывов малой протяженности является использование закона Кулона – Мора, описывающего зависимость касательных напряжений (τ) от величины приложенных нормальных напряжений (σ). Таким образом, основной целью данного моделирования является выявление локального поля напряжений и его влияние на появление новых трещин (Рис. 9Б). По результатам расчета можно охарактеризовать распределение нагрузки внутри изучаемого объекта, а также получить ряд параметров, которые характеризуют плотность трещиноватости. В данной модели были использованы следующие параметры, влияющие на появление трещин, это:

1) кривизна структурной поверхности антиформы и синформы, их ориентировка – MaxCurvatureDirection (Рис. 6);
2) величина относительного максимального сжатия (Sh max), их ориентировка - Shmaxdir (Рис. 9А);
3) вероятность появления новообразованных трещин (FractureLike), ориентировка трещин – Shmaxdir (Рис.9Б).

В программном модуле Create Fracture Model трещины генерируются случайным распределением “затравок”. Трещины создаются согласно плотности рассчитанных трендов и данных об их ориентировках. При пересечении с трещиной из другого семейства учитывается их взаимодействие. Трещины “выращиваются” до тех пор, пока не будет достигнута требуемая плотность (Рис.10А). Далее, используя метод двойного пространства, было построено распределение трещинной пористости (Рис. 10Б). Созданная в результате моделирования трещиноватость фундамента была сопоставлена с результатами дешифрирования ландшафтных особенностей рельефа дневной поверхности. Было установлено, что подавляющее большинство линеаментов совпадает с местоположением и ориентировкой трещин фундамента.

Таким образом, можно обоснованно считать, что новейшая структура п-ова Ямал является унаследованной относительно строения фундамента. Линеаменты или слабые зоны, дешифрируемые на поверхности Земли, порождены тектоническими процессам, проходящими в фундаменте, т.е. охватывают значительную часть земной коры, а, следовательно, их можно использовать для оценки степени нарушенности платформенного чехла и для изучения фильтрационных параметров коллекторов.

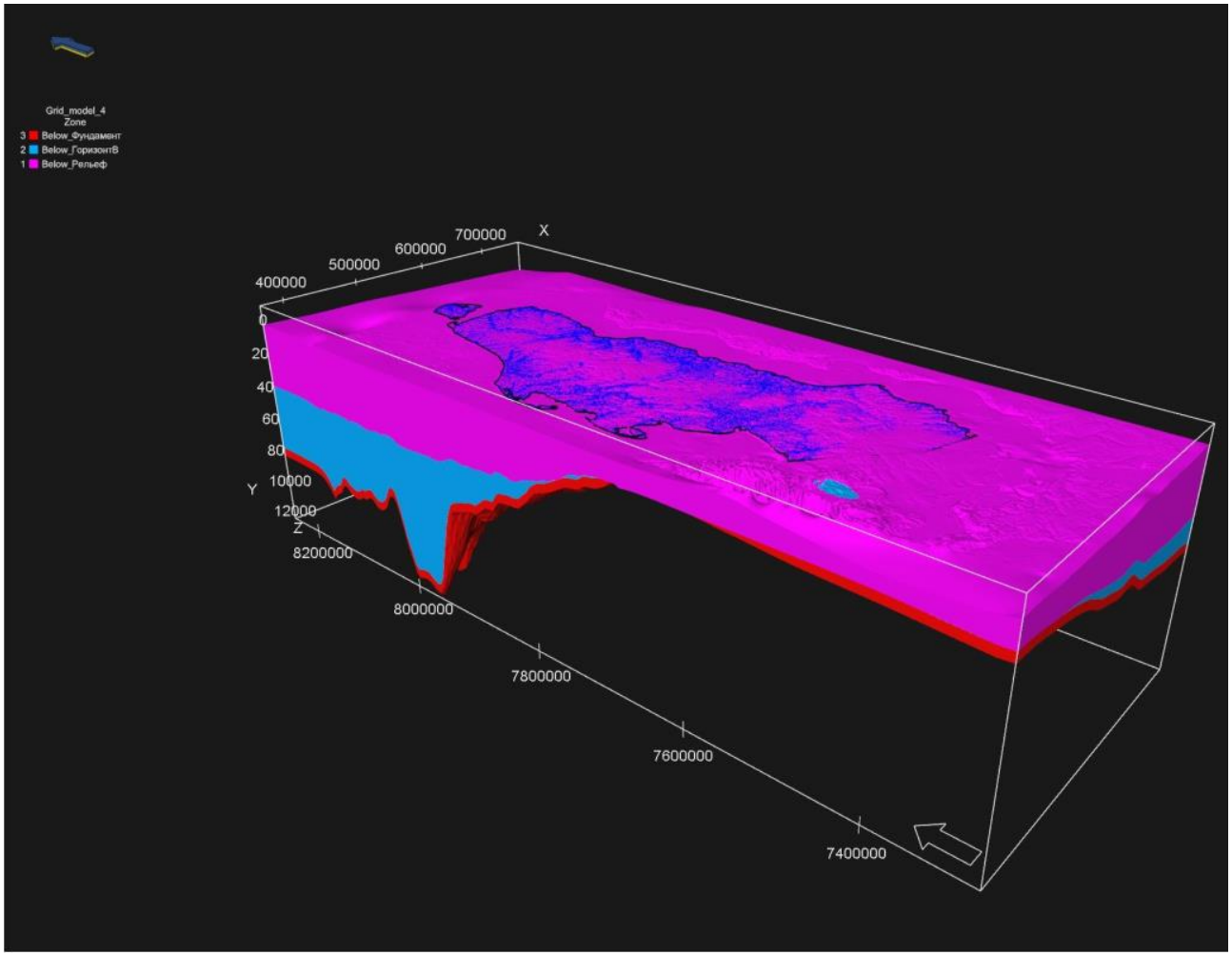


Рис. 4. Объёмная 3D геологическая модель п-ова Ямал

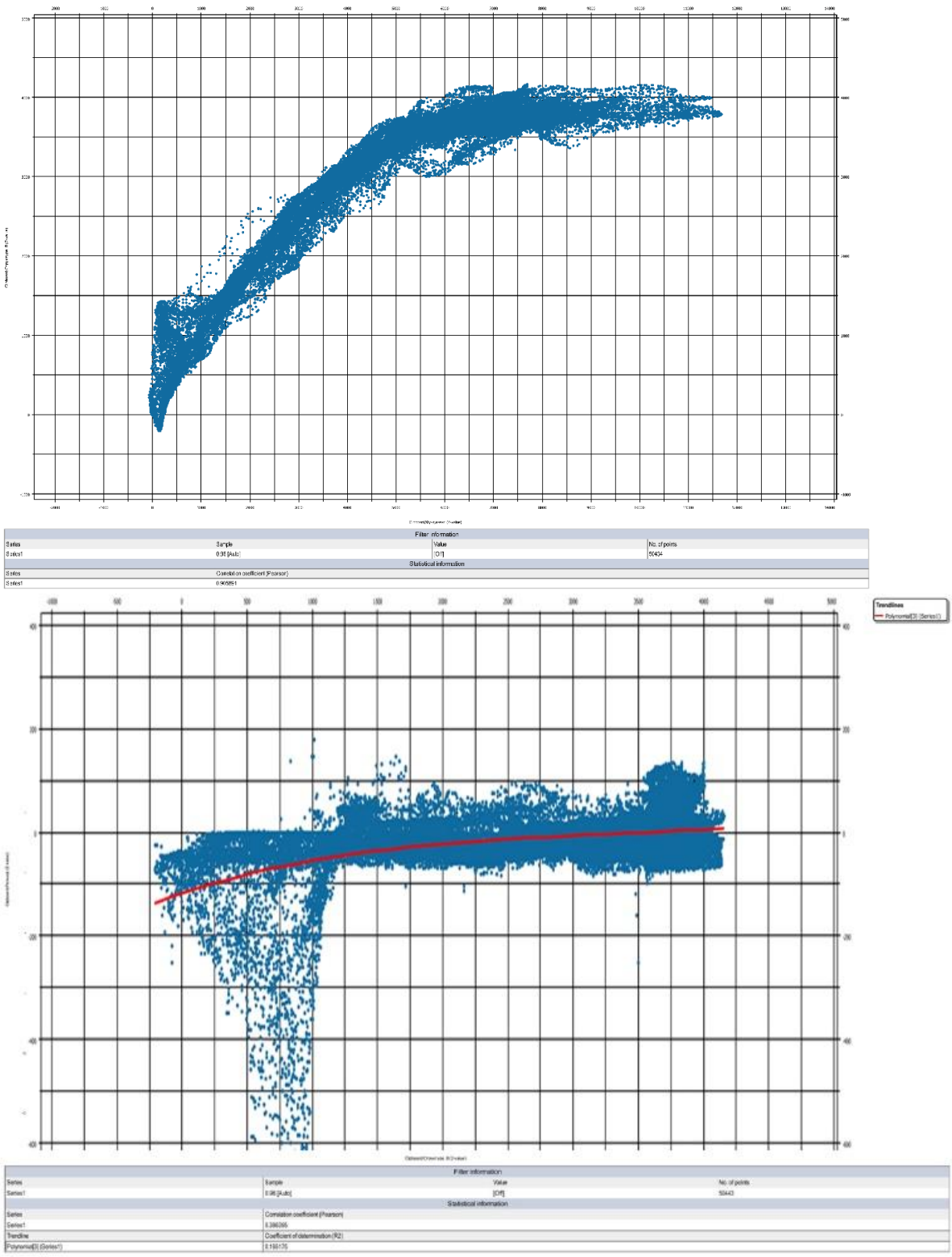


Рис. 5. Графики корреляции между сейсмическими горизонтами А и В (верхний график) коэффициент корреляции Пирсона 0,9 и между сейсмическими горизонтами В и рельефом дневной поверхности (нижний график) коэффициент корреляции Пирсона 0,39.

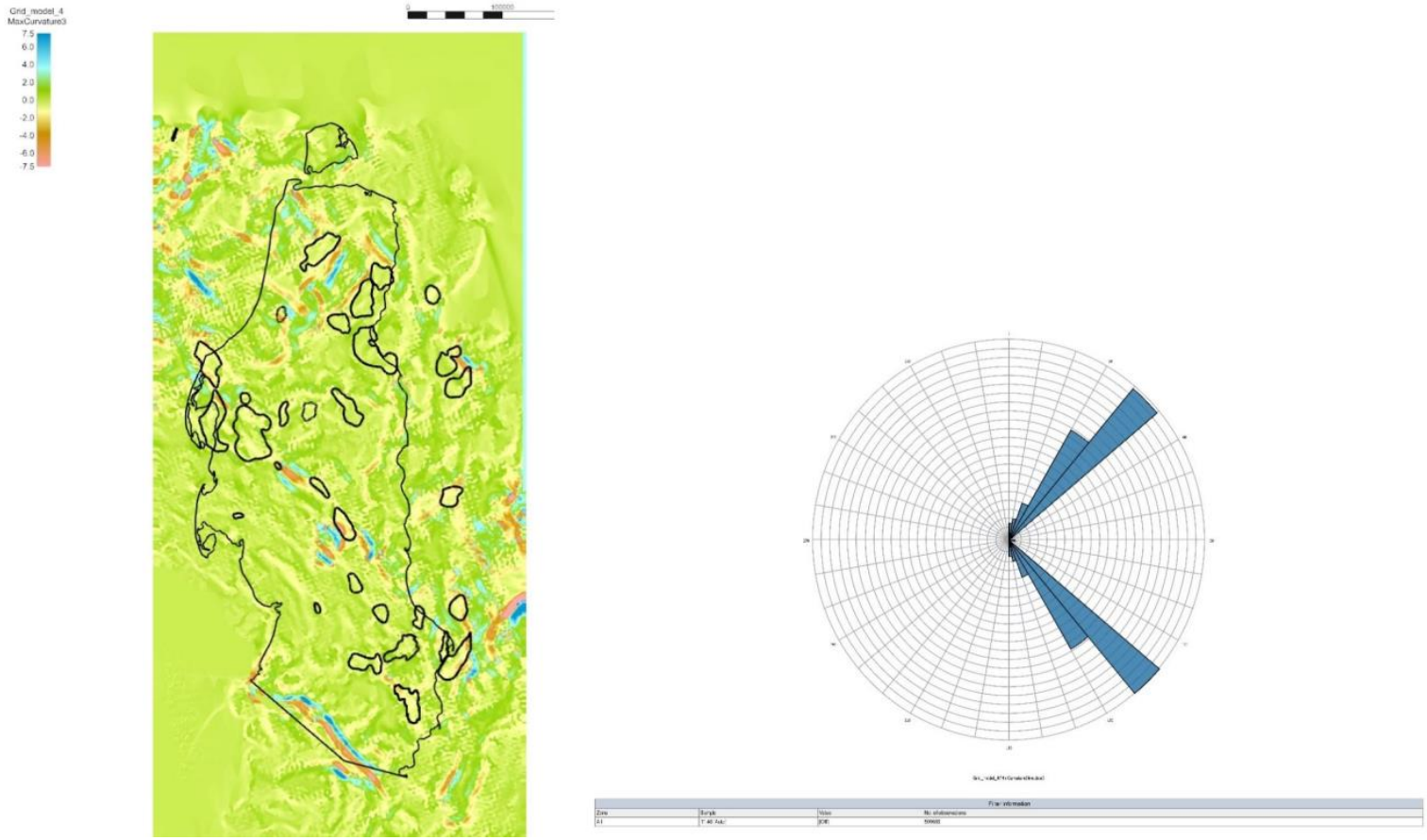


Рис. 6. Схема кривизны поверхности фундамента (синий цвет-синформы, коричневый-антиформы) и роза-диаграмма простираний ориентировок выделенных структур.

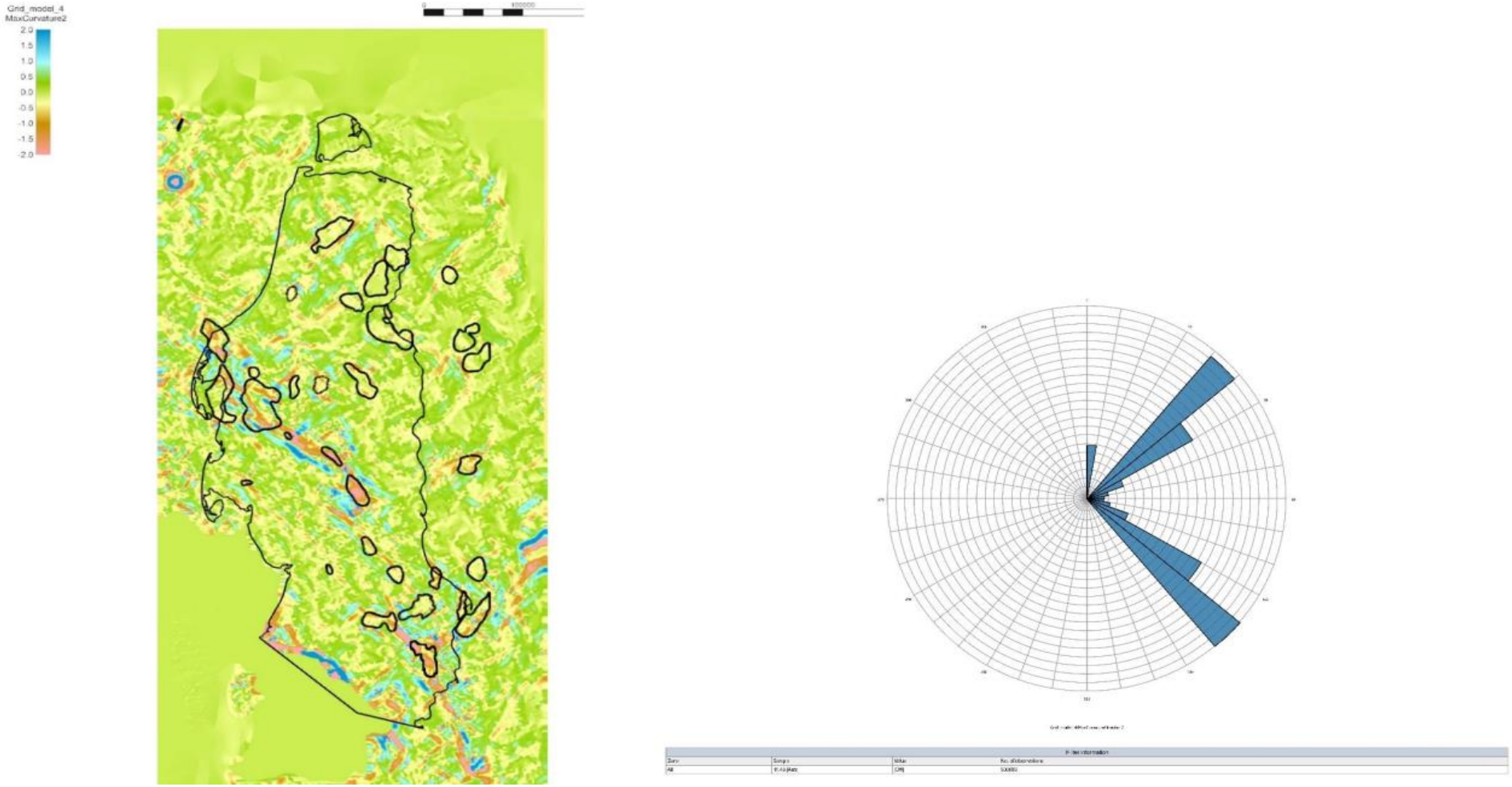


Рис. 7. Схема кривизны поверхности B (синий цвет-синформы, коричневый-антиформы) и роза-диаграмма простираний ориентировок выявленных структур.

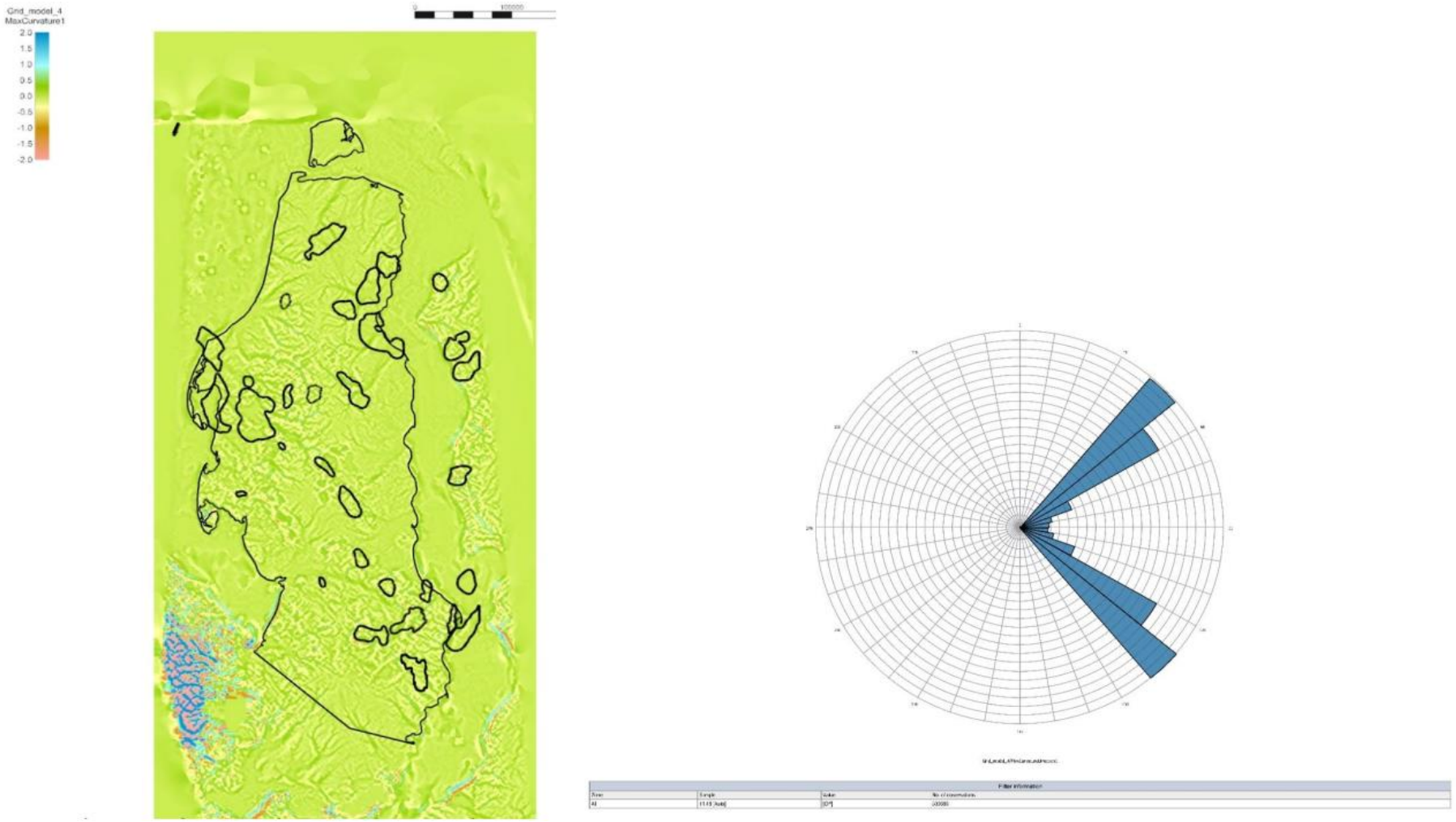


Рис. 8. Схема кривизны дневной поверхности (синий цвет-синформы, коричневый-антиформы) и роза-диаграмма простираний ориентировок выявленных структур.

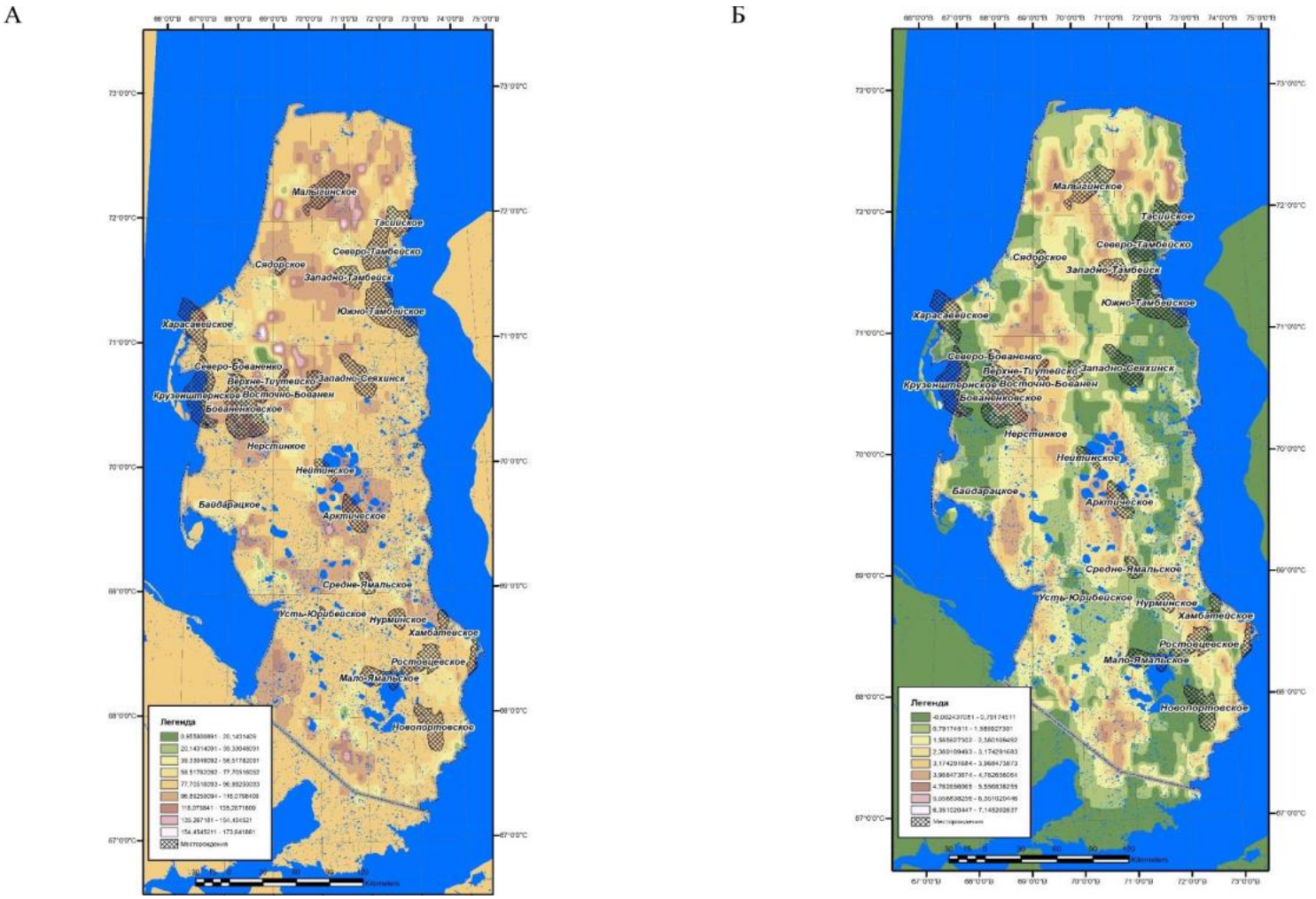


Рис. 9. Карта (А) значений напряженного состояния (Sh max) и карта (Б) вероятности новообразования вторичной трещиноватости.

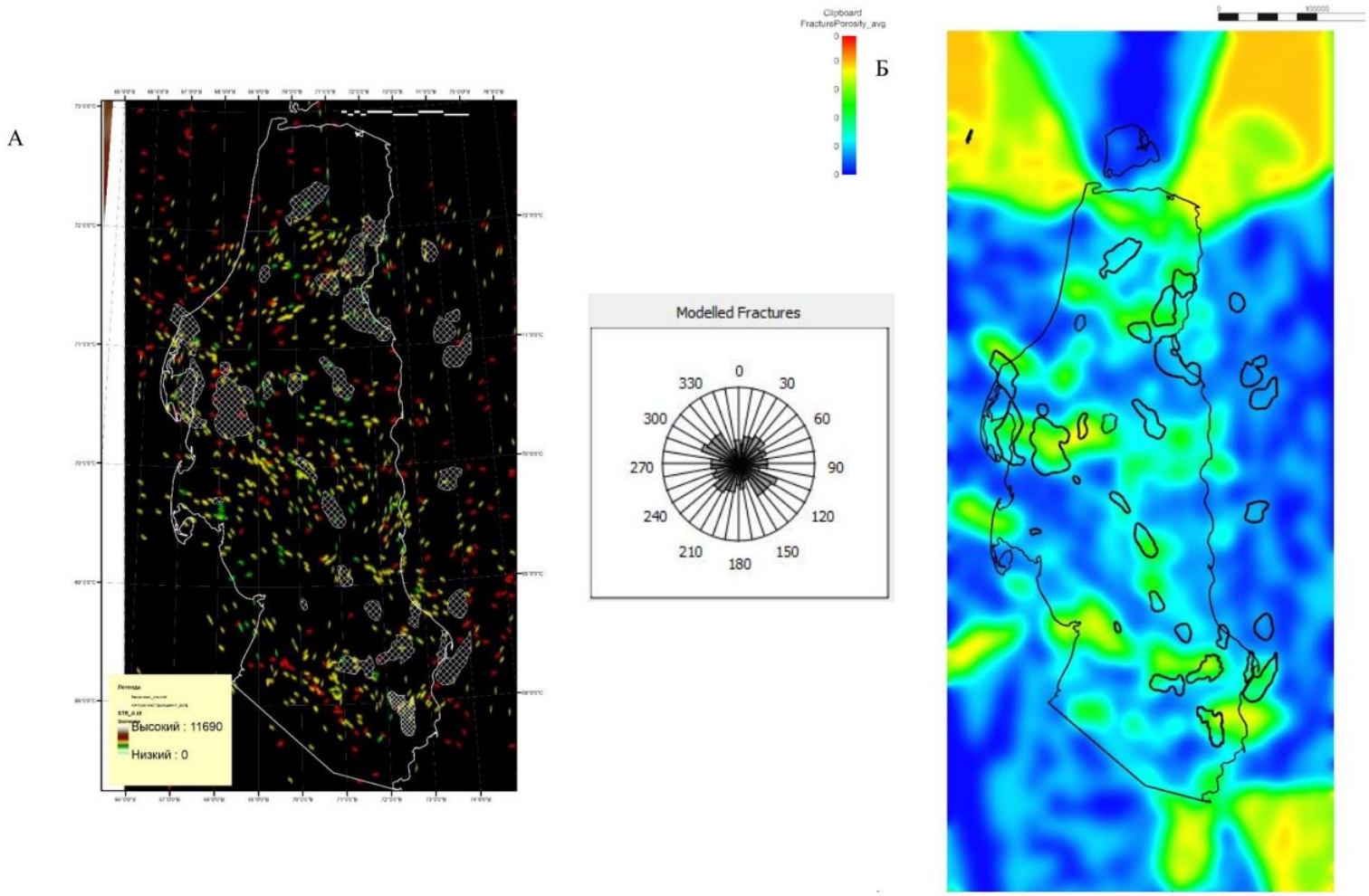


Рис. 10. Аналитическая дискретная модель трещиноватости (А), построенная по трем параметрам и карта вторичной пористости (Б), рассчитанная с помощью модели трещиноватости

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог проделанной работе, можно сделать следующие выводы:

Во-первых, современные космические технологии позволяют исследовать Земную поверхность с высокой степенью детальности и точности, предоставляя исследователям широкий спектр исходных материалов и технологий. Особенно это касается цифровых моделей рельефа.

Во-вторых, сопоставление результатов дешифрирования с геологическим строением п-ова Ямал, позволило сделать вывод о тесной связи между строением фундамента и ландшафтными особенностями рельефа дневной поверхности. Этот вывод подтвержден геодинамическим моделированием напряженного состояния фундамента и построением прогнозной карты новообразованных трещин, которые прекрасно коррелируются с результатами дешифрирования.

В-третьих, выявлена группа параметров наиболее тесно коррелируемых с известными месторождениями нефти и газа. Комплекс данных параметров с определенными ограничениями можно использовать в качестве поисковых критериев на нефть и газ.

УДК 551.4

ОСОБЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ (ОСФ) ЗЕМНОЙ КОРЫ. СТАТЬЯ ВТОРАЯ: РОТАЦИОННЫФЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.И. Полетаев

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

ВВЕДЕНИЕ

Вращательные (ротационные или вихревые) процессы, широко развитые не только в космосе, атмосфере, гидросфере, но и литосфере Земли, привлекают пристальное внимание многих исследователей в течение нескольких столетий. Так, уже в работах Н. Коперника (1473 – 1543), И. Кеплера (1571 – 1630) и Р. Декарта (1596 – 1650) было показано, что именно вращательное движение может рассматриваться как «характерное свойство всей Вселенной».

Впоследствии именно на базе вихревой космогонии была разработана гипотеза, известная ныне под именами И. Канта (1724 – 1804) – П. Лапласа (1749 – 1827).

В XVIII веке большое значение вращательным процессам в развитии Земли придавали Э. Галлей (1656 – 1742), Ж.Л. Бюффон (1707 – 1788) и Б. Герман [Иогансон, 2007]. Следует особо отметить, что уже отцы-основатели европейской геологии – Джеймс Геттон (1726 – 1797), Джон Плейфер (1748 – 1819) и астроном Уильям Гершель (1738 – 1822) видели причину расчленения коры и ядра Земли в её вращении.

В XIX-ом Бушпорн (1849), Ш.Шредер (1856), Е. Быханов (1877), Г. Веттштейн (1880) и другие исследователи [Иогансон, 2007] высказывали различные «остроумные идеи» о влиянии вращательных движений на развитие Земли.

В XX-ом веке в геологической печати стали постоянно появляться данные о роли вращательных движений в структурировании литосферы Земли [Иогансон, 2007;

Мельников. 2003; Полетаев, 2005, 2007, 2011; Ротационные…, 2007; Хаин, 2007; Хаин, Полетаев, 2007].

Начало текущего – XXI – века отмечено повышенным интересом к данной проблеме, что отразилось в материалах XXXV Тектонического совещания (29 января – 1 февраля 2002г.), практически каждый седьмой доклад которого был посвящён обсуждаемой теме, и XL – юбилейного – Тектонического совещания (30 января – 3 февраля 2007 г.), в программу которого ротационная проблематика была включена отдельной строкой, а также в выходе в свет многих работ, в том числе, и сборника «Ротационные процессы в геологии и физике» [2007].

Понимание важности данной проблемы было особо подчёркнуто в докладе академика РАН В.Е. Хаина (открывшем XL Тектоническое совещание), в котором был рассмотрен вопрос о том, «что является определяющим мотором в динамике и развитии нашей планеты, – внутренние, эндогенные, источники энергии или внешние по отношению к ней факторы» [Хаин, 2007, с.324/325], среди которых был указан: «прежде всего, ротационный фактор, связанный с вращением Земли…» [там же, с.325], на значение которого «давно и настойчиво указывали многие исследователи, но с появлением теории тектоники литосферных плит он как бы был отодвинут на задний план и лишь в последние годы вновь стал привлекать к себе внимание» [там же].

Таким образом, современные геодинамические модели не могут не учитывать такие базовые факторы, как прямое влияние: а) орбитального обращения Земли вокруг Солнца на формирование особенностей её планетарной структуры; б) собственного вращения Земли вокруг оси – на образование разномасштабных линейных образований; в) тектонического вращения отдельных блоков – на развитие также разномасштабных сдвигово-ротационных и ротационно-сдвиговых структур [Полетаев, 2007].

А это значит, что «на наших глазах» происходит формирование нового, чрезвычайно интересного и перспективного научного направления, которое может быть названо ротационной тектоникой [Полетаев, 2005; Хаин. Полетаев, 2007].

Совершенно естественно, что рассмотрение ротационной тектоники в целом и отдельных ротационных структур в отдельности не могло не войти в кафедральную программу «Новейшая геодинамика и её влияние на фильтрационные свойства геологической среды» (научный руководитель В.А. Зайцев) с целью выявления ротационных структур земной коры Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и качественной оценки степени их возможного влияния на фильтрационные свойства геологической среды.

РОТАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Может показаться странным, но именно анализ линеаментных систем Восточно-Европейской платформы позволил сначала предположить «сдвигово-ротационную модель структурирования земной коры Русской платформы» [Полетаев, 1999], а затем – в 2 000 году – составить схему возможных её «ротационных (вращательных) движений» [Полетаев, 2000] регионального масштаба, направленных «против часовой стрелки» (рис.1.).

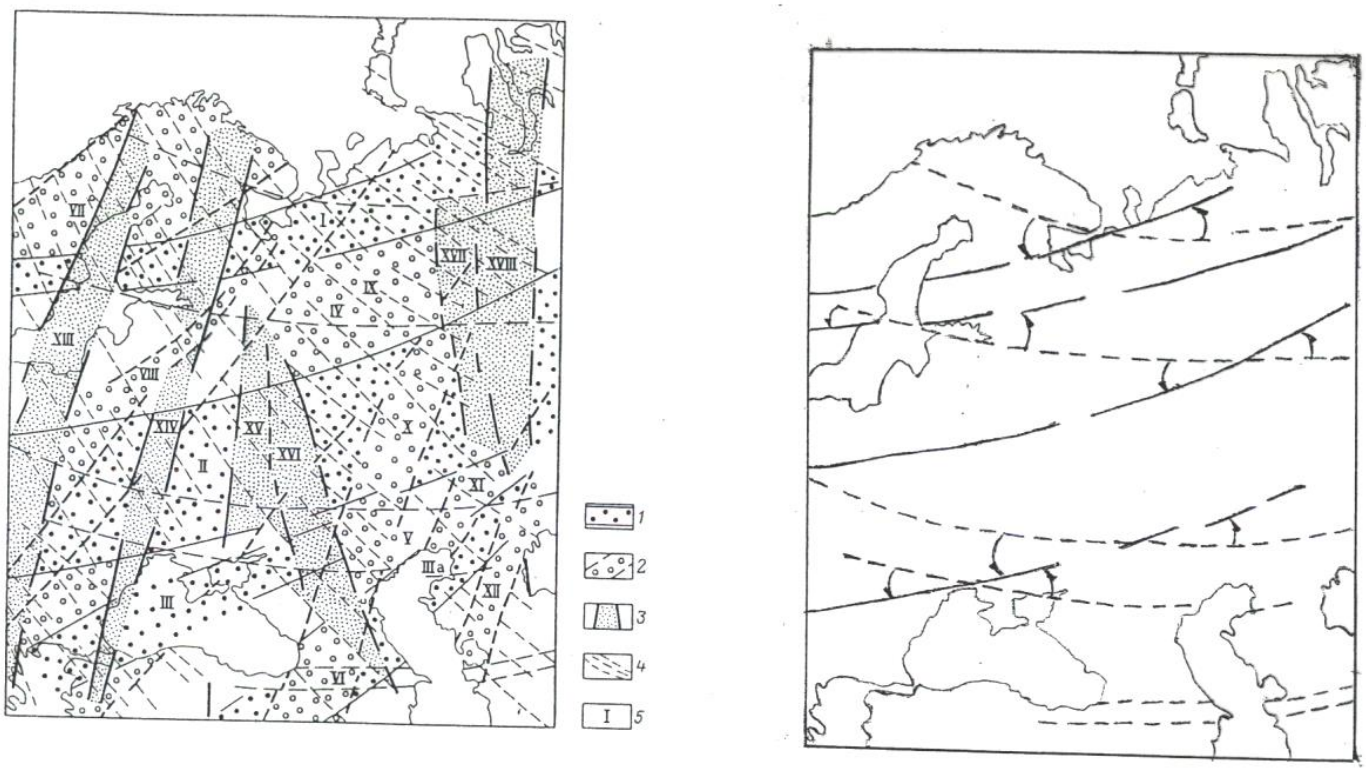


Рис. 1. Слева: региональные линеаментные зоны Восточно-Европейской платформы: *1 – 4 – простирание линеаментных зон: 1 – субширотное; 2 – северо-восточное; 3 – субмеридиональное; 4 – северо-западное; 5 – номера линеаментных зон.*

Справа: субширотные линеаменты (показаны пунктиром) – индикаторы возможных ротационных (вращательных) движений (стрелками показано вероятное направление вращения) Восточно-Европейской платформы [Полетаев, 2000; из: Полетаев, 2011, с. 85]: исходный масштаб схем 1 : 7 500 000.

Отклоняющиеся от основных простираний линеаменты были выявлены и при визуальном анализе карт более крупного – 1 : 1 000 000 – масштаба (рис.2).

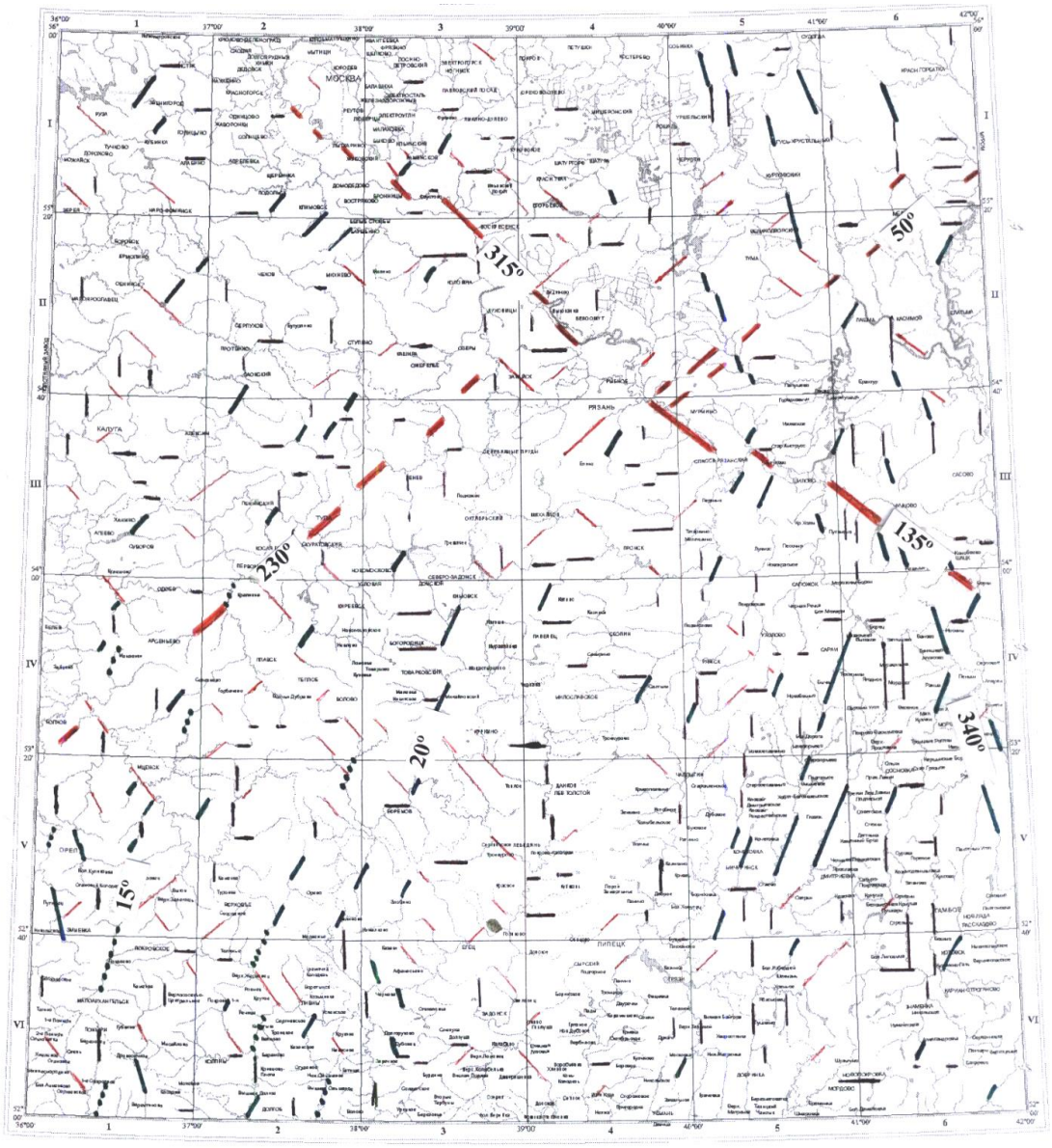


Рис.2. Линеаментные системы листа N-37 (Москва.). Исходный м-б 1 : 1 000 000.

В более детальном (м-б 1 : 200 000) также намечаются девиантные [Полетаев и др., 1999], т. е. отклоняющиеся от основных простираний линеаменты, которые могут указывать на возможные повороты локальных блоков земной коры (рис. 3).

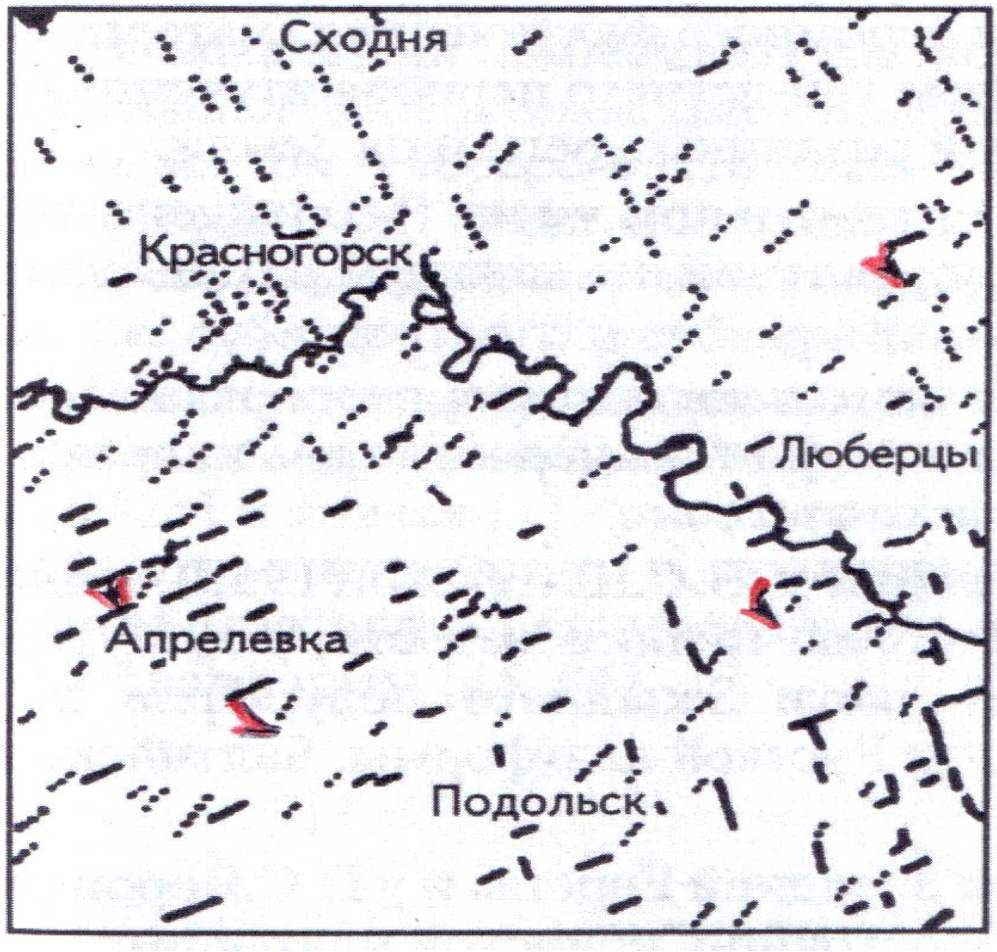


Рис. 3. Выделение возможных поворотных – квази-вращательных движений локальных блоков земной коры Московского региона: *возможные повороты в районе Апрелевки и на этой же широте у восточной рамки рисунка показаны чёрно-красными стрелками, направленными против часовой стрелки [по: Полетаев, 2000, с. 23].*

В результате проведённых исследований была предположена возможность поворота «блока Русской платформы против часовой стрелки», а «блока Восточно-Сибирской… в прямо противоположном направлении, т. е. по часовой стрелке» [Полетаев, 2000, с. 31].

Годом позже А.А. Моссаковский, С.В. Руженцев и Е.Н. Меланхолина в книге «Фундаментальные проблемы общей тектоники» опубликовали тектоническую схему Индо-Атлантического сегмента, на которой показали «преобладающее направление вращения в фанерозое Восточно-Европейского и Сибирского докембрийских кратонов (по палеомагнитным данным)» [Моссаковский, Руженцева, Меланхолина, 2001, с. 290]: Восточно-Европейский кратон испытывает преобладающее левостороннее вращение, т.е. против часовой стрелки, Сибирский –

правостороннее, т.е. по часовой стрелке (рис.4), что подтверждало выводы, сделанные годом раньше.

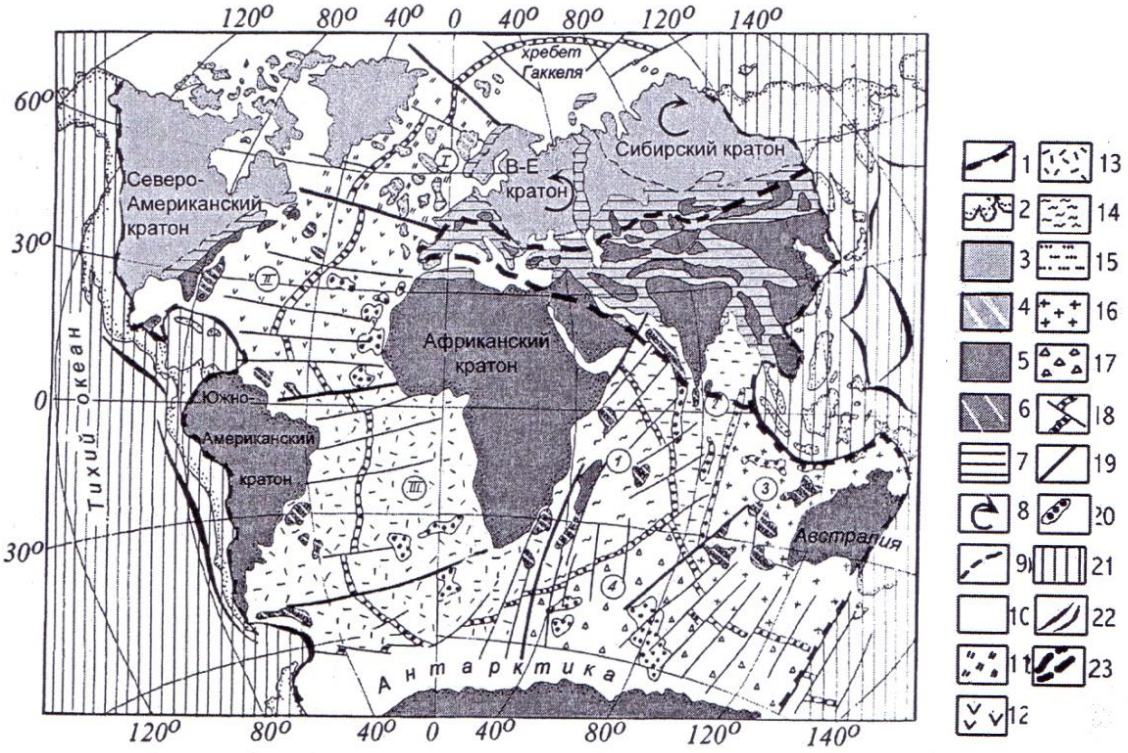


Рис. 4. Тектоническая схема Индо-Атлантического сегмента [Моссаковский, Руженцева, Меланхолина, 2001, с. 290]. *1 – границы Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов; 2 – географические границы современных континентов и островов (закраска континентов и островов выполнены только в пределах Индо-Атлантического сегмента).*

Индо-Атлантический сегмент. Континенты: 3 – северного ряда (Северная Америка, Евразия, Гренландия и прилегающие острова), 4 – отторженные фрагменты континентов северного ряда, погруженные под воды современных океанов, 5 – южного ряда (Южная Америка, Африка, Австралия, Антарктида), а также их фрагменты в составе складчатых поясов континентов северного ряда, 6 – отторженные фрагменты континентов южного ряда, погруженные под воды современных океанов, 7 – фанерозойские коллизионные и аккреционные складчатые пояса (не разделённые) в континентах северного ряда, 8 – преобладающее направление вращения в фанерозое Восточно-Европейского и Сибирского докембрийских кратонов (по палеомагнитным данным), 9 – границы докембрийских кратонов.

Океаны: 10 – водные пространства современных Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов и морей; 11 – 13 – структурно-исторические провинции Атлантического океана: 11 – Северная (I), 12 – Центральная (II), 13 – Южная (III); 14 – 17 – структурно-

исторические провинции Индийского океана: 14 – Западная, Мадагаскарско-Сейшельская (1), 15 – Индийская (2), 16 – Австралийская (3), 17 – Южная, Кергеленская (4); 18 – Срединно-океанические хребты и трансформные разломы; 19 – демаркационные разломные зоны; 20 – внутриокеанические поднятия;21 – Тихоокеанский сегмент, включая переходные области его взаимодействия с Индо-Атлантическим сегментом; 22 – глубоководные желоба и субдукционные зоны; 23 – контур проекции на поверхность высокоскоростной неоднородности в мантии, по данным сейсмической томографии.

Из опубликованных данных известны предположения о возможных поворотах / вращениях в крыльях Среднерусского авлакогена, протягивающегося примерно по оси Восточно-Европейской платформы с юго-запада на северо-восток.

На основе синтеза геологических и геофизических данных было показано, что раскрытие палеорифтовой системы данного авлакогена «могло быть инициировано... вращением блоков Балтийского (и Сарматского?) по часовой и Волго-Уральского - против часовой стрелки» [Чамов, Костылева, 2002, с.297] (рис. 5).

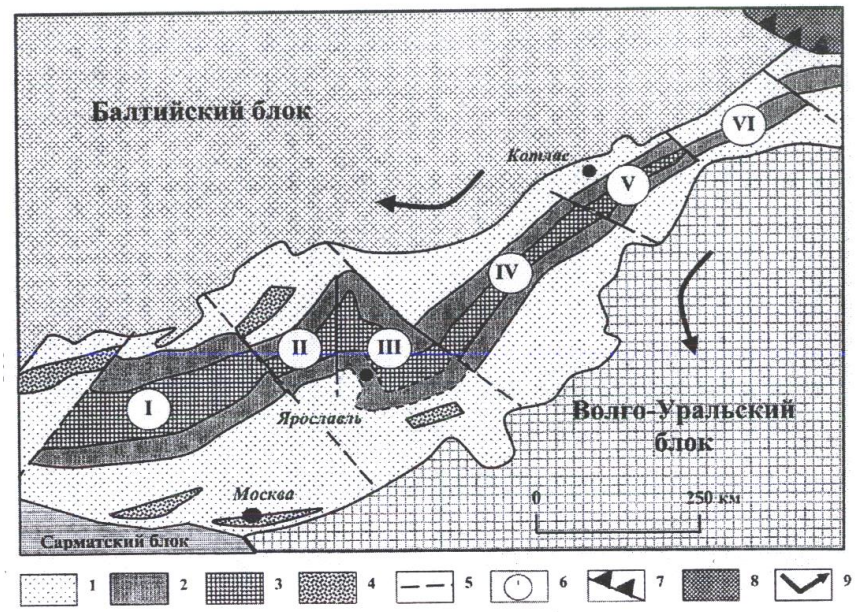


Рис. 5. Схема строения Среднерусского авлакогена [по: Капустин и др., 2001; в интерпретации Чамова, Костылевой, 2002]: *1 - трансплатформенная зона; 2-6 - Среднерусский авлакоген: 2,3 - сопряженные структуры (2 - прогибы, 3 - выступы фундамента);4 - оперяющие прогибы, 5 -поперечные разломы, 6 - номер сегмента; 7 - западная граница Тиманской гряды; 8 - Тиманская гряда; 9 - направление вращения блоков. Сегменты Среднерусского авлакогена: I -Молоковско-Торжокско-Тверской, II - Кесьминско-Вологодско-*

Любимский,III - Харовско-Преховско-Дмитровский, IV - Солигаличско-Преховско-Галичский, V - Котласско-Лугско-Югский,VI - Яремский.

В 2008 году были предложены два варианта модели горизонтальных неотектонических перемещений в районе Беломорья посредством «*трансформных разломов и вращения блоков*» [Зыков, Колодяжный, Балуев, 2008, с. 342] (рис. 6).

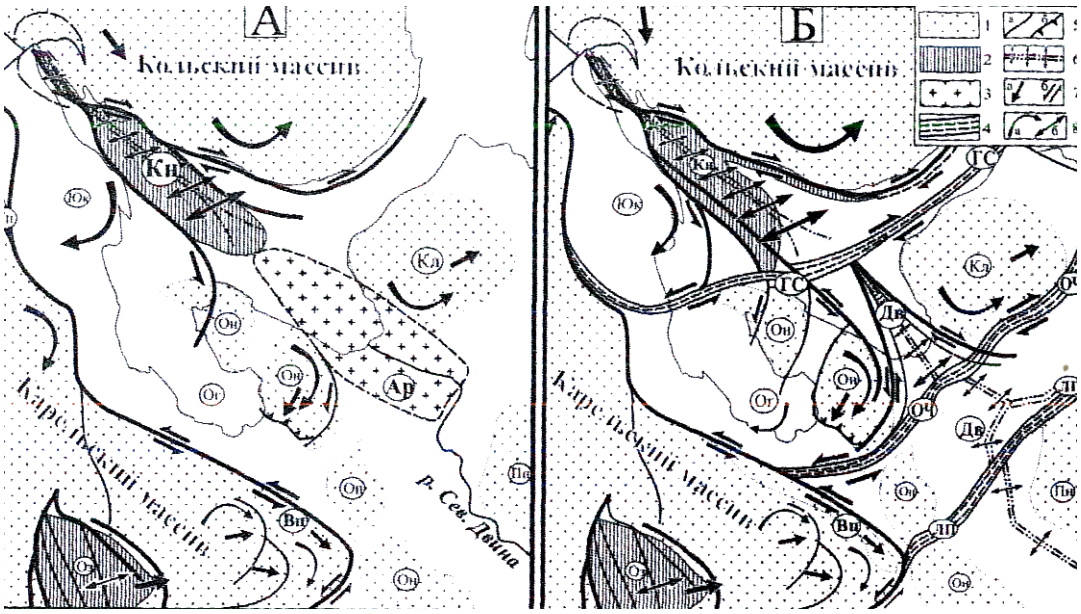


Рис.6. Два возможных варианта интерпретации эволюции Беломорского региона на неотектоническом этапе: *А – модель «расклинивания», Б – модель «трансформных разломов и вращения блоков». 1 – 2 – области современных: 1 – поднятий, 2 – прогибов; 3 – Архангельский выступ фундамента (Ар); 4 – зоны трансформных разломов; 5 – разрывы с преимущественно сбросо-сдвиговой (а) и надвиговой (б) кинематикой; 6 – оси тектонических депрессий; 7 – направления перемещений: тангенциальных (а), сдвиговых (б); 8 – предполагаемые направления: а – вращения, б – растяжения. Буквы на схеме: положительные морфоструктуры: Кл – Кулойская, Он – Онежская, Пн – Пинежская, Вп – Ветреного пояса; отрицательные морфоструктуры: Кн – Кандалакшская, Оз – Онежского озера, Ог – Онежской губы; трансформные зоны: ГС – Горло-Соловецкая, ОЧ – Онежско-Чёшская, ЛП – линия Полканова; Юк – Южно-Кандалакшский опущенный блок [Зыков, Колодяжный, Балуев, 2008, с. 342].*

Пятью годами позже модель расклинивания была подтверждена в коллективной монографии сотрудников геологического институт РАН (рис. 7).

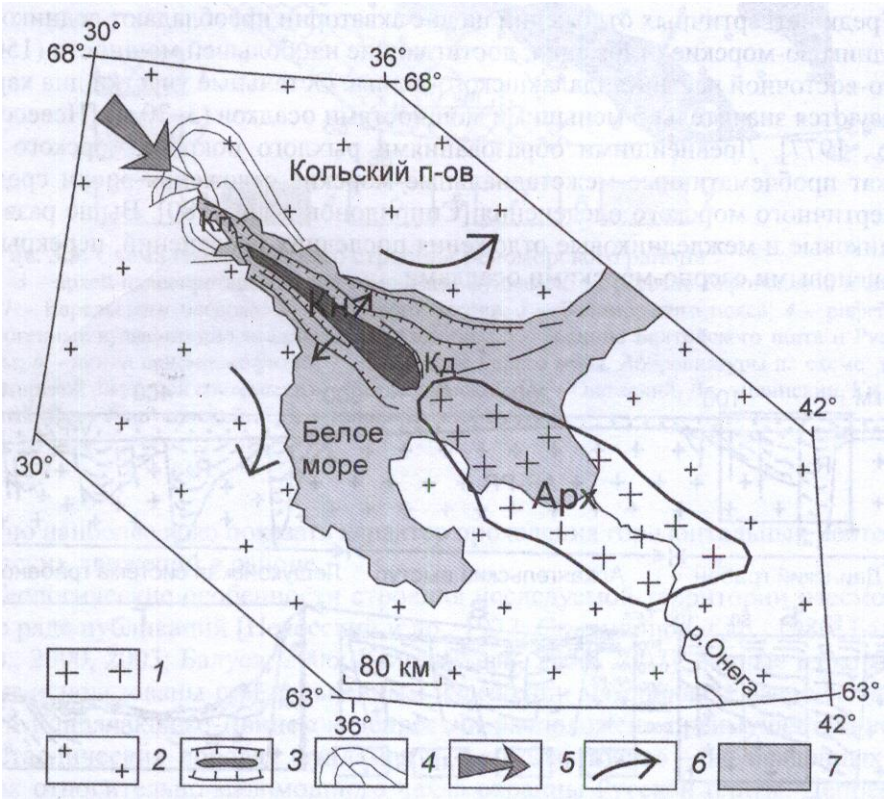


Рис. 7. Эволюция Беломорского региона на неотектоническом этапе (модель «расклинивания»): *1 – Архангельский выступ;2 – кристаллические породы фундамента ВЕП; 3 – Кандалакшский новейший грабен: днище и обрамляющие разрывы; 4 – радиальные и концентрические разрывы у окончания Кандалакшского грабена; 5 – направление перемещение балтийского щита; 6 – направление расхождения бортов грабена; 7 – акватория Белого моря. Аббревиатуры на схеме: Арх – Архангельский выступ, Кл – Колвицкий грабен, Кн – Кандалакшский грабен, Кд – Кандалкшско-Двинская депрессия [Латеральные…, 2013, с. 142].*

В 1978 году Е.С. Штенгелов в статье «О веерообразности современного раздвижения земной коры и о природе зон Бениофа» преположил, что «вращательное раздвижение земной коры в Крыму шло и идёт с запада на восток» [Штенгелов, 1978, с. 922] (рис. 8).

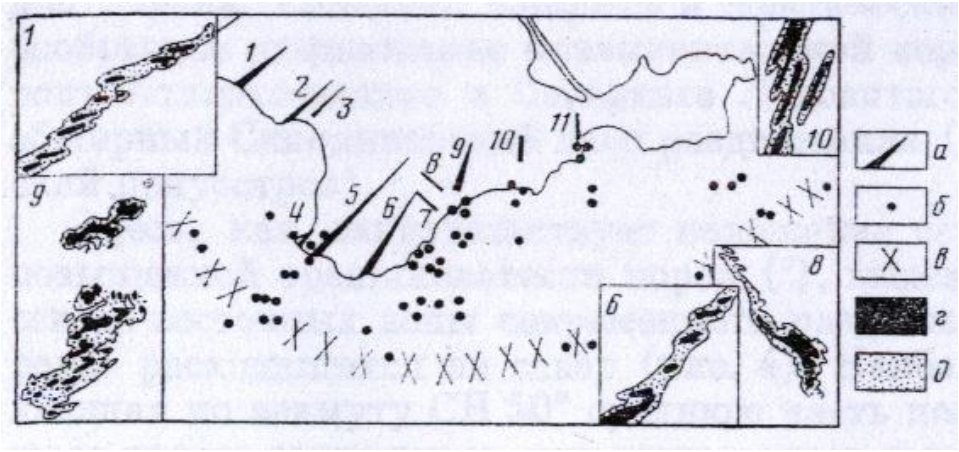


Рис.8. Схема современного раздвижения земной коры Крыма: а – положение наиболее значительных зон современного раздвижения*: 1 – Донузлавская, 2 – Северо-Сасыкская, 3 – Южно-Сасыкская, 4 – Гераклейская группа, 5 – Балаклавско-Симферопольская, 6 – Скельская, 7 – Чатырдагская, 8 – Долгоруковская, 9 – Капабийская, 10 – Западно-Агармышская, 11 – Феодосийская; б – эпицентры землетрясений; в – предполагаемое положение дугообразного сдвиго-надвига; г, д – участки весьма интенсивного (г) и интенсивного (д) раздвижения земной коры [Штенгелов, 1978, с. 923].*

В 1981 году профессор геологического факультета Московского университета Б.А. Соколов (1930 – 2004), рассмотрев «Особенности строения и нефтегазоносности Степного Крыма по анализу космоснимков» подтвердил предположение Е.С. Штенгелова, сделанное в 1978 году, и констатировал, что «Крымский п-ов (без Керченского п-ова) находится в условиях раздвига, амплитуда которого увеличивается с востока на запад. Современными раздвиговыми грабенами и трещинами являются Каркинитский и Донузлавский заливы, бухты Севастополя, Балаклавы, с. Оленевка и др. Эти морфологические элементы сходятся на востоке и расходятся на западе. В результате западная часть Крыма в плане напоминает веер, раскрывающейся на юг против часовой стрелки» [Соколов, 1981, с. 128], (рис.9).

На основе этих данных Б.А. Соколов предположил, что «перспективы открытия месторождений нефти и газа» возможны «на участках, расположенных вдоль основных раздвиговых зон» [Соколов, 1981, с. 129], что подтверждает «приуроченность месторождений к Тарханкутскому полуострову» [там же, с. 128].

К раздвиговым же зонам приурочены гидротермальные источники и лечебные грязи, известные, например, в районе города Саки.

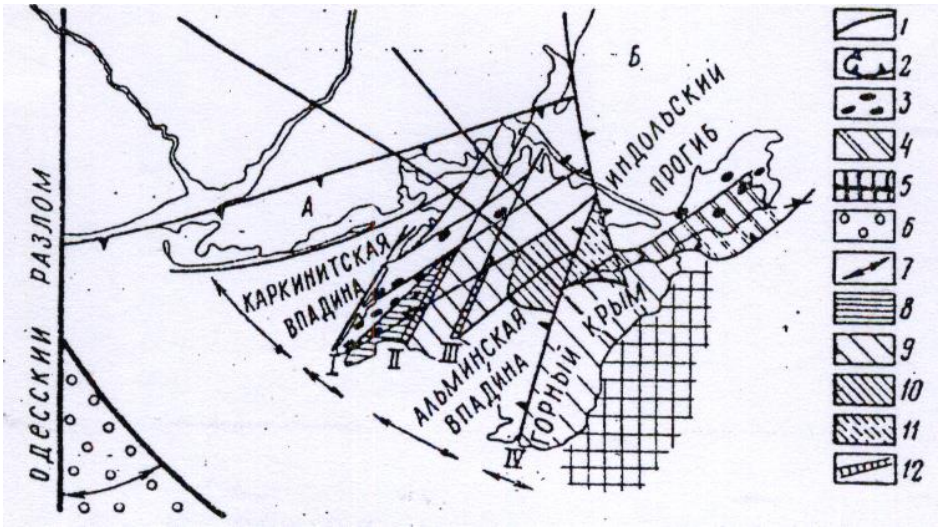


Рис.9. Раздвиговая структура Крыма [Соколов, 1981, с. 128]: *1 – нарушения, дешифрируемые на КС; 2 – границы бассейнов (А – Северо-Черноморского, Б – Азово-Кубанского); 3 – месторождения нефти и газа. Поднятия: 4 – Южно-Керченское, 8 – Тарханкутский вал, 9 – Новоселовское, 10 – Симферопольское, 11 – Новоцарицынсое; 5 – зона подводных складок; 6 – субокеаническая кора; 7 – направление раздвиговых движений; 12 – грабены раздвижения (1 – Оленевский, 11 – Донузлавский, 111 – Калиновский, 1V – Балаклавский).*

В 2013 лет была опубликована планетарная «Схема современных вращательных движений блоков земной коры Восточного полушария Земли» [Полетаев, 2013] (рис.10). Данная схема составлена на основании материалов, опубликованных в книге

«О понимании роли и значения ротационного фактора в образовании и развитии Земли: факты, дискуссии, выводы» – М.: КД «ЛИБРОКОМ», 2011, 200с.

Согласно этой схеме, структурную основу которой опять же составили линейные структуры (линеаменты), но уже планетарного масштаба, блок Восточно-Европейской платформы может и на планетарном уровне испытывать тенденцию к повороту

«против часовой стрелки», что не может не выразиться в появлении внутри блока

вращательных или квази-вращательных тенденций регионального или локального масштаба, что показано выше (см. рис. 1, 2, 3).

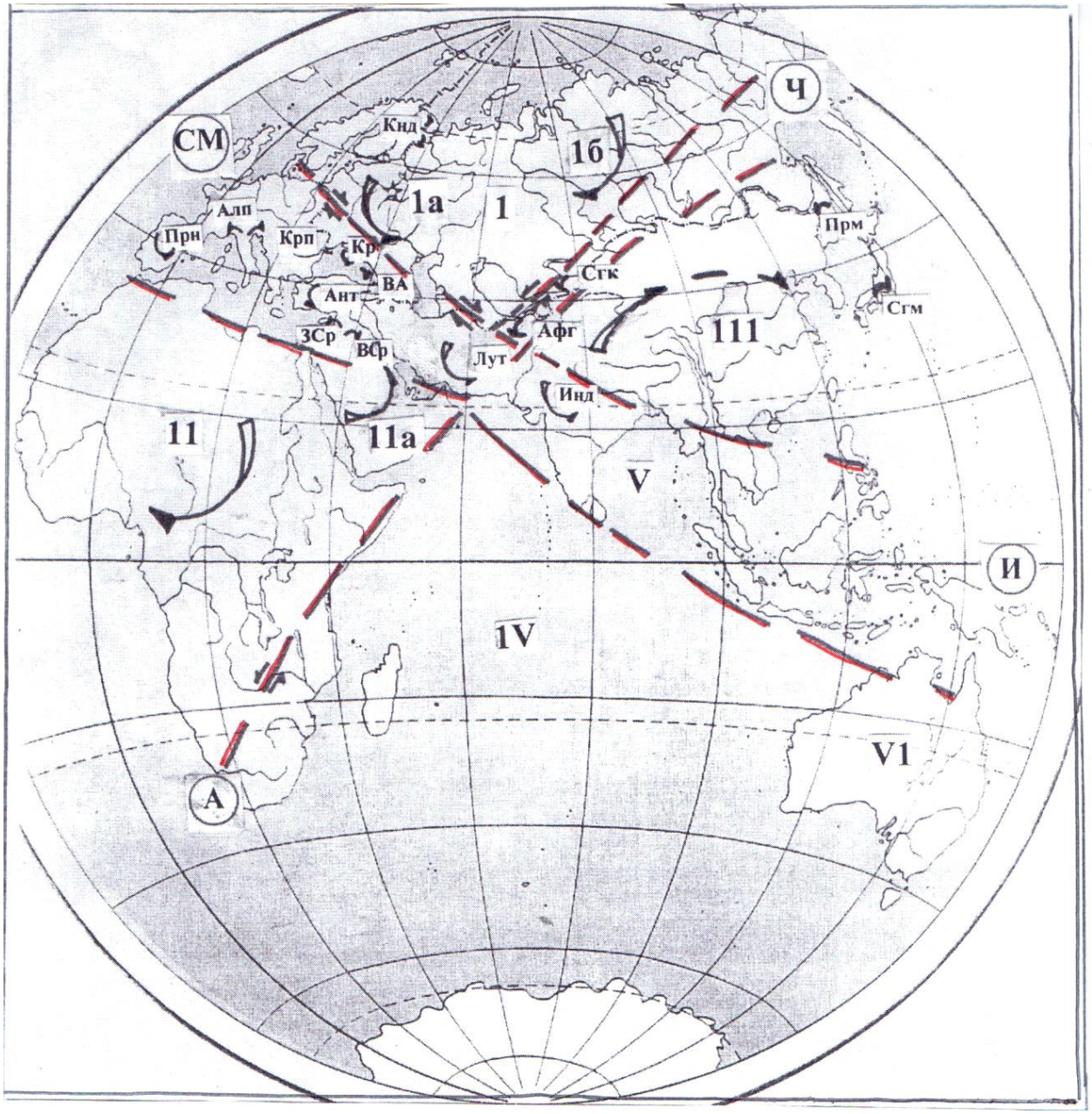


Рис. 10. Схема современных вращательных движений блоков земной коры Восточного полушария земли. *М-б: 1 : 90 000 000 [Полетаев, 2013]. СМ-И – Североморско-Индонезийская линеаметная зона; А-Ч – Африкано-Чукотский линеамент. Прямые стрелки – сдвиговые смещения, дуговые – вращения блоков. I – Евразийский блок / сектор: 1а – Восточно-Европейская платформа: [Полетаев, 2000; Моссаковский, Руженцев, Меланхолина, 20010; Кнд – Кандалакша – [Зыков и др., 2008]; 1б – Сибирская платформа: [Воронов, Храмов, 1986; Воронов, 1997; Моссаковский и др, 2001];*

II– Африканский блок / сектор: II– Африканская платформа: [Вержбицкий, Кононов, 2003]; IIa – Аравийская плита: [Гирдлер, 1963] – против часовой стрелки; [Гатинский, Рундквист, Тюпкин, 2007] – по часовой стрелке.

III – Азиатский блок / сектор: [Петров, Niu Anfu, Смирнов и др., 2008];– Снк Сонгкёль –[Ломизе, Авдонин, середина 1980-х годов; Авдонин, Полетаев,1998]; Афг – Афганистан – [Славин, 1976]; Прм – Приморский регион: [Уткин, 1997]; Сгм – залив Сагами (Япония): [Fujiwhara et al., 1933;Рикитаке, 1962].

IV – Индоокеанский блок / сектор (данные не найдены).

V – Североморско-Индонезийская зона активного развития современных вращательных движений:

Кр – Крым – [Штенгелов, 1978; Соколов, 1981; Гайдалёнок, 2007]; ВА – Вал Андрусова – [Шрейдер, 2008]; Прн – Пиренеи – [Дю Тойт, 1937; Кэри, 1955, 1958, 1991]; Алп – Альпы – [Balla, 1986, 1987, 1988]; Крп – Карпаты – [Balla, 1986, 1987, 1988]; Ант – Анатолия –[Drewes, Geiss, 1990; McClusky et al., 2000; Мирлин, 2006; Гатинский, Рундквист, Тюпкин, 2007; Захаров, Симонов, 2010]; ЗСр – Западная Сирия – [Желобаев, Кочев, Махорин, Полетаев, 2005]; ВСр – Восточная Сирия –[Трифонов, Трубихин и др., 1991]; Лут – Лутский массив (Иран) – [Wellman, 1966; Сборщиков и др., 1981]; Инд – Индостан (предположительно).

VI. Австралийская платформа (данные не найдены)

В настоящее время появились данные и по Австралии, связанные с процессами разделения Австралийской и Антарктической плит в результате встречного движения Индоокеанской (с запада на восток) и Тихоокеанской (с юго-востока на северо-запад) ветвей спрединга, что привело «к образованию, вытягиванию и вращению блоков Тасмании и Адели [Сергеева и др., 2019, с. 273] (рис. 11).

Рис. 11. Дораскольное положение Австралии-Антарктиды (около 35 млн. лет назад) [Из: Сергеева и др., 2019, т. V, с. 273– 275. (рис. на с.274)].

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ВЫВОДЫ

Собраны и проанализированы опубликованные материалы, в которых содержатся данные о ротационных структурах земной коры Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Из опубликованных материалов следует, что левостороннее вращение ВЕП, т.е. против часовой стрелки – «anticlockwise», были намечено по перемещению «овалов максимального прогибания» палеоморей центральной части ВЕП в течение рифея – ордовика [В.А. и А.А. Апродовы, 1963]; определяется по анализу особенностей линеаментного поля платформы [Полетаев, 1999, 2000; 2007, 2013] и согласуется с палеомагнитными данными о развороте ВЕП также «против часовой стрелки в течение мезопротерозоя» [Лубнина, 2009].

Кроме этого, вращательные движения отдельных блоков земной коры ВЕП намечаются на севере ВЕП при «расклинке» Кандалакшского грабена [Зыков, Колодяжный, Балуев, 2008; Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли, 2013] и в центральной части платформы – при расклинке Среднерусского авлакогена [Чамов, Костылева, 2002].

Сопоставление данных о структурах «расклинки» ВЕП с имеющимися данными об аналогичных структурах Западного Крыма [Штенгелов, 1978] и их возможной нефтегазоносности [Соколов, 1981], позволяет предположить повышенную фильтрационность и структур «расклинки» ВЕП.

Визуальное дешифрирование топокарты ВЕП масштаба 1 : 3 000 000 ротационных структур не выявило. По особенностям линеаментного поля можно предположить элементы левостороннего, т.е. против часовой стрелки –«anticlockwise» – «следов» вращения земной коры ВЕП.

Эти результаты подтвердились и контрольным анализом линеаментного поля топографической карты листа N-37, т.е. масштаба 1 : 1 000 000.

Конкретные подтверждения повышенной флюидопроницаемости границ отдельных блоков земной коры в результате ротационных процессов, развитых в земной коре ВЕП, пока не найдены, но поиски их будут продолжены.

В этой связи уместно напомнить, что ещё в 1962 году Николай Иванович Николаев (1906 – 2002) среди основных пяти направлений дальнейших комплексных геологических исследований указывал и на «Изучение особенностей ротационного режима Земли и закономерностей изменения скорости её вращения, в связи с результатами проявлений разнообразных геологических процессов, ведущих к перемещению масс как на поверхности земного шара, так и в его недрах» [Николаев, 1962, с. 352].

С момента публикации формулировки данного направления геологических исследований прошло более полувека, но оно – это направление – остаётся таким же актуальным, как и тогда, когда было сформулировано.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авсюк Ю.Н. Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез / Фундаментальные проблемы общей геотектоники. – М.: Научный мир, 2001, с. 424 – 443.

Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть земли: строение, происхождение и геологическое значение. – СПб.: Недра, 2006, 162с.

Анохин В. М., Одесский И.А. Характеристика глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника, 2001, № 5, с. 3 – 9.

Апродов В.А., Апродова А.А. Движения земной коры и геологическое прошлое Подмосковья. М.: Изд - во Моск. ун - та, 1963, 268 с.

Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Горизонтальные неотектонические перемещения в районе Беломорья / Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики //Материалы XL1 Тектонического совещания, т.1.– М.: ГЕОС, 2008, с. 340 – 344.

Зыков Д.С., Щукин Ю.К., Спунгин В.Г., Иоффе А.И. Возможные морфоструктурные проявления горизонтального расклинивания в земной коре (Северная Карелия) // Геоморфология, 2007, №1, с. 64 – 71.

Иогансон Л.И. Ротационные факторы тектогенеза – история вопроса и современное состояние / Ротационные процессы в геологии и физике. – М.: КомКнига, 2007. С. 495 – 512.

Латеральные тектоничские потоки в литосфере земли / Коллектив авторов / Отв. редактор М.Г. Леонов. – М.: ГЕОС, 2013. 318с. (Тр. ГИН РАН: Вып. 604).

Лубнина Н.В. История развития ордовикских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным данным / Автореф. дисс. ...канд. геол.-минер. наук.– М.:1998, 24с.

Лубнина Н.В., Богданова С.В. Восточно-Европейский кратон в мезопротерозое: палеомагнитные свидетельства ротации и сопряжённого рифтогенеза // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания, т.1. М.: ГЕОС, 2007, с. 404 – 407.

Мельников О.А. Ротационный режим Земли – отправной пункт и основа численного и физического моделирования любых геологических процессов // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXV1 Тектонического совещания. М.:ГЕОС. Т.2. 2003. С. 40 – 44.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Меланхолина Е.Н. Главнейшая структурная асимметрия Земли / Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001, с. 285 – 314.

Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392с.

Полетаев А.И. Сдвигово-ротационная модель структурирования земной коры Русской платформы / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Первые Горшковские чтения. Материалы конференции, посвящённые 90 - летию Г.П.Горшкова (1909 – 1984).– М.: МГУ, 26 апреля 1999г., с.21 – 23.

Полетаев А.И. Сдвигово - ротационная модель структурной эволюции Русской платформы. – М.: Геоинформмарк, 2000, вып. 5, 44с.

Полетаев А.И. Сдвигово - ротационная мотивация структурной эволюции Земли // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т.П. –М.: ГЕОС, 2002, с.104 – 107.

Полетаев А.И. Проблема ротогенеза в докладах и материалах XXXV Тектонического совещания / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Четвёртые

Горшковские чтения // Материалы конференции (МГУ, 26 апреля 2002г.). – М.: МГУ, 2002, с. 22 – 27.

Полетаев А.И. Ротационная тектоника земной коры./ Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых // Материалы XXXVIII Тектонического совещания.– М.: ГЕОС, 2005. Т.2, с. 97 – 100.

Полетаев А.И. Ротационная тектоника или тектоническое вращение? / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики // Восьмые Горшковские чтения. Материалы конференции.– М.: МГУ, 26 апреля 2006г. С.32 – 38.

Полетаев А.И. Орбитальное обращение, ротация и тектоническое вращение – основные источники структурирования Земли и планет земной группы / Фундаментальные проблемы геотектоники // Материалы XL Тектонического совещания. Т.2. – М.: ГЕОС, 2007, с. 102 – 107.

Полетаев А.И. «Роль ротационного и космического факторов» в источниках сил и энергетике тектогенеза (в докладах XL Тектонического совещания) /Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики // Девятые Горшковские чтения. Материалы конференции. – М.: МГУ, 26 апреля 2007г.; с. 49 – 55.

Полетаев А.И. Иерархичность и соподчиненность вращательных процессов Космоса и Земли – базовые факторы современных геодинамических процессов /Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики // Материалы XL1 Тектонического совещания, т.11.– М.: ГЕОС, 2008, с. 115 – 120.

Полетаев А.И. Ротационный фактор развития Земли (в докладах и материалах X L1 Тектонического совещания, 29.01 – 02.02.08) / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики.// Десятые Горшковские чтения // Материалы конференции. – М.: МГУ, 28 апреля 2008г., с. 37 – 41.

Полетаев А.И. Некоторые закономерности и особенности планетарной, региональной и локальной сейсмотектоники / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики / X1 Горшковские чтения // Материалы конференции, посвящённой 100-летию со дня рождения Г.П. Горшкова (1909 – 1984). – МГУ, 24 апреля 2009г. – М.: ЛЕНАНД, 2009, с. 19 – 37.

Полетаев А.И. Ротационная тектоника земной коры – 24 час.; 10 семестр / Одиннадцатые Горшковские чтения. Материалы конференции. М.: МГУ, 24 апреля 2009г.– М.: ЛЕНАНД, 2009, с. 73 – 77.

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. 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. Схема современных вращательных движений блоков земной коры Восточного полушария Земли / XV Горшковские чтения. Материалы конференции, посвященной 104-й годовщине со дня рождения Г.П.Горшкова (1909 –1984) / Под ред. проф. Н.В. Короновского. – М.: МГУ.26 апреля 2013г., с. 24 – 25.

Полетаев А.И. Особые структурные формы земной коры и современные динамические условия Российского сектора Евразии / Материалы всероссийской научной конференции «Прикладные аспекты динамической геологии», посвящённой 110 годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909 – 1984). – М.: Изд-во «Перо», 2019, с. 242 – 257.

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.
Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007, 525с.

Сергеева В.М., Лейченков Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Деформация, вытягивание и вращение блоков Тасмания и Адели / Результаты геолого-геоморфологических исследований дна и берегов Ладожского озера в 2015 –19гг. / Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. – М.: ИО РАН, 2019, т. V, с. 273– 275.

Соколов Б.А. Особенности строения и нефтегазоносности Степного Крыма по анализу космоснимков // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка, 1981, №3, с. 127 – 129.

Хаин В.Е. Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Т.2. М.: ГЕОС. 2007. С.324 – 329.

Хаин В.Е., Полетаев А.И. Ротационная тектоника Земли // Наука в России. 2007. №6 с. 14 – 21.

Чамов Н.П., Костылева В.В. Строение и механизм формирования Среднерусского авлакогена // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2002, с. 294 – 298.

Штенгелов Е.С. О веерообразности современного раздвижения земной коры и о природе зон Беньофа / Докл. АН СССР, 1978, т. 240, №4, с. 922 – 925.

Khain V., Poletaev A. Earth′s rotation tectonics / Science in Russia, 6/2007, p. 14 – 21.

УДК 55(1/9)

О ВЛИЯНИИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.О. Агибалов[1, 2], В.А. Зайцев[2], Е.А. Мануилова[2], И.В. Мошкин[2], А.А. Сенцов[1]

[1]*Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия*

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

Цель работы – показать влияние неотектонических движений на характер локализации месторождений углеводородов (УВ) Волго-Уральской антеклизы. Для достижения поставленной цели требуется решить следующую задачу – проанализировать взаимосвязь современного рельефа с особенностями пространственного распределения месторождений УВ. Необходимость анализа этой взаимосвязи обусловлена тем, что неотектонические движения являются, с одной стороны, одним из основных рельефообразующих факторов [Корчуганова, 2007], а с другой – во многом определяют процессы миграции УВ [Горелов, 1972].

В основу работы положены результаты комплексных морфометрических исследований. Нами было установлено, что наилучшим образом взаимосвязь между рельефом и особенностями локализации месторождений УВ можно проиллюстрировать с помощью схем следующих морфометрических параметров: 1) разности базисных поверхностей 1 и 2 порядков, рассчитанных по методике [Философов, 1960] (рис. 1); 2) длин водотоков 2 порядка (рис. 2); 3) плотности водотоков 1 порядка (рис. 3); 4) глубины вертикального расчленения (рис. 4), определенной по методике [Спиридонов, 1975]; 5) крутизны склонов (рис. 5); 6) максимальной кривизны поверхности рельефа (рис. 6); 7) плотности линий вытянутости (рис. 7), рассчитанной с помощью программы «LESSA» [Златопольский, 2011]. Исходными материалами служили [Цифровая…, 2020; Цифровые…, 2020]. На основе анализа показанных на рис. 1-7 схем нами был предложен обобщающий безразмерный морфометрический параметр S (рис. 8). Методика его расчета заключалась в оконтуривании областей, где величины разности базисных поверхностей 1 и 2 порядка, изолонг 2 порядка и т. д. превышают средние значения этих показателей, установленные для территорий месторождений УВ. Участкам, не выделенным ни по одному из рассмотренных морфометрических параметров, присвоены нулевые значения S; если значение одного морфометрического параметра больше или равно его среднему значению, рассчитанному для территорий месторождений УВ, то S=1. Максимальное значение S равно 6. Кроме того, для территории восточной части Волго-Уральской антеклизы нами была составлена схема экспозиции

склонов (рис. 9), на основе которой построена роза-диаграмма, иллюстрирующая их направления простирания (рис. 10).

Проведенные исследования показали приуроченность большей части месторождений УВ к повышенным значениям морфометрических показателей 1-7 (см. рис. 1-8, таблица). Для восточной части Волго-Уральской антеклизы показано сходство роз-диаграмм, иллюстрирующих ориентировки длинных осей месторождений УВ (см. рис. 10А) и направления простирания склонов (см. рис. 10Б). Полученные данные свидетельствуют о существовании высокой степени взаимосвязи между рельефом и особенностями локализации месторождений, объяснить которую можно только влиянием неотектонических процессов.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИФЗ имени О.Ю. Шмидта РАН.

Морфометрические параметры	**Значения морфометрических параметров**				
	мин.	**1 кв.**	**медиана**	**2 кв.**	**макс.**
Разности базисных поверхностей 1 и 2 порядков, м	-711 (-112)	-8 (3)	11 (27)	36 (72)	500 (236)
Длины водотоков 2 порядка, км	55 (55)	107 (141)	129 (156)	157 (196)	272 (258)
Плотность водотоков 1 порядка, км$^{-1}$	0 (0)	1,75 (2,14)	2,73 (3,07)	3,70 (3,90)	8,05 (6,66)
Глубина вертикального расчленения, м	47 (101)	105 (161)	134 (190)	193 (232)	1190 (785)
Крутизна склонов, º	0 (0)	0,029 (0,096)	0,103 (0,157)	0,184 (0,233)	1,945 (1,014)
Максимальная кривизна, м$^{-1}$	0,021 (0,039)	0,057 (0,087)	0,077 (0,105)	0,114 (0,145)	0,623 (0,592)
Плотность линий вытянутости, км$^{-1}$	0,10 (3,68)	9,56 (11,39)	13,72 (15,30)	19,19 (21,15)	60,01 (49,13)

Таблица. Сопоставление морфометрических характеристик рельефа в пределах всей территории Волго-Уральской антеклизы и месторождений УВ. *Для территории месторождений значения морфометрических параметров приведены в круглых скобках.*

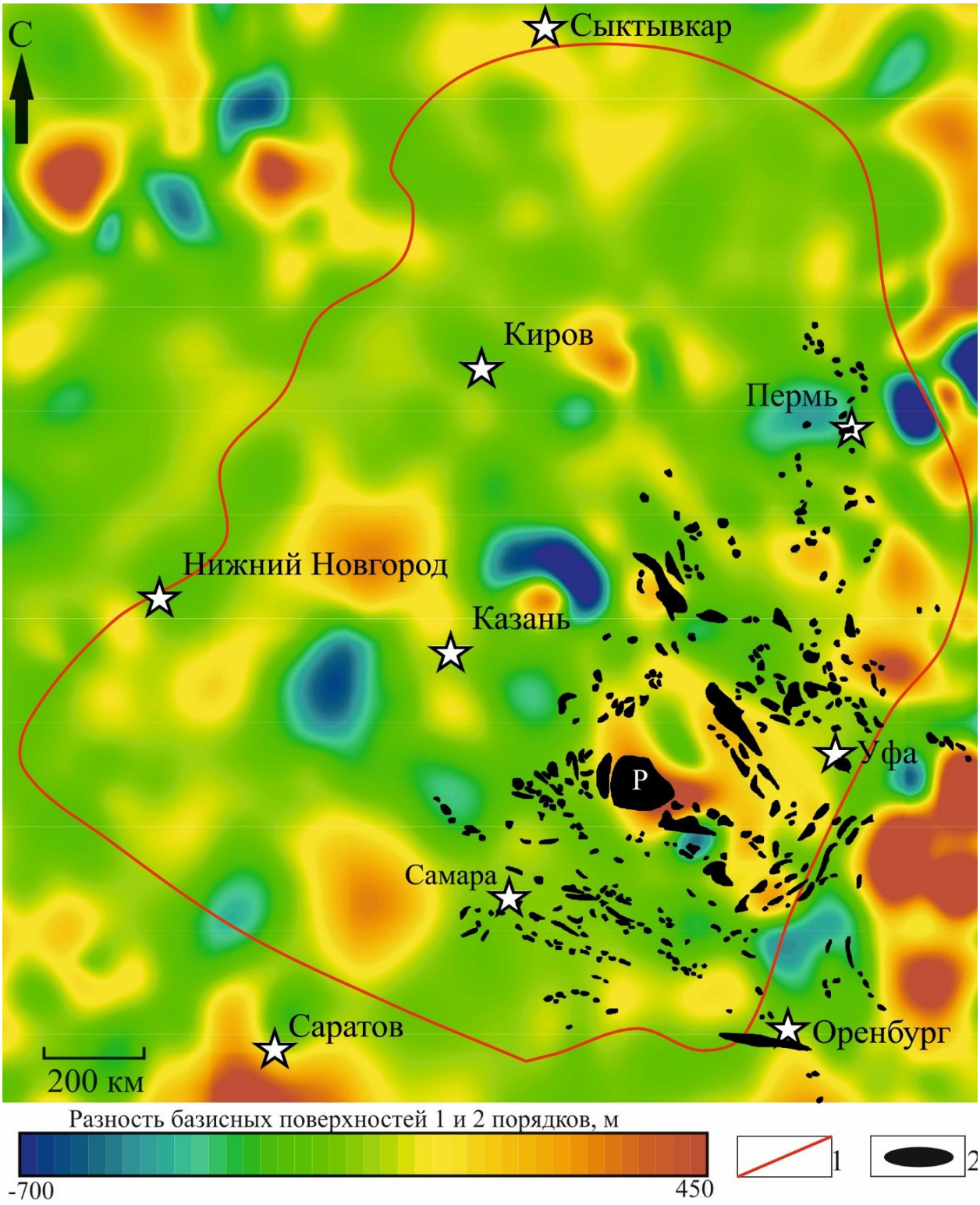


Рис. 1. Схема разности базисных поверхностей 1 и 2 порядков: *1 – границы Волго-Уральской антеклизы, по [Гаврилов, 1981]; 2 – месторождения УВ, по [Лозин, 2002]; Р – Ромашкинское нефтяное месторождение.*

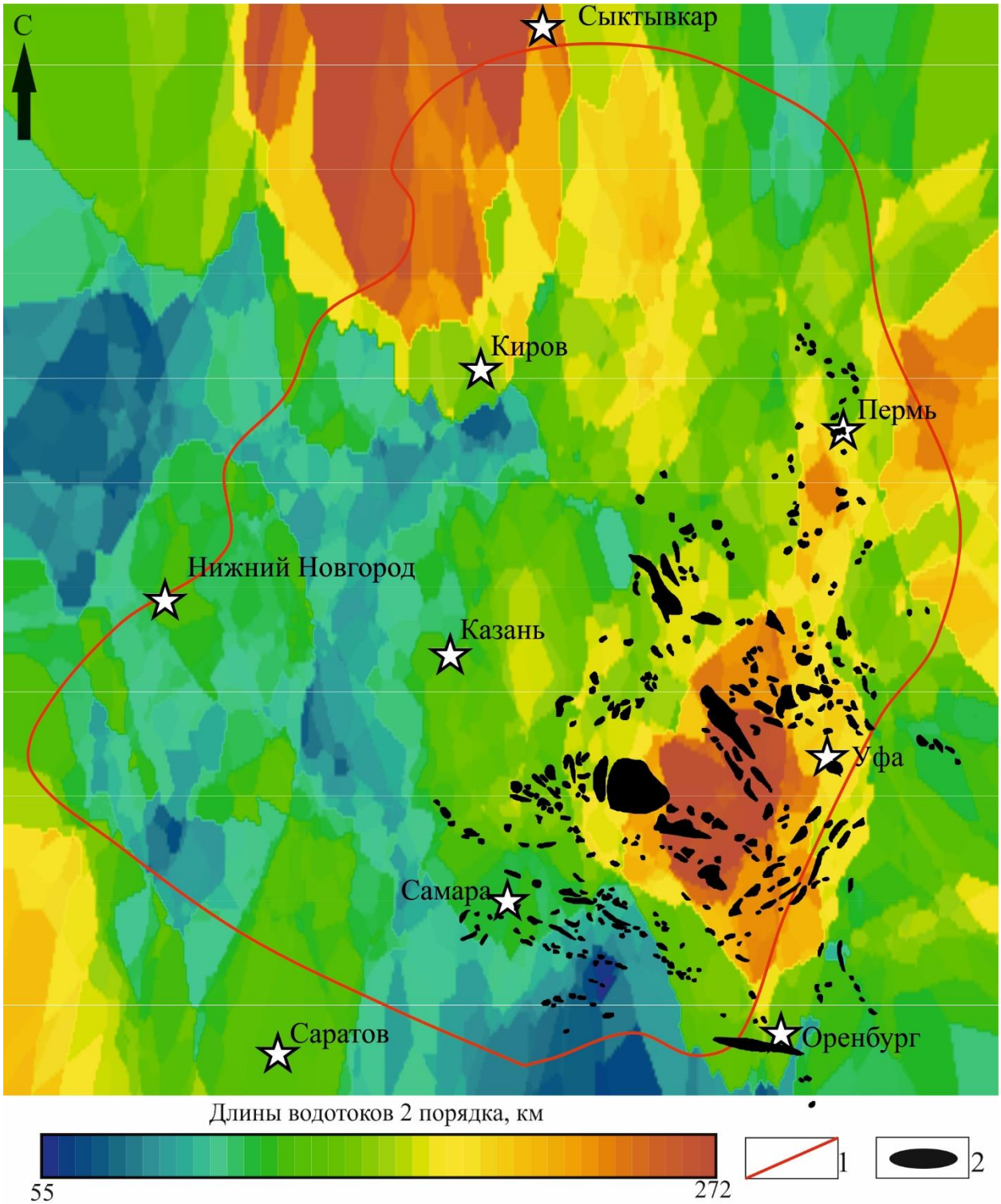


Рис. 2. Схема изолонг 2 порядка: *1 – границы Волго-Уральской антеклизы, по [Гаврилов, 1981]; 2 – месторождения УВ, по [Лозин, 2002].*

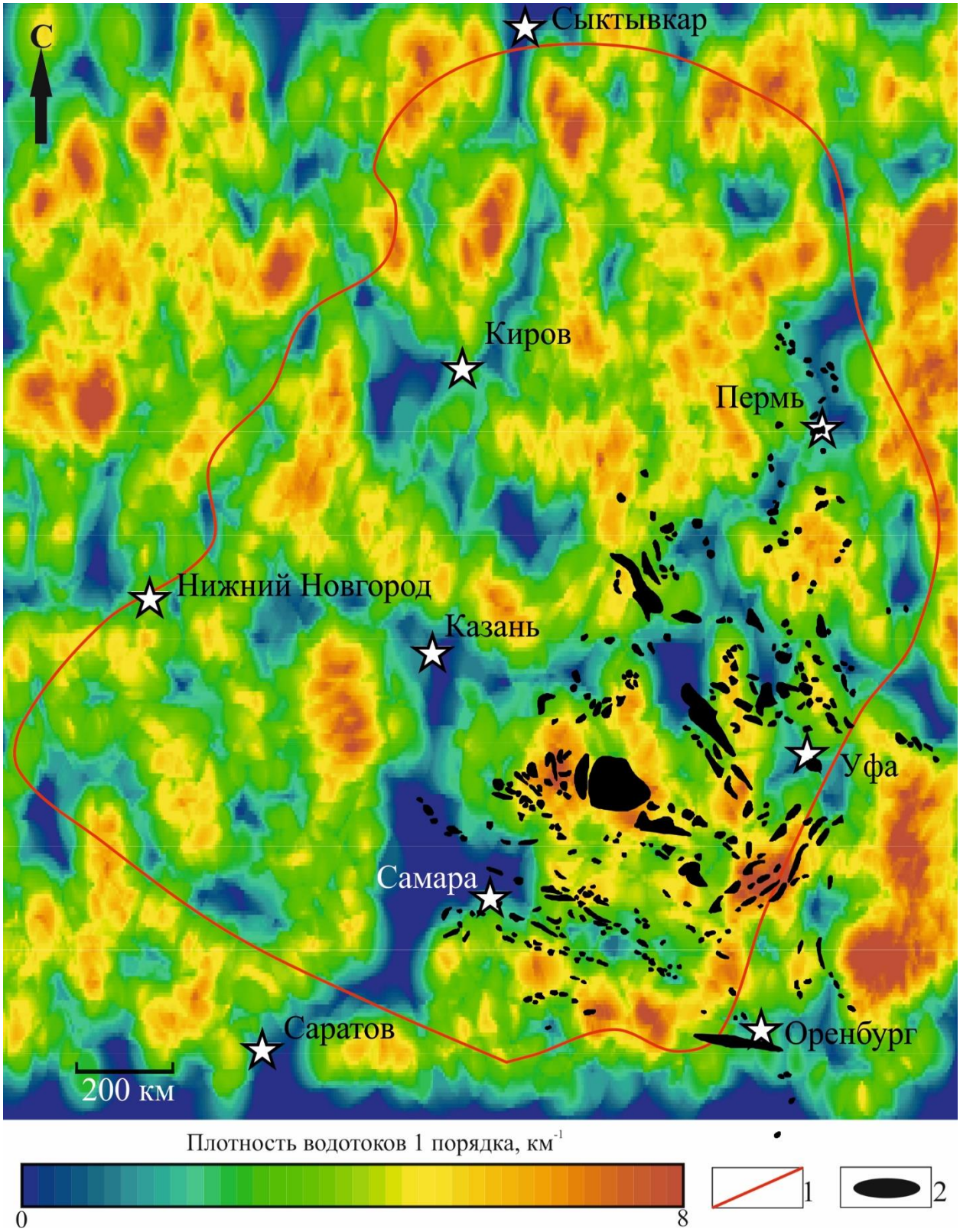


Рис. 3. Схема плотности водотоков 1 порядка: *1 – границы Волго-Уральской антеклизы, по [Гаврилов, 1981]; 2 – месторождения УВ, по [Лозин, 2002].*

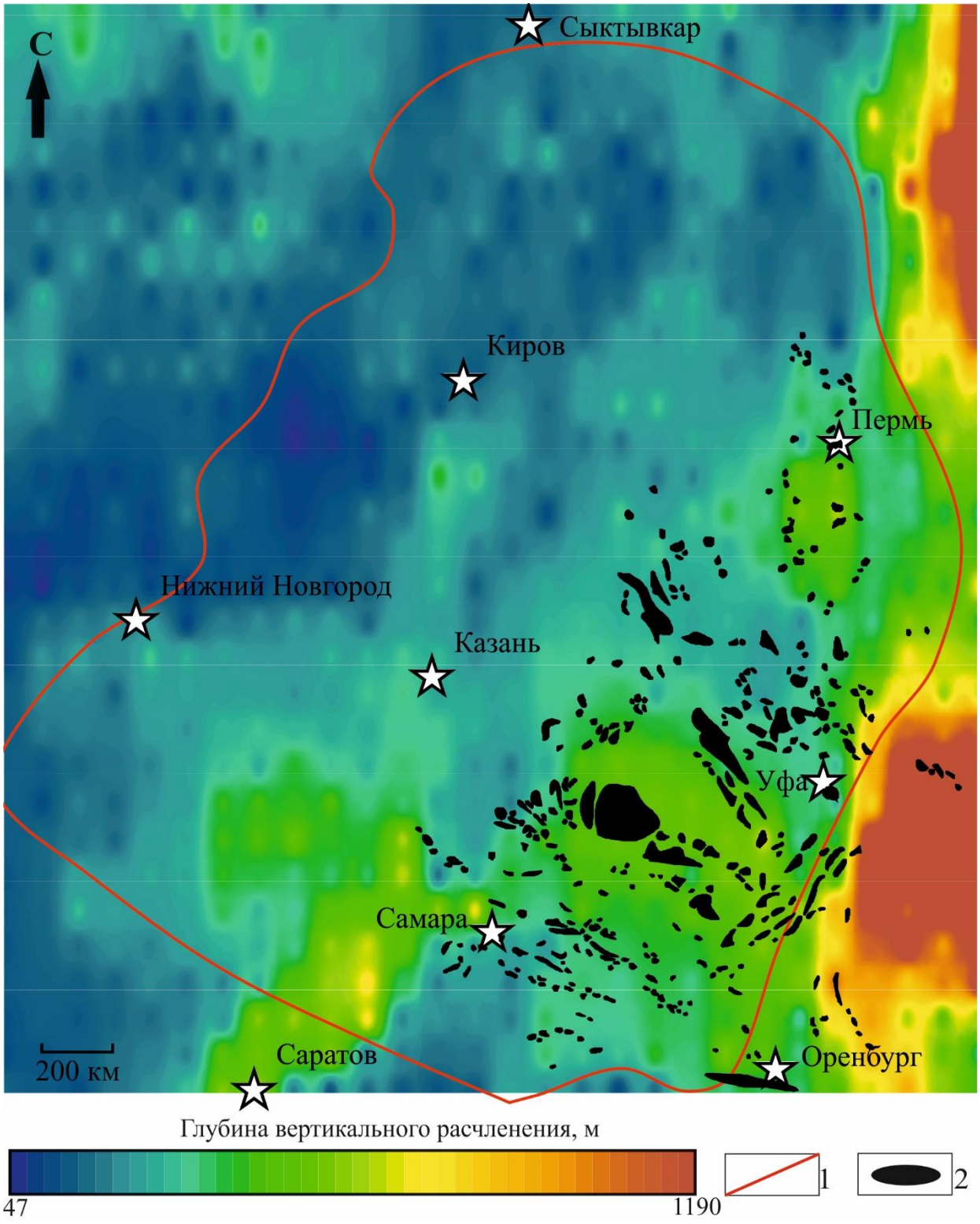


Рис. 4. Схема глубины вертикального расчленения: *1 – границы Волго-Уральской антеклизы, по [Гаврилов, 1981]; 2 – месторождения УВ, по [Лозин, 2002].*

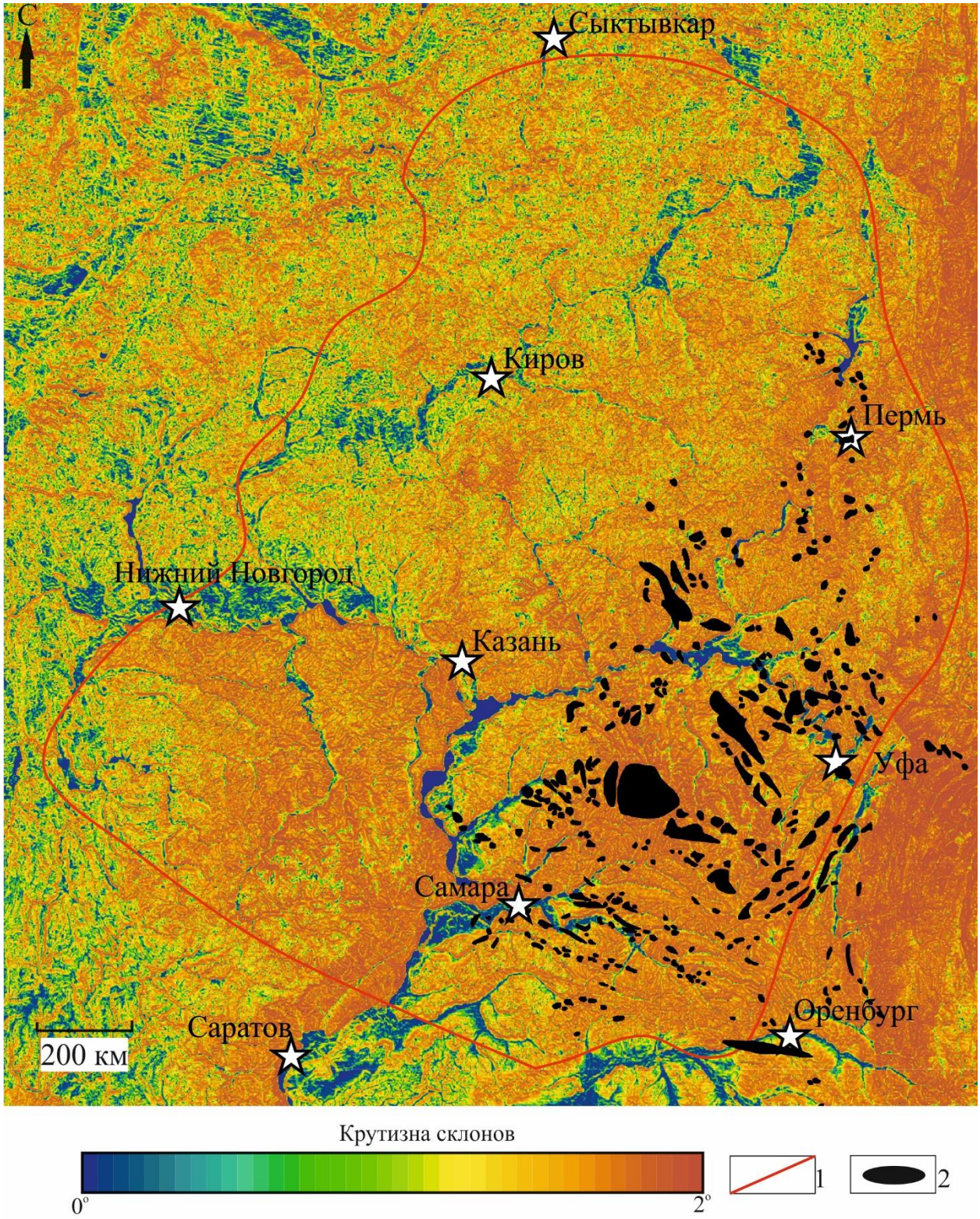


Рис. 5. Схема крутизны склонов: *1 – границы Волго-Уральской антеклизы, по [Гаврилов, 1981]; 2 – месторождения УВ, по [Лозин, 2002].*

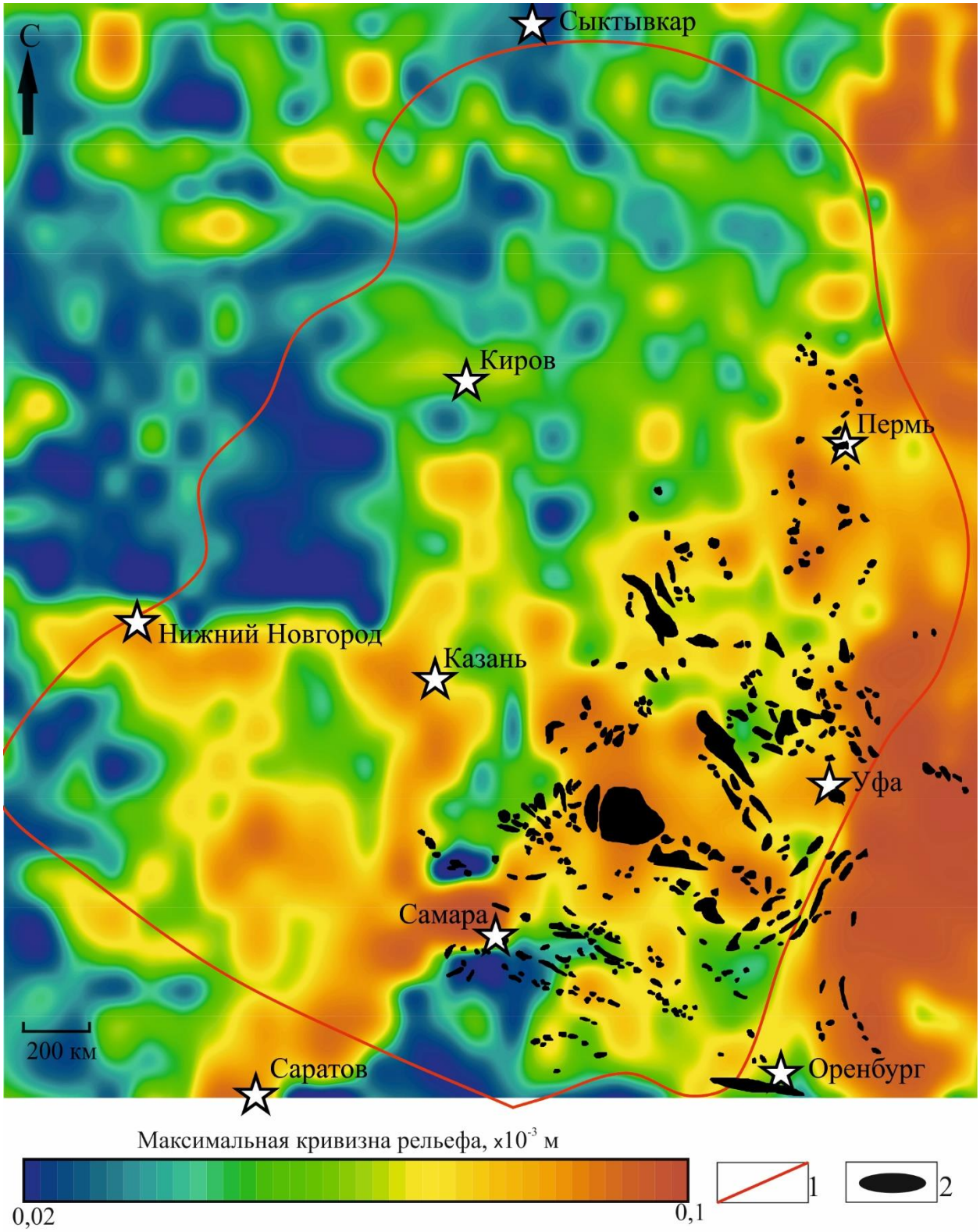


Рис. 6. Схема максимальной кривизны рельефа: *1 – границы Волго-Уральской антеклизы, по [Гаврилов, 1981]; 2 – месторождения УВ, по [Лозин, 2002].*

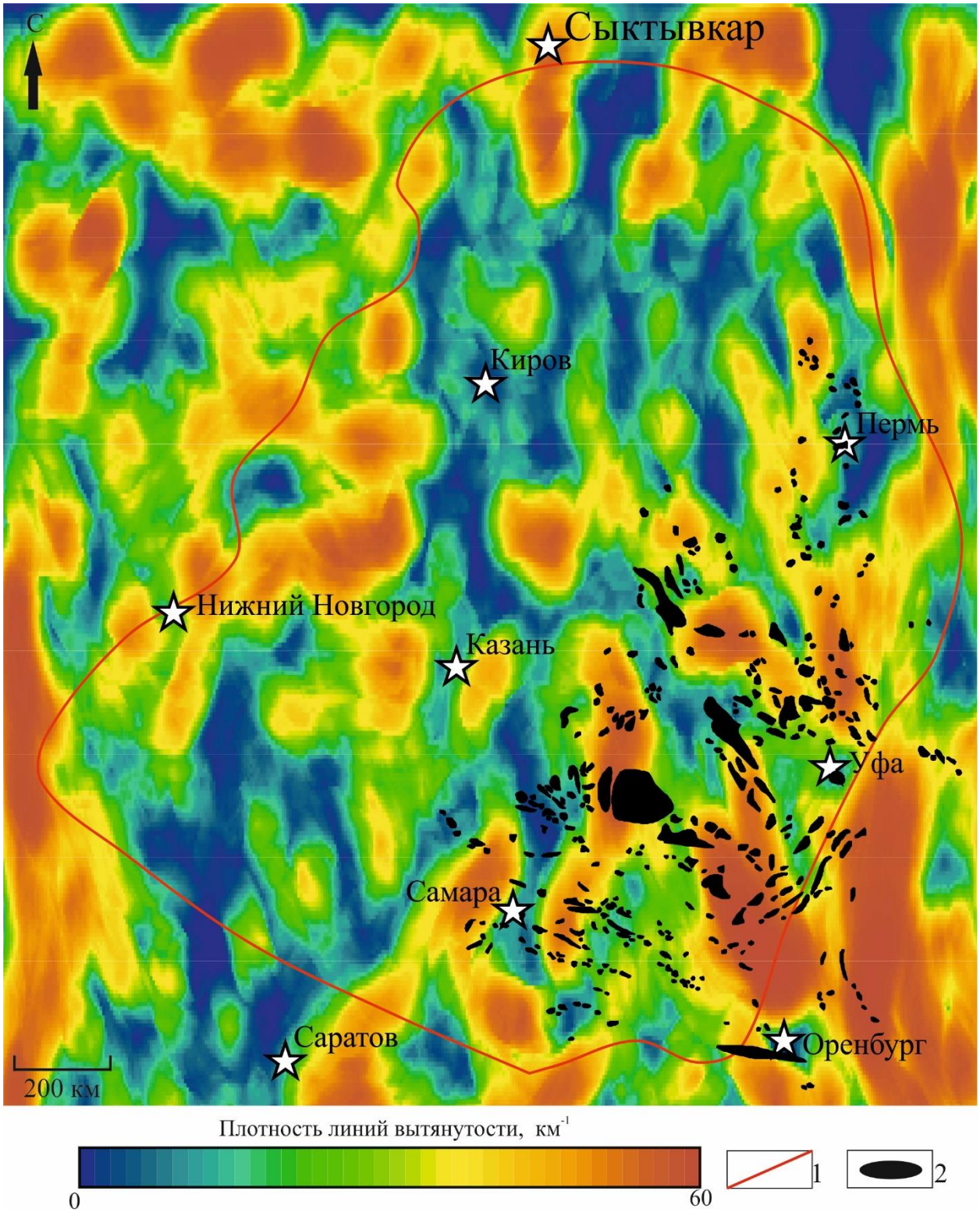


Рис. 7. Схема плотности линий вытянутости: *1 – границы Волго-Уральской антеклизы, по [Гаврилов, 1981]; 2 – месторождения УВ, по [Лозин, 2002].*

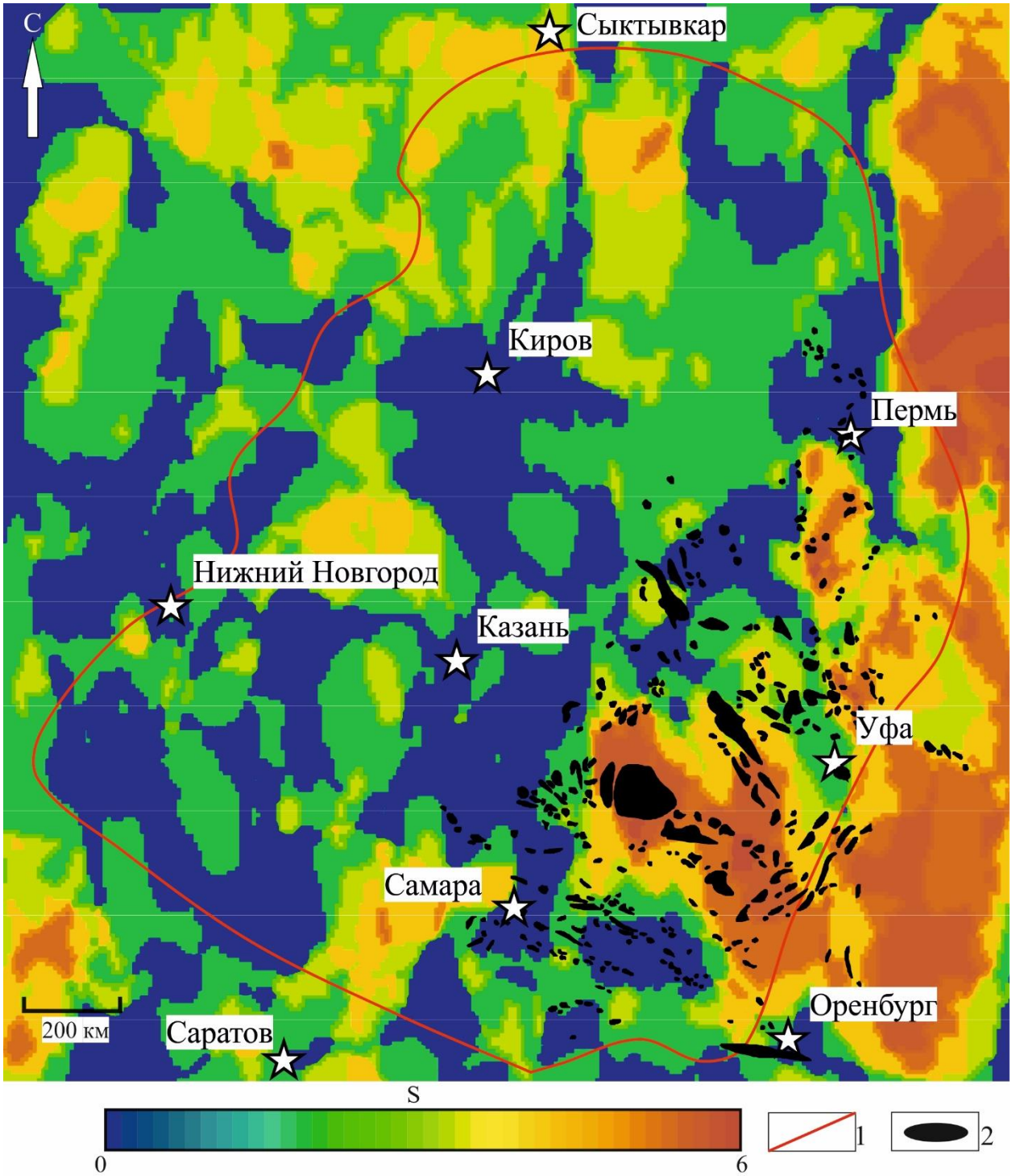


Рис. 8. Схема безразмерного морфометрического параметра S (см. пояснения в тексте): *1 – границы Волго-Уральской антеклизы, по [Гаврилов, 1981]; 2 – месторождения УВ, по [Лозин, 2002].*

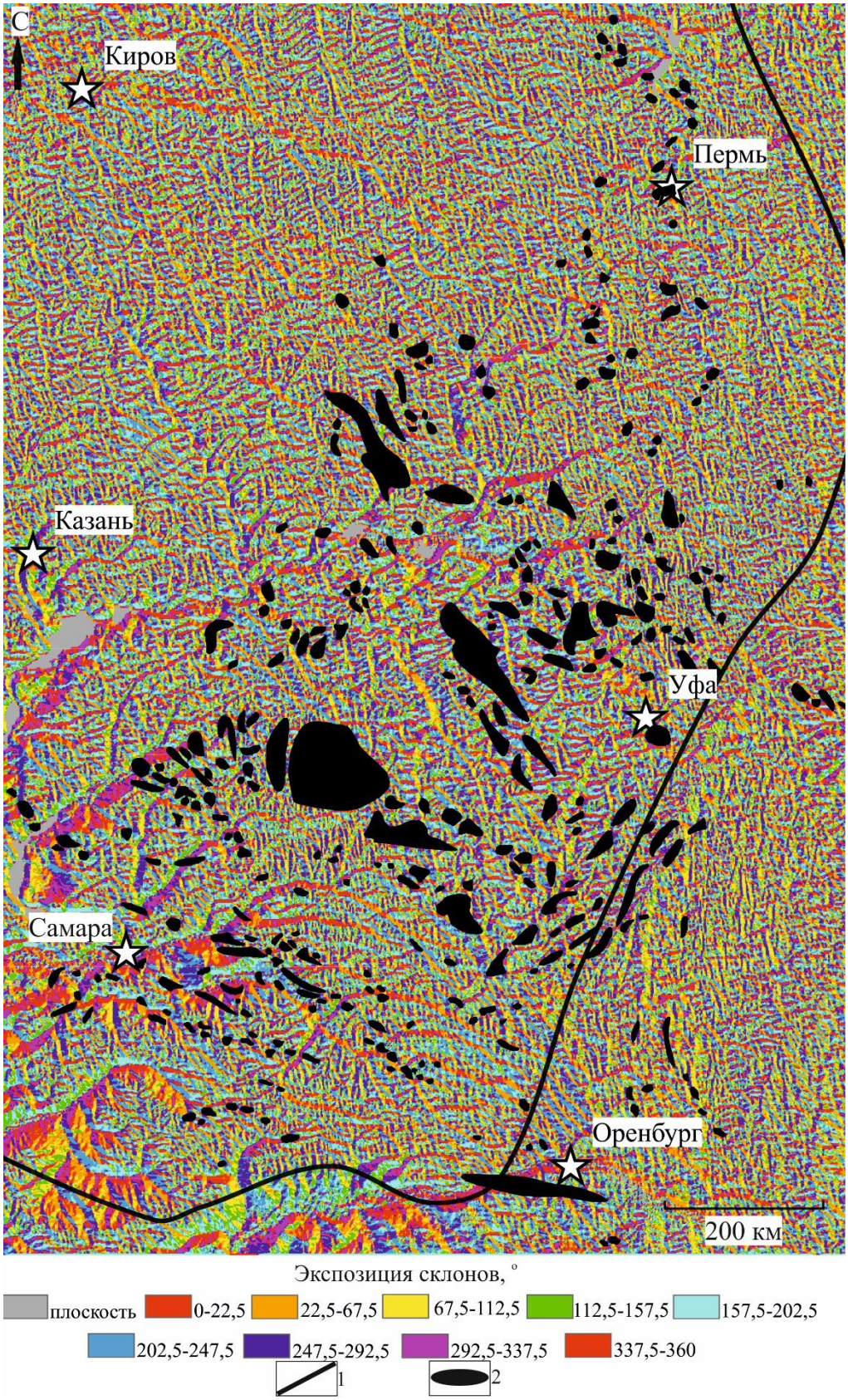


Рис. 9. Схема экспозиции склонов: *1 – границы Волго-Уральской антеклизы, по [Гаврилов, 1981]; 2 – месторождения УВ, по [Лозин, 2002].*

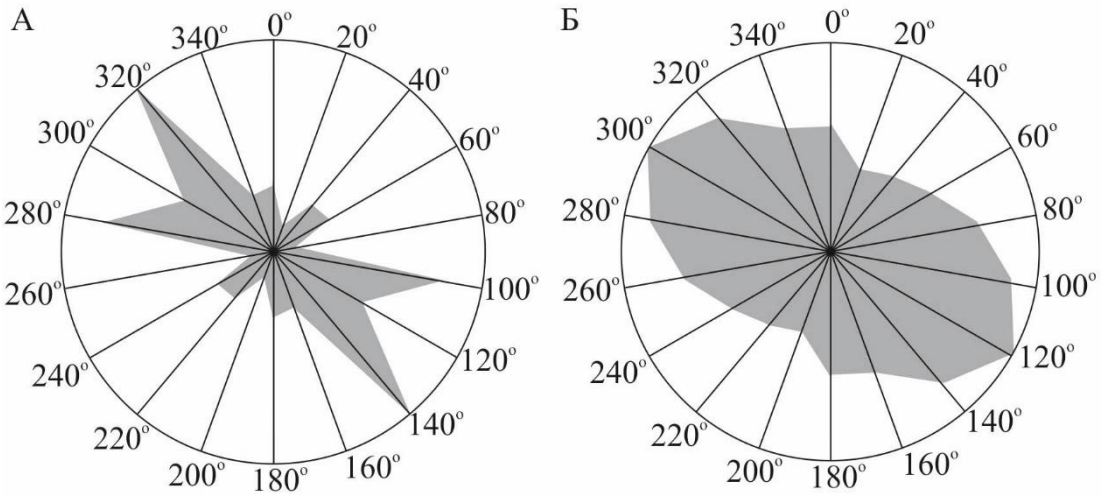


Рис. 10. Розы-диаграммы, иллюстрирующие ориентировку длинных осей контуров месторождений УВ (А) и направления простирания склонов (Б)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гаврилов В.П. Как устроены и чем богаты наши недра. М.: Недра, 1981. 191 с.

Горелов С.К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий (на примере юго-востока Русской равнины). М.: Наука, 1972. 206 с.

Златопольский А.А. Новые возможности технологии LESSA и анализ цифровой модели рельефа. Методический аспект // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т.8. № 3. С. 38-46.

Корчуганова Н.И. Новейшая тектоника с основами современной геодинамики. М: Геокарт : ГЕОС, 2007. 353 с.

Лозин Е.В. Глубинное строение и нефтегазоносность Волго-Уральской области и смежных территорий // Литосфера. 2002. № 3. С. 46-68.

Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. М., Недра, 1975. 184 с.

Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур / под ред. А.А. Корженевского. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1960. 91 с.

Цифровая модель рельефа. URL: https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi (дата обращения 1.09.2020)

Цифровые топографические основы. URL: https://vsegei.ru/ru/info/topo/ дата обращения 1.09.2020)

УДК 55(1/9)

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ДАННЫХ СИСТЕМЫ GRACE ДЛЯ ПРОГНОЗА МАЛОМАГНИТУДНЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А.А. Сенцов[1], В.А. Зайцев[2], А.О. Агибалов[1,2]

[1]Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

[2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Цель данного исследования – это рассмотреть возможность применения данных временных вариаций гравитационного поля, полученных системой GRACE, для среднесрочного прогноза маломагнитудных землетрясений в пределах платформы. Подобные исследования ранее проводились для территории активных континентальных окраин и показали, что есть взаимосвязь между высокомагнитудными землетрясениями и изменениями в гравитационном поле [Михайлов и др., 2014, Огаджанов и др., 2005].В настоящей работе были рассмотрены территории Фенноскандии и Воронежской антеклизы.

Gravity Recovery And Climate Experiment — спутниковая миссия, направленная на изучение гравитационного поля Земли и его временных вариаций. Система картографирует гравитационное поле, измеряя положение двух идентичных спутников, находящихся на полярной орбите на высоте 500 км. Спутники были запущены в начале 2000-ых. Они пролетают над каждым участком Земли приблизительно раз в месяц, что позволяет прослеживать естественные перемещения масс. С 2018 года функционирует система GRACE-FO, производящие измерения с более высокой точностью.

В качестве исходных данных по сейсмичности нами были использованы каталоги Американской геологической службы [Сейсмологический…, 2019, Seismic observation, 2020], данные о сейсмичности, полученные Геофизической службой РАН [Сейсмологический…, 2020], а также данные лаборатории сейсмического мониторинга Воронежского кристаллического массива за интервал времени с 1998 по 2012 гг.

Так как высокомагнитудные сейсмические события, случающиеся на территории Фенноскандии могут «смазывать» общую картину сейсмичности, временные вариации гравитационного поля сравнивались как с среднемесячной сейсмической энергией всех землетрясений, так и с среднемесячной энергией землетрясений, имевших $M \leq 3$. Анализируя гравитационное поле Фенноскандии (рис. 1) видно, что для него характерно уменьшение максимального значения где-то каждые 18-19 месяцев. Само снижение длиться около 10-11 месяцев, затем картина начинает повторяться. И лишь в 2014 году мы видим, что положительный

экстремум уходи в отрицательные значения, хотя на протяжении всего времени наблюдений (до этого времени) он имел положительные значения. Сравнивая эти данные с сейсмической энергией видно, что июля 2002 года максимальные значения выделившейся сейсмической энергии соответствуют минимальным значениям в гравитационном поле, после июля 2002 года пики сейсмической энергии происходит за 1-3 месяца раньше, чем пики в гравитационном поле. Такая картина сохраняется где-то до октября 2003 года. Затем, до ноября 2005 года пики в выделившейся сейсмической энергии отстают от пиков в гравитационном поле на 2-3 месяца. До июля 2006 года картина напоминает интервал до июля 2002 года и, в целом, сохраняется до декабря 2008 года. Начиная с 2009 года по февраль 2014 года на территории Балтийского щита и Скандинавских гор экстремумы средних значений выделившейся сейсмической энергии для маломагнитудных землетрясений соответствуют экстремумам в гравитационном поле, но с обратным знаком (пики в гравитационном поле соответствуют минимумам выделившейся сейсмической энергии и наоборот). Однако, в этом же временном интервале произошло несколько высокомагнитудных событий. Их выделившаяся энергия коррелируется с максимальными пиками в гравитационном поле. Согласно [Огаджанов. и др., 2005], это может быть связано с общим уплотнением пород до крупного сейсмического события. Затем, по дилатансионной модели, происходит возникновение трещин в области очага землетрясения, которые заполняются флюидами. Это приводит к общему понижению плотности земной коры в данной области. Эти понижения, как уже говорилось выше, хорошо коррелируются со средней энергией низкомагнитудных землетрясений. Исключение есть только в феврале 2013, где минимум сейсмической энергии соответствует минимуму в гравитационном поле. В интервале с 2009 по 2014 гг. наблюдаются несколько сильных землетрясений, которые почти не коррелируются с временными вариациями гравитационного поля. Обобщая результаты данного анализа, удалось установить видимую корреляцию между временными вариациями гравитационного поля и выделившейся сейсмической энергией для маломагнитудных землетрясений, однако можно попытаться выявить её более четко, если установить более чувствительные сейсмостанции на данную территорию. Коэффициент Пирсона между средним значением выделившейся среднемесячной сейсмической энергией для землетрясений с $M \leq 3$ и среднемесячным значением гравитационного поля составляет энергией 39% (при осреднении значения сейсмической энергии в пределах ±3 месяцев[1] от экстремума в гравитационном поле), а между среднемесячным

[1] Имеется ввиду то, что «длина волны» изменения гравитационного поля составляет год (экстремумы каждые пол года), а у сейсмической энергии длина волны хаотична. Ввиду этого была рассчитана средняя сейсмическая энергия за полугодовой интервал

значением энергией и средним значением гравитационного поля = 46% (рис. 2) (при осреднении значения сейсмической энергии в пределах ±3 месяцев от экстремума в гравитационном поле).

Для гравитационного поля Воронежской антеклизы характерно чередование положительных пиков (рис. 3), где три положительных экстремума сменяются двумя положительными экстремумами, но с большими значениями, т.е. среда уплотняется. Суммарная продолжительность первых трех пиков составляет около 30 месяцев, а следующих двух - 24 месяца. Причем для всего графика характерен убывающий тренд в изменении гравитационного поля. До июля 2002 года синфазные пики средней сейсмической энергии отстают от таковых в гравитационном поле где-то на 2 месяца. После этого интервала, пики становятся синхронными до июня 2004 года. Затем, до сентября 2004 года они в противофазе. А после этого рубежа общая картина повторяется до сейсмического затишья, которое начинается с марта 2006 года. Однако отдельные сейсмические события наследую общую корреляцию между этими двумя параметрами. Получается, что у нас есть прогностический признак по времени, который поможет уточнить график повторяемости с точностью до 1-2 месяцев. И тогда мы получаем следующую зависимость: полтора года у нас сейсмичность отстает от временных вариаций гравитационного поля на 2 месяца, затем 2 года они действуют синхронно, а потом 3 месяца - в противофазе. Коэффициент Пирсона между среднемесячным значением гравитационного поля и среднемесячной сейсмической энергии, для землетрясений с $M \leq 3$ составляет 20% и 36,5% (при осреднении значения сейсмической энергии в пределах ±3 месяцев от экстремума в гравитационном поле)(рис. 4).

Обобщая все вышесказанной, можно сказать, что предложенный метод может быть использован для среднесрочного сейсмчесмического прогноза маломагнитудных землетрясений при наличии достаточно полного каталога, в которых фигурируют землетрясения с $M \leq 3$.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

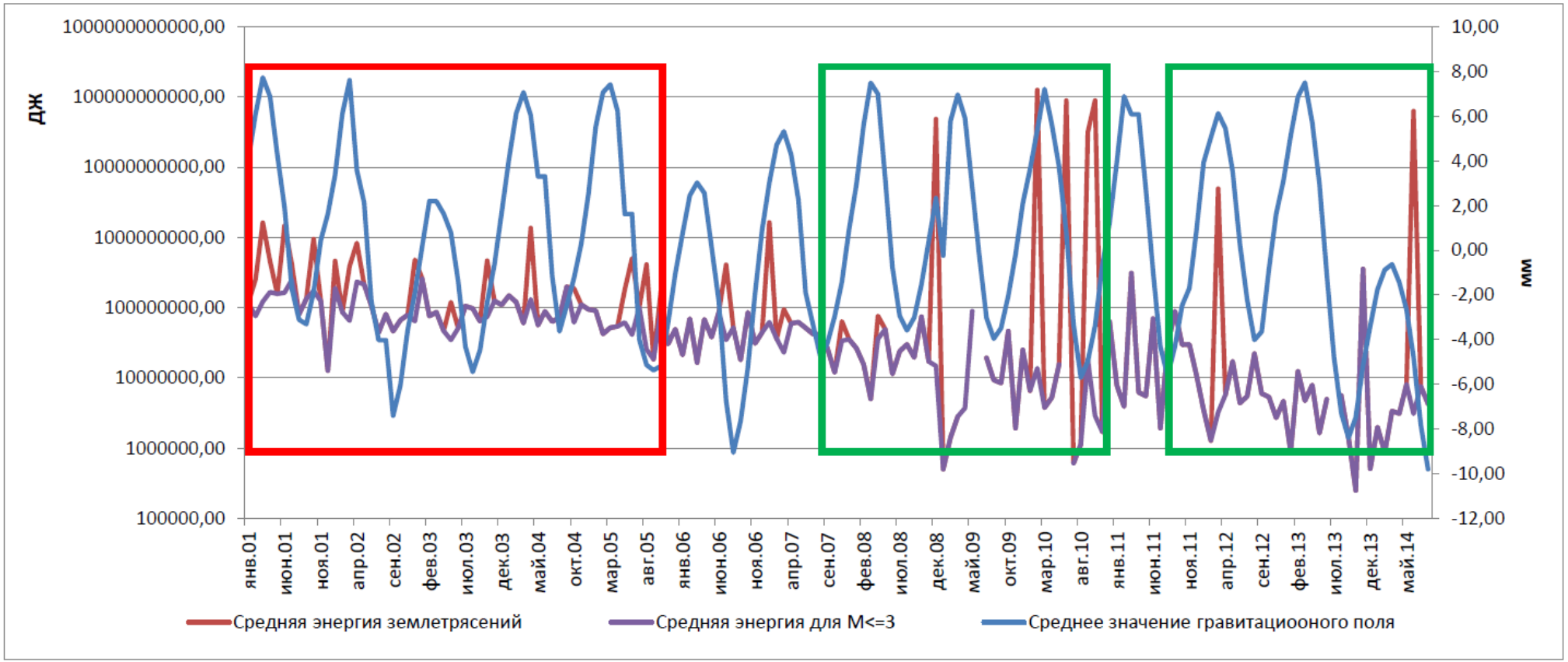


Рис. 1 Сравнение временных вариаций гравитационного поля с выделившейся сейсмической энергией для территории Фенноскандии.

Красная рамка - временной интервал, в котором пики сейсмической энергии и гравитационного поля находятся в одной фазе, зеленые рамки - в противофазе

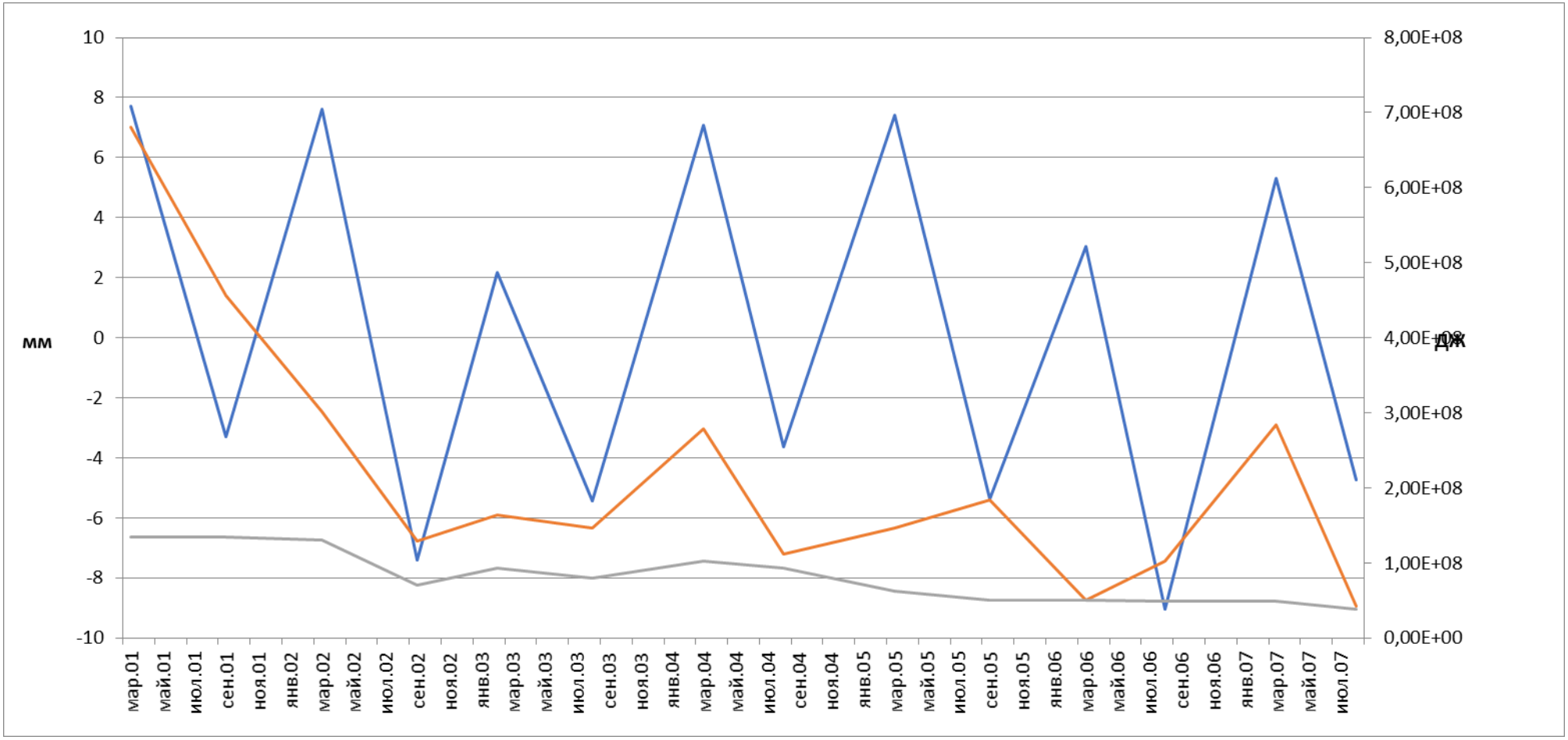


Рис. 2 Сравнение временных вариаций гравитационного поля с осредненной сейсмической энергией для территории Фенноскандии. *Синяя линия – среднее значения гравитационного поля (в мм); красная – средняя энергия всех землетрясений, осредненная за пол года в пределах «пиков» гравитационного поля; зеленая линия – средняя энергия землетрясений с магнитудой ≤3, осредненная за пол года в пределах «пиков» гравитационного поля*

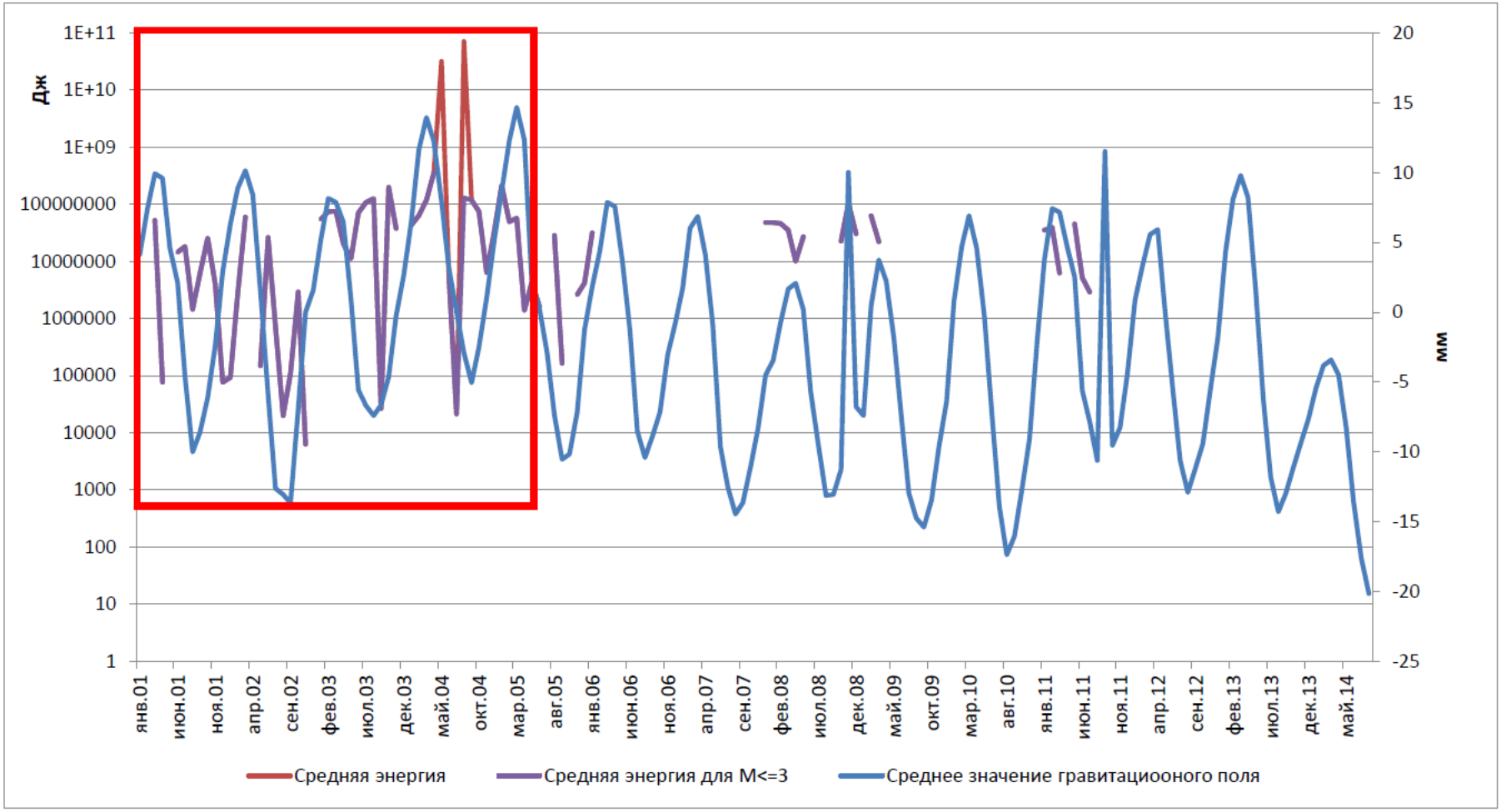


Рис. 3 Сравнение временных вариаций гравитационного поля с выделившейся сейсмической энергией для Воронежской антеклизы и сопредельных территори Красная рамка - временной интервал, в котором пики сейсмической энергии и гравитационного поля находятся в одной фазе

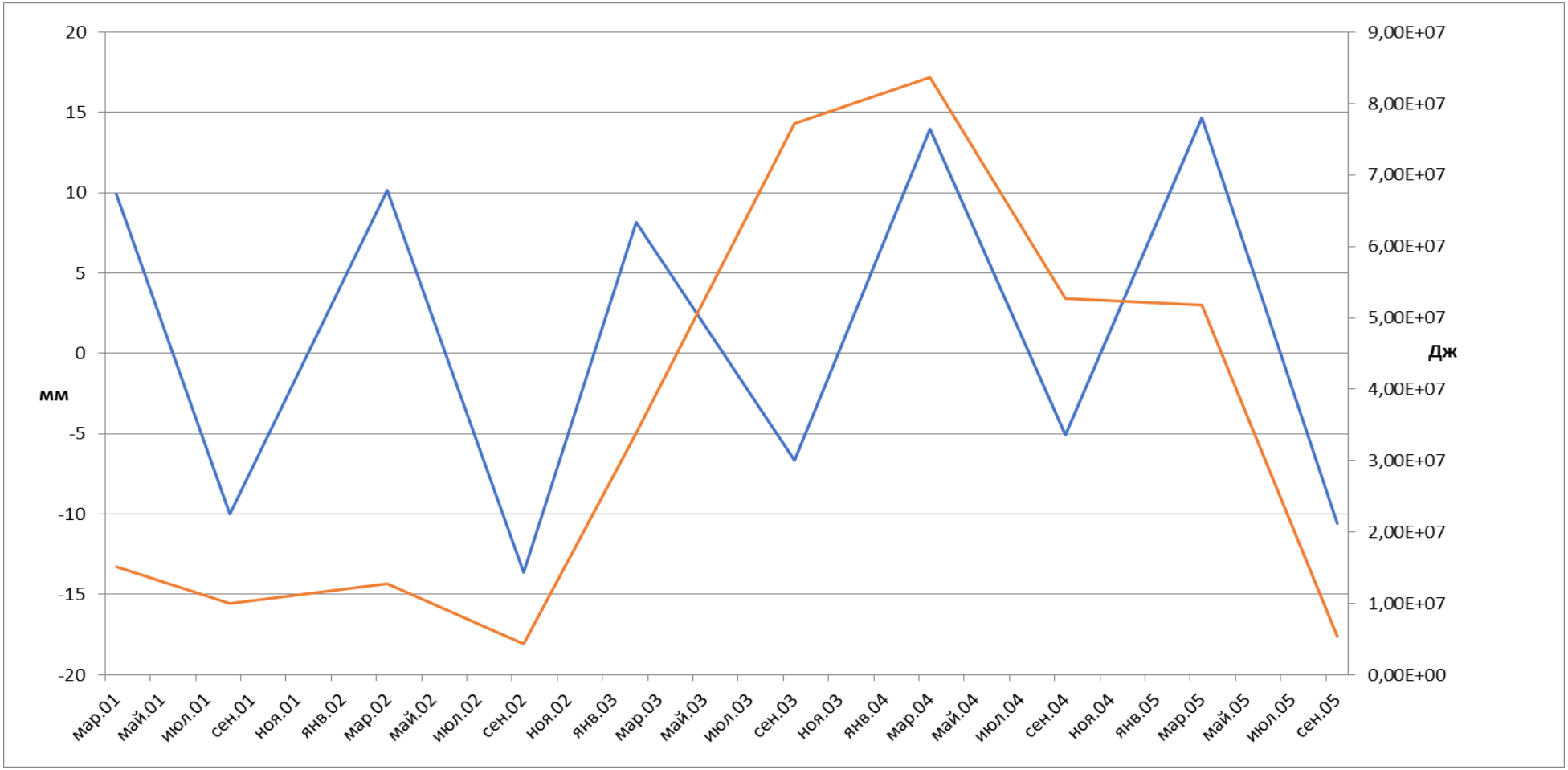


Рис. 4 Сравнение временных вариаций гравитационного поля с осредненной сейсмической энергией для территории Воронежской антеклизы. *Синяя линия – среднее значения гравитационного поля (в мм); красная –средняя энергия землетрясений с магнитудой ≤3, осредненная за пол года в пределах «пиков» гравитационного поля*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Михайлов В.О. Сравнительный анализ временных вариаций глобального гравитационного поля по данным спутников ГРЕЙС в областях трех недавних гигантских землетрясений / В.О. Михайлов [и др.] // Физика Земли. — 2014. — № 2— С.29-40

Огаджанов В.А. Связь изменений гравитационного поля на Саратовском геодинамическом полигоне с сейсмической активностью Альпийско-Средиземноморского пояса и прилегающей части Европейской плиты / В.А. Огаджанов [и др.] // Вестник Воронежского университета. Геология. — 2005. — № 1— С. 225-229.

Сейсмологический каталог Американской геологической службы. [Эл. ресурс]. URL: https://earthquake.usgs.gov/. Дата обращения 1.12.2019

Сейсмологический каталог единой геофизической службы РАН. [Эл. ресурс]. URL: http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl. Дата обращения 05.09.2020.

Seismic observation [Эл. ресурс]. URL: http://www.seismo.helsinki.fi/english/obsetvation. Дата обращения 05.09.2020.

УДК 378.016

ОПЫТ ПРЕПОДАВАНИЯ МЕЖФАКУЛЬТЕТСКОГО КУРСА «МОСКВА ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ» В МГУ ИМ. М.В. ЛОМОНОСВА

Агибалов А.О., Полетаев А.И.

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

ВВЕДЕНИЕ

В данной работе проведены анализ и обобщение опыта преподавания межфакультетского курса (МФК) «Москва геологическая» в весеннем семестре 2020 года. На наш взгляд, этот опыт интересен тем, что курс был предложен впервые, а занятия проводились как в очной (аудиторной) форме, так и удаленно в связи с переходом МГУ на дистанционное обучение с целью предупреждения распространения новой коронавирусной инфекции.

Интересно и то, что обучающимися являлись студенты разных факультетов – географического, почвоведения, филологического. Некоторые слушатели, например, студенты-почвоведы, прошедшие на первом курсе геолого-геоморфологическую практику в Чашниково, уже имели общие представления о геологии, опыт визуального дешифрирования топографических карт и космических изображений, а другие получили эти знания и навыки в ходе обучения МФК.

Оценка эффективности обучения, анализ выявленных проблем проводилась нами с использованием отзывов студентов о курсе «Москва геологическая». На наш взгляд, описанный в статье опыт его преподавания будет интересен широкому кругу читателей, прежде всего, студентам и сотрудникам Московского университета, участвующим в педагогической деятельности.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О КУРСЕ «МОСКВА ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ»

Цель курса – формирование целостного представления о геологии Московского региона [Апродов, Апродова, 1963; Белая и др., 2001; Карасик, Певнев, 1992; Пермяков, 1949; Петренко, Лихачева, 1979; Семихатов, 1955; Строганова, Мягкова, 1998], обогащенного в последние 30 – 40 лет данными [Востоков, 1997; Кац и др., 1986: 1989; Космическая информация…, 1985; Москва: геология и город, 1997; Новаковский и др., 2005; Осипов, 1994; Полетаев, 1992, 2009, 2018] об уникальных структурных формах, развитых в скрытой (латентной) форме и потому не видимых на дневной поверхности Земли (рис. 1),

Информация об этих интересных с геологической и географической точек зрения объектах слабо внедрена в образовательный процесс [Полетаев, 2015].

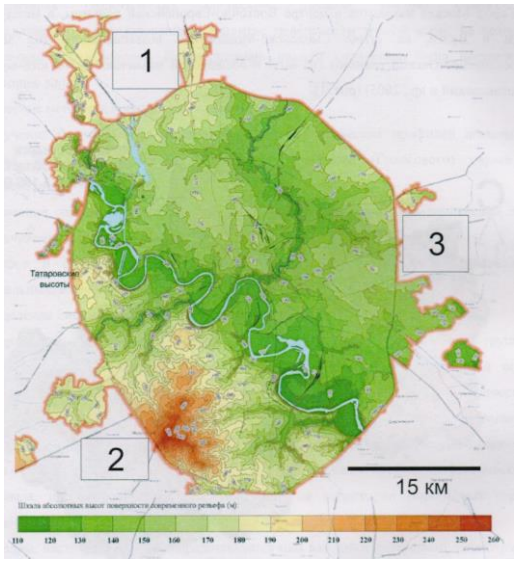


Рис. 1. Гипсометрическая схема Москвы [Гипсометрическая схема…, 2020]: *1 – Смоленско-Московская возвышенность, 2 – Теплостанская возвышенность, 3– Мещерская низменность*

Основные *задачи* курса:

1) создать благоприятные психолого-педагогические условия для возникновения познавательного интереса к наукам геологического цикла;

2) сформировать знания о геологии, ее месте в системе наук о Земле, истории развития, практическом значении;

3) показать на примере Московского региона возможности дистанционных методов геологических исследований;

4) сформировать общее понимание основных особенностей геологического строения Московского мегаполиса;

5) научить методике выделения особых структурных форм – линеаментов, кольцевых и дуговых структур по данным дистанционного зондирования (рис. 2-6).

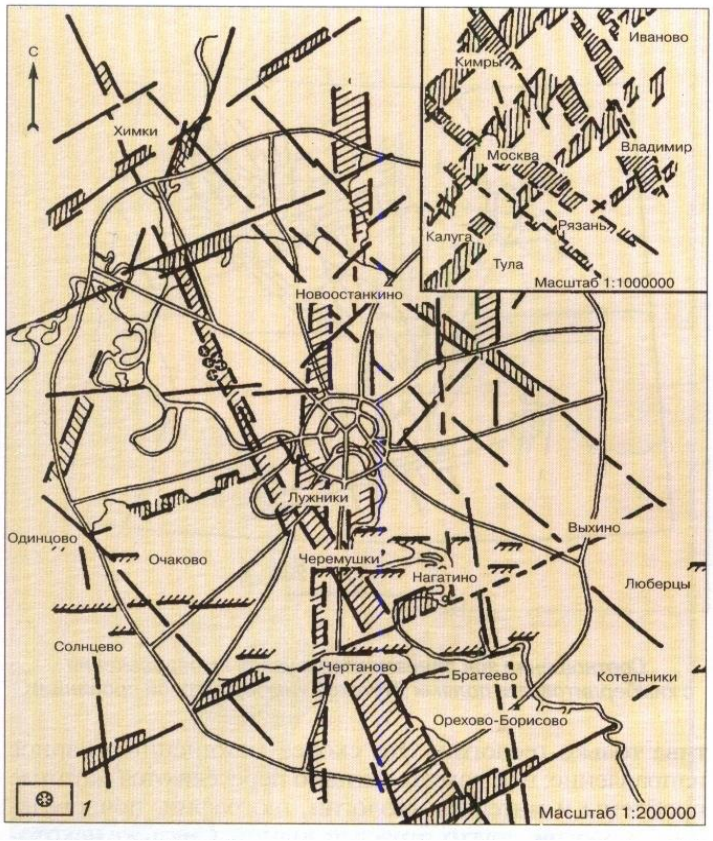


Рис. 2. Линеаменты, выделенные по космическим снимкам и топокартам Московского мегаполиса: *1 – карстовые просадки*

Рис. 3. Клиновидные структуры: Верхне-Волжская (вверху) и Московская (внизу), четко выделяющиеся по светлому фототону космоснимка

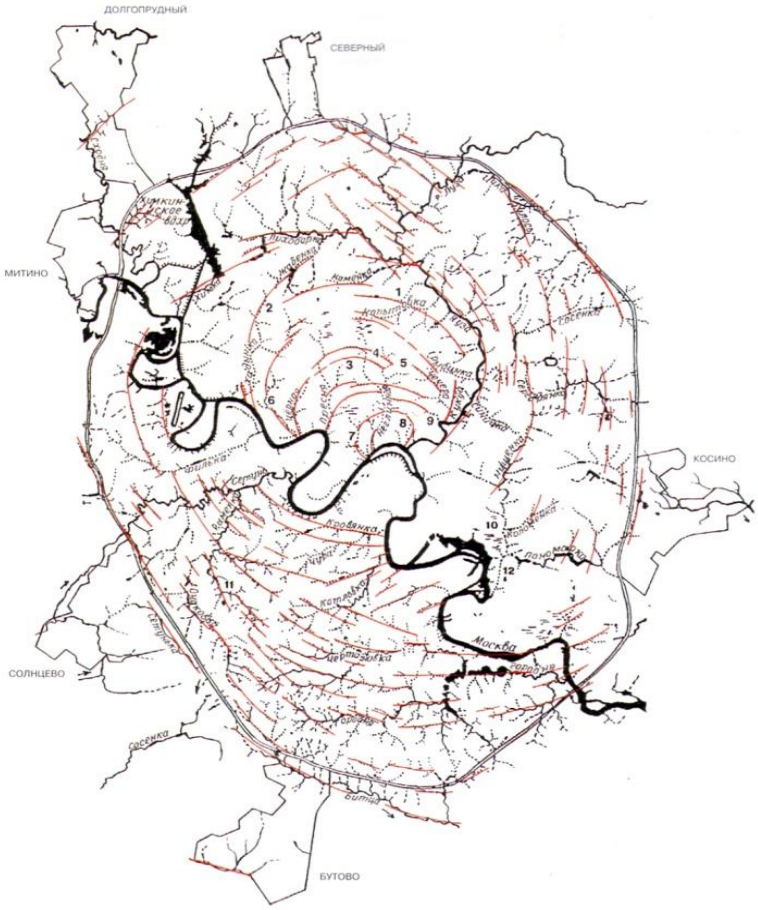


Рис. 4. Дуговые структуры Москвы [Москва: Геология и город, 1997]

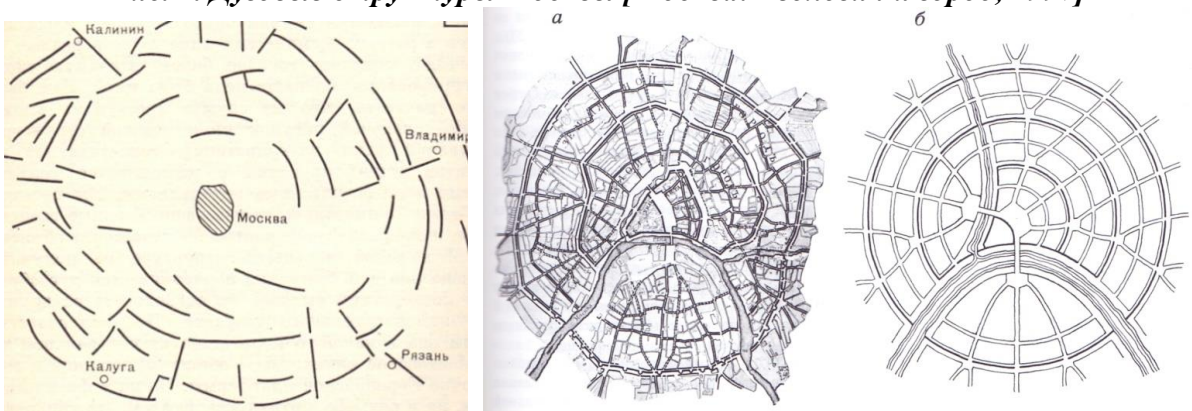


Рис. 5. Гипотетическая Московская кольцевая структура (слева, по [Кац и др., 1989]) и планировка Москвы XVII в. (справа, по [Кудрявцев, 1994]): *а – реальная ситуация; б – идеализированная схема*

Рис. 6. Девиантные (отклоняющиеся от стандартных простираний) структуры Москвы. *Красными стрелками показано направление возможного левостороннего – против часовой стрелки – поворота Московского блока.*

Основным результатом обучения является освоение следующих компетенций: 1) способность осознавать социальную значимость наук геологического цикла; 2) способность применять на практике метод визуального дешифрирования.

Формы обучения – очная (19.02.2020 – 11.03.2020) и дистанционная (18.03.2020 – 29.04.2020).

Методы обучения – словесные, наглядные и практические (по источнику получения знаний); объяснительно-иллюстративные, репродуктивные и частично-поисковые (по характеру познавательной деятельности).

Средства обучения – компьютеры с доступом к сети Интернет, LCD-проектор, учебный сайт [Москва геологическая, 2020], электронная почта.

Объем педагогической нагрузки – 36 часов, их них 6 часов отведено на самостоятельную работу.

Форма контроля – электронные тесты с верификацией испытуемых.

Количество слушателей – 6 человек.

СТРУКТУРА И СОДЕРЖАНИЕ КУРСА

Тематически содержание курса можно разделить на 2 крупных раздела. В ходе преподавания первого раздела, включающего первые 2 лекции («Введение» и «Терминологические открытия и их роль в развитии геологии»), слушатели получают общие представления о геологии, ее истории, узнают значения основных терминов.

Особое внимание было уделено вопросам взаимосвязи геологии с другими научными дисциплинами, показан ее вклад в общую культуру, искусство, литературу. На наш взгляд, рассмотрение этих сложных систем взаимосвязей способствует формированию целостной научной картины мира и возникновению познавательного интереса к изучению геологии, позволяет показать ее значение в жизни общества.

За время обучения второму разделу студенты получают новые знания по следующим темам:

1) Результаты дистанционных исследований земной коры Восточно-Европейской платформы и Московского мегаполиса;

2) Скрытые тектонические нарушения земной коры (СТН) - линейные (линеаменты), клиновидные, узловые, дуговые, кольцевые, ротационные: история вопроса;

3) Линеаментная тектоника Московского региона и ее возможное влияние на природные и техногенные процессы;

4) Клиновидные и узловые структуры Московского региона и их возможное влияние на природные и техногенные процессы;

5) Дуговые и кольцевые структуры Московского региона и их возможное влияние на природные и техногенные процессы;

6) Ротационные (вращательные) структуры Восточно-Европейской платформы и Московского мегаполиса;

7) Скрытые тектонические нарушения Московского региона и их связь с глубинным строением;

8) Скрытые тектонические нарушения Московского региона и их связь с экзогенными (карстом, суффозией и другими) и эндогенными (сейсмичность) процессами и явлениями.

В ходе преподавания второго раздела представляется важным применение дифференцированного подхода к обучению, предполагающего учет разного уровня подготовки слушателей, часть которых получают знания в области наук о Земле за время обучения в МГУ, в то время как другие имеют только общие представления о дисциплинах

геолого-географического направления, приобретенные в ходе освоения школьной образовательной программы. В этой связи представляется важным при изложении нового «отталкиваться» от известного обучающимся материала, в качестве которого для одних студентов выступают естественно-научные, а для других – социально-гуманитарные знания.

КОНТРОЛЬ ЗНАНИЙ

После завершения изучения двух тематических разделов студентам было предложено самостоятельно ознакомиться с методикой визуального дешифрирования, руководствуясь учебно-методической литературой [Бельков, Полетаев, 2012; Панина, 2019; Панина и др., 2017; Полетаев, Агибалов, 2018], размещенной на сайте курса [Москва геологическая, 2020]. В качестве контрольной практической работы для получения оценки «зачтено» было необходимо выделить линеаменты, кольцевые, клиновидные и дуговые структуры на топографической карте или космическом снимке по выбору слушателя. Кроме того, в день проведения зачета (29.04.2019) каждому обучающемуся были разосланы по электронной почте 5 вопросов из заранее опубликованного на сайте списка. Время ответа на вопросы было ограничено и составляло 45 минут; в течение второй части занятия выполнялась проверка ответов и обсуждение с обучающимися выявленных недоработок.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБУЧЕНИЯ И ОЦЕНКА ЕГО ЭФФЕКТИВНОСТИ

Проверка контрольного практического задания показала, что всеми слушателями были получены навыки визуального дешифрирования. Предоставленные развернутые ответы на вопросы убедительно и наглядно свидетельствуют об успешном выполнении поставленных задач по формированию общегеологических знаний [Горшков, Якушова, 1973; Короновский, 2011; Милановский, 1996; Чернов, 1996]. Ряд студентов составили отзывы, в которых дана положительная оценка МФК, отмечено, что он вызвал большой познавательный интерес. В целом, полученные данные позволяют сделать вывод об эффективности обучения и обоснованности выбранных средств и методов.

АНАЛИЗ ПРОБЛЕМ ОБУЧЕНИЯ

Исходя из полученного опыта преподавания и содержания отзывов студентов можно сформулировать следующие основные проблемы обучения:

1) недостаток «живого» общения с преподавателями;

2) сложность самостоятельного обучения методике визуального дешифрирования;

3) технические недоработки сайта курса;

4) недостаток практической работы, сводящейся к выполнению одного контрольного задания по дешифрированию.

Некоторые из упомянутых трудностей были обусловлены возникшей неожиданно для всех участников образовательного процесса перехода на дистанционное обучение и частично решены в течение семестра. По нашему мнению, наиболее существенной проблемой является «перегруженность» содержания курса теоретическим материалом, малый объем практической части. На наш взгляд, важным дополнением МФК могут стать факультативные геологические экскурсии по территориям ГМЗ «Коломенское» и «Царицыно». В ходе этих пешеходных маршрутов студенты смогут получить практические навыки наблюдения и описания различных форм рельефа, сформировавшихся под влиянием в том числе и геологических процессов. В качестве экскурсионных объектов можно рассмотреть долины рек Москвы и Городня, Большой (в Царицыно) и Дворцовый овраги (в Коломенском), выходы подземных вод. Ход учебных маршрутов и методика проведения геологических экскурсий описаны в работе [Полетаев, Агибалов, 2018]. Представляется целесообразным подготовить и разместить на сайте [Москва геологическая, 2020] материалы (фотографии, видеоролики, интерактивные карты), позволяющие сформировать представление об этих экскурсиях.

Другой перспективной задачей является подготовка учебно-методического пособия, которое сможет служить основой для проведения МФК «Москва геологическая» и использоваться студентами в рамках самоподготовки к зачету.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт преподавания МФК «Москва геологическая» позволяет сделать следующие выводы:

1. Поставленные задачи обучения МФК были успешно решены, что свидетельствует об эффективности разработанного содержания курса, выбранных средств и методов обучения.

2. Основные трудности преподавания были связаны с недостатком практических работ и сложностью перевода обучения в дистанционный формат. Для того, чтобы преодолеть эти трудности, предлагается проведение факультативных геологических экскурсий, доработка содержания сайта [Москва геологическая, 2020], а также написание учебно-методического пособия.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем благодарность студентам географического факультета Ольге Богдановой, Артему Кушлевичу и Роману Разумовскому; студентам факультета почвоведения Анне Гончаровой и Екатерине Чичекиной за активное отношение к занятиям, особо –магистранту

филологического факультета Татьяне Кузиной за подробный отзыв о МФК «Москва геологическая» и конструктивные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Апродов В.А., Апродова А.А. Движения земной коры и геологическое прошлое Подмосковья. Учебные геологические экскурсии в окрестностях Москвы. М.: МГУ, 1963. 268с.

Белая Н.И., Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Геологическое строение Московского региона. Геологическая практика. М.: Изд-во МГУ, 2001.

Бельков В.И., Полетаев А.И. Учебная геологическая практика. Руководство по практике. М.: Изд-во МГОУ, 2012. 26 с.

Бодылевский В.И. Малый атлас руководящих ископаемых. Л.: Недра, 1990. 264с.

Брей У., Трамп Д. Археологический словарь. М.: Прогресс, 1990. 368с.

Востоков Е.Н. Московский тектонический узел – структурная основа Московского мегаполиса / Геоэкологические исследования и охрана недр. Науч.-техн. информ. сб. ЗАО «Геоинформмарк». 1997. Вып. 3. С. 2-23.

Гипсометрическая схема Москвы [Электронный ресурс]. URL: http://www.etomesto.ru/map/base/77/relyef2009.jpg/. Дата обращения: 8.06.2020.

Горшков Г.П., Якушова А.Ф. Общая геология. М.: МГУ, 1973. 592 с.

Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Кольцевые структуры: миф или реальность. М.: Наука, 1989. 188 с.

Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. М.: Недра, 1986. 140 с.

Карасик И.Б., Певнев А.К. О современных движениях земной коры в Москве // Геодезия и картография. 1997. № 5. С. 25 – 31.

Короновский Н.В. Геология России и сопредельных территорий. М.: Академия, 2011. 240 с.

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

Кудрявцев М.П. Москва третий Рим. Историко-градостроительное исследование. М.: СолСистем,1994. 256 с.

Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северная Евразия). М.: МГУ, 1996. 448 с.

Москва геологическая [Электронный ресурс]. URL: https://sites.google.com/view/moscow-geological/%D0%BC%D0%B0%D1%82%D0%B5%D1%80%D0%B8%D0%B0%D0%BB%D1%8B-%D0%BB%D0%B5%D0%BA%D1%86%D0%B8%D0%B9. Дата обращения 05.06.2020.

Москва. Геология и город. М.: Московские учебники и картолитография, 1997. 102 с.

Новаковский Б.А., Симонов Ю.Г., Тульская Н.И. Эколого-геоморфологическое картографирование Московской области. М.: Научный мир, 2005. 72с.

Осипов В.И. Зоны геологического риска на территории Москвы // Вестник РАН. 1994. Т. 64. № 1. 1994. С. 32 – 45.

Панина Л.В. Новейшие структуры и рельеф Земли. М.: «Перо», 2019. 115 с.

Панина Л.В., Зайцев В.А., Полетаев А.И., Сироткина О.Н., Симонов Д.А. Чашниковская впадина и ее обрамление (геология, геоморфология, структурные особенности и современные геологические процессы**):** Методическое руководство по проведению «*Геолого-геоморфологической практики*» студентов 1 курса факультета почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова / Под ред. Л.В. Паниной. М.: МАКС Пресс, 2017. 162 с.

Пермяков Е.Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. М.:1949. 216 с.

Петренко С.И., Лихачева Э.А. Некоторые результаты изучения палеодолин на территории г. Москвы // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 1979. № 4. С. 96–99.

Полетаев А.И. Узловые структуры земной коры. М.: МГП «Геоинформмарк», 1992. 52 с.

Полетаев А.И. Геология для всех, или Поговорим о странностях… Земли. М.: URSS, 2009. 176 с.

Полетаев А.И. Особые структурные формы земной коры и преподавание структурной геологии в России во второй половине XX – начале XXI вв. [Электронный ресурс] // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. 2015. Т.8. Вып. 1. URL: 2227-9490e-aprovr_1.2015.54. Дата обращения 8.06.2020.

Полетаев А.И. «Вкрест простирания», или Апология Геологии: Факты прошлого. Необычные события настоящего. Возможные открытия в будущем. М.: ЛЕНАНД, 2018. 160 с.

Полетаев А.И., Агибалов А.О. Дневник-путеводитель по Первой учебной геологической практике на территории Москвы. М.: «Копицентр», 2018. 68 с.

Семихатов Б.Н. Геологические экскурсии в окрестностях Москвы. М.: УЧПЕДГИЗ, 1955. 89 с.

Строганова М.Н., Мячкова А.Д., Прокофьева Т.В., Скворцова И.Н. Почвы Москвы и экология города. М.: ПАИМС, 1998. 166 с.

Чернов В.Г. Науки геологического цикла: Справочник. М.: МГУ, 1996. 224 с.

УДК 551.248.2

ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ В НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Т.Ю. Тверитинова[1], Д.Е. Белобородов[2]

[1] Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

tvertat@yandex.ru

[2]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

denbeloborodov@gmail.com

Аннотация. Статья продолжает тему структурного положения грязевулканических объектов в Керченско-Таманской межпериклинальной зоне: в предыдущей [Тверитинова и др., 2020] рассматривалась Керченская часть межпериклинальной зоны, данная – посвящена ее Таманской части, занимающей периклинальную зону Большекавказского сооружения с прилегающими «майкопскими» прогибами – продольным Западно-Кубанским краевым и поперечным Керченско-Таманским межпериклинальным. Положение грязевулканических объектов определяется развитием здесь, как и на территории Керченского п-ова, кайнозойских зон концентраций складчато-разрывных деформаций различного кинематического типа с положением грязевулканических центров в узлах пересечения различно ориентированных зон сжатия, сдвига и локального растяжения.

Введение. Таманский п-ов занимает восточную часть Керченско-Таманской межпериклинальной зоны между складчатыми сооружениями Горного Крыма и Большого Кавказа. В Таманской части зона характеризуется широким развитием водных пространств (заливов и лиманов) и широким проявлением активных грязевулканических процессов.

Изучением грязевых вулканов Таманского, как и Керченского п-ова занимались многие известные геологи: Г.В. Абих, Н.И. Андрусов, А.Д. Архангельский, В.Н. Бекетов, В.В. Белоусов, А.А. Борисяк, В.И. Вернадский, Г. Гельмерсен, Н.А. Головкинский, И.М. Губкин, В.А. Обручев, П.С. Паллас, С.П. Попов, А.Е. Ферсман, Е.Ф. Шнюков и многие другие. Особо следует отметить монографические публикации о грязевых вулканах Керченско-Таманской зоны [Шнюков и др., 1986; 1992; 2005 и др.], статьи последних лет о корневых системах грязевых вулканов [Рогожин и др., 2014; Собисевич и др., 2008; 2014; 2015 а; 2015 б; Тверитинова, 2014; Тверитинова и др., 2014; 2015 и др.], а также некоторые работы авторов об особенностях проявления грязевулканических процессов [Белобородов, Тверитинова, 2017; 2018; 2018 а; 2018 б; Тверитинова, Белобородов, 2018, Тверитинова и др.,

2020; Белобородов и др. 2019; 2020].

Геологическое строение Таманского полуострова. Располагающаяся между складчатыми сооружениями Горного Крыма и Большого Кавказа Керченско-Таманская зона (КТЗ) сформировалась в результате деформации отложений обрамляющих орогены краевого Индоло-Кубанского (Западно-Кубанская часть) и разделяющего их межпериклинального Керченско-Таманского прогибов, выполненных мощной глинистой толщей майкопской серии олигоцен–миоценового возраста, а также надмайкопскими отложениями (рис. 1). КТЗ охватывает сушу Керченского и Таманского п-овов и прилегающие части акваторий Черного и Азовского морей. По отношению к орогенам Горного Крыма и Большого Кавказа Керченский и Таманский п-ова занимают обращенное к северу ориентированное в широтном направлении обрамление Восточно-Черноморской впадины. Погружение орогена Горного Крыма происходит плавно, и его «периклинальная» часть, практически лишенная майкопских отложений, выраженная ограниченной Парпачским гребнем Юго-Западной равниной, занимает в структуре Керченского п-ова значительную площадь. Более мощный майкоп характерен для Запарпачской области в северной и юго-восточной частях п-ова. Погружение Большого Кавказа происходит более резко, и большая часть Таманского п-ова структурно входит в Керченско-Таманский межпериклиальный прогиб. На продолжении осевой зоны складчатого сооружения Большого Кавказа в межпериклинальном прогибе выделяется участок с уменьшенной мощностью майкопских отложений по сравнению с соседними (см. рис. 1).

Рис. 1. Схема распространения майкопской серии в Керченско-Таманской межпериклинальной зоне (основа по [Полухтович и др., 1981])

В отличие от Керченского п-ова, обладающего довольно контрастным рельефом со скалистыми грядами неогеновых известняков, Таманский п-ов характеризуется более низким и сглаженным рельефом и, кроме того, значительная площадь п-ова занята широкими протяженными лиманами. Большая часть суши связана с современными структурными поднятиями (диапировыми антиклинальными зонами), понижения между ними, в том числе занятые водными акваториями – современными структурными понижениями (синклинальными зонами).

По эрозионному срезу Таманский п-ов является самым молодым складчатым сооружением в Крымско-Кавказской складчатой области. В складчатых деформациях участвует весь разрез кайнозойских и подстилающих их мезозойских отложений [Шнюков и др., 1986; 1992; 2005 и др.]. На поверхности наблюдаются в основном деформированные плиоцен–четвертичные отложения; майкопские толщи на этом уровне можно видеть только в ядрах отдельных диапировых антиклиналей, а также в узкой полосе в обрамлении складчатого сооружения Большого Кавказа. О самом молодом возрасте деформаций в этой части КТЗ сообщалось в работе [Гайдаленок, 2020].

Большинство складок Таманского п-ова ориентированы субширотно. В юго-западной части п-ова, как и в юго-восточной части Керченского, а также в южной части Керченского пролива преобладают складки северо-восточного простирания, что отражает влияние Горно-Крымского складчатого сооружения и Керченско-Таманского межпериклинального прогиба. Влияние Больше-Кавказского орогена отражено в сочетании широтных структур с складчатыми и разрывными элементами северо-западного («северо-кавказского») простирания. В тектоническом строении п-ова устанавливаются также менее выразительные поперечные флексурно-разрывные зоны.

Как структурный элемент межпериклинальной зоны между Горно-Крымским и Больше-Кавказским орогенами новейшие складки формировались в условиях горизонтального сжатия. Наличие мощных глинистых майкопских толщ определило широкое развитие в регионе процессов диапиризма глин майкопской серии, вследствие чего подавляющее большинство антиклиналей являются «активными» растущими относительно узкими линейными диапирами, разделяющими широкие просто построенные и относительно «пассивные» синклинали. Вместе с тем в синклиналях происходит активное накопление осадков, что способствует увеличению давления на выжимающиеся в антиклиналях майкопские глины [Трихунков, 2016]. В отличие от Керченского п-ова в ядрах «таманских» антиклиналей на поверхность выходит надмайкопский верхний миоцен и нижний плиоцен, а

майкопские толщи только начинают вскрываться в ядрах некоторых диапировых складок. Широкие синклинали выполнены акчагыльскими и четвертичными отложениями, а также заняты обширными акваториями лиманов.

Наряду со складчатой деформацией существенная роль в структуре Таманского п-ова принадлежит разрывным нарушениям. Вследствие широкого развития нелитифицированных осадочных толщ и слабой обнаженности территории п-ова картирование разрывов здесь еще больше затруднено, чем на Керченском п-ове. Наличие разрывов доказывается буровыми и геофизическими данными, их присутствие определяется также по линеаментам, выявляемых, в частности, по морфометрическим особенностям рельефа.

Зоны концентрации деформаций Таманского полуострова. По распределению антиклинальных складок в Керченско-Таманской межпериклинальной области выделяются антиклинальные гряды, разделяемые более широкими пониженными пространствами (синклиналями) [Шнюков и др., 1986; 2005 и др.] (рис. 2).

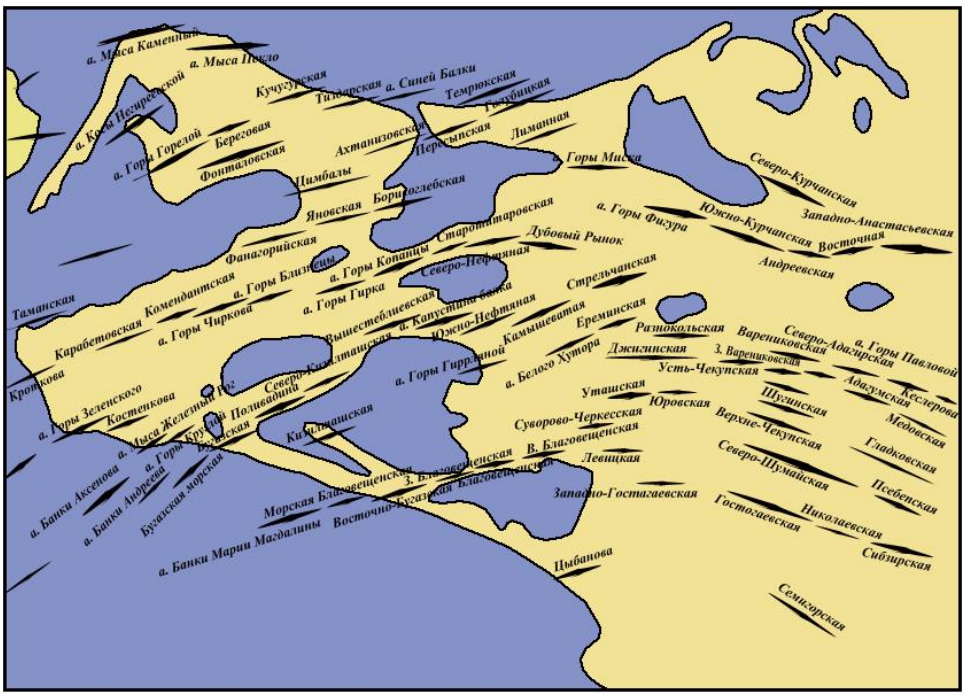


Рис. 2. Структурная схема антиклиналей Таманского п-ова с названиями.

Диапировые антиклинали и их системы (обычно это цепочки антиклиналей) являются главными зонами сосредоточения деформации сжатия. В северной части Таманского п-ова они ориентированы преимущественно в широтном направлении, в юго-западной – в северо-восточном. На периклинальном замыкании орогена Большого Кавказа характерны структуры северо-западного простирания. Закономерность распределения антиклинальных зон позволяет объединять их в более крупные системы – сложно построенные зоны

концентрации деформаций (ЗКД) различного кинематического типа (сжатия, правого и левого сдвига, растяжения, более сложной деформации) [Расцветаев, 1973; Ажгирей, 1966; Лукьянов, 1965]. Основу таких зон в Керченско-Таманской области составляют именно антиклинальные структуры (как одиночные антиклинали, так и их цепочки), часто выстраивающиеся кулисообразно (отдельные антиклинали (а также и цепочки антиклиналей) частично перекрывают друг друга по простиранию, будучи расположенными по отношению к зоне в целом под некоторым углом). Подобное кулисное расположение структур чаще всего обусловлено компонентой сдвигового смещения вдоль зоны. Малоамплитудная сдвиговая деформация может быть рассредоточена в полосе значительной ширины. По сравнению с простыми антиклинальными зонами (цепочками антиклиналей) ЗКД сжатия, сдвига и др. обычно представляют собой структуры более крупные.

В некоторых случаях диапировые антиклинали выстраиваются в некое подобие кольцевых структур, усложняя преобладающую линейную организацию антиклиналей и их систем. Обычно это происходит на пересечении различно ориентированных ЗКД.

Строгая упорядоченность ЗКД Керченско-Таманской зоны свидетельствует об общих условиях ее деформирования в позднем кайнозое. Как и орогены Горного Крыма и Большого Кавказа выделяемые в межпериклинальной зоне ЗКД являются зонами сжатия, а с учетом кулисных мотивов их внутреннего строения, они являются зонами сжатия и сдвига [Попков и др., 2007; Расцветаев, 1973; 1977; 1982; 1987; Расцветаев и др., 1999; 2010] (см. рис. 3). Наличие в пределах антиклинальных зон грязевулканических построек указывает на локальное проявление обстановок латерального растяжения.

На рис. 3 показана система антиклинальных структур, объединяемых в антиклинальные зоны.

Наиболее четко выражены субширотные антиклинальные зоны, являющиеся в первую очередь зонами сжатия, вместе с тем в зонах с кулисным расположением антиклиналей отражена сдвиговая составляющая деформации, т.е. они являются транспрессивными. Нами выделены следующие субширотные (с отклонением до ВСВ и ЗСЗ простирания) зоны (см. рис. 3): 1 – Мысовая, объединяющая антиклинали мыса Каменный и мыса Пекло, 2 – Кучугурская (антиклинали Кучугурская, Тиздарская, Синей балки, Голубицкая), 3 – Горелая (3–1: антиклинали косы Негиреевской, Береговая; и 3–2: антиклинали горы Горелой, Фонталовская); 4 – Ахтанизовская (антиклинали Ахтанизовская, Пересыпская, Лиманная), 5 – Фанагорийско-Борисоглебская (антиклинали Фанагорийская, Яновская, Борисоглебская); 6

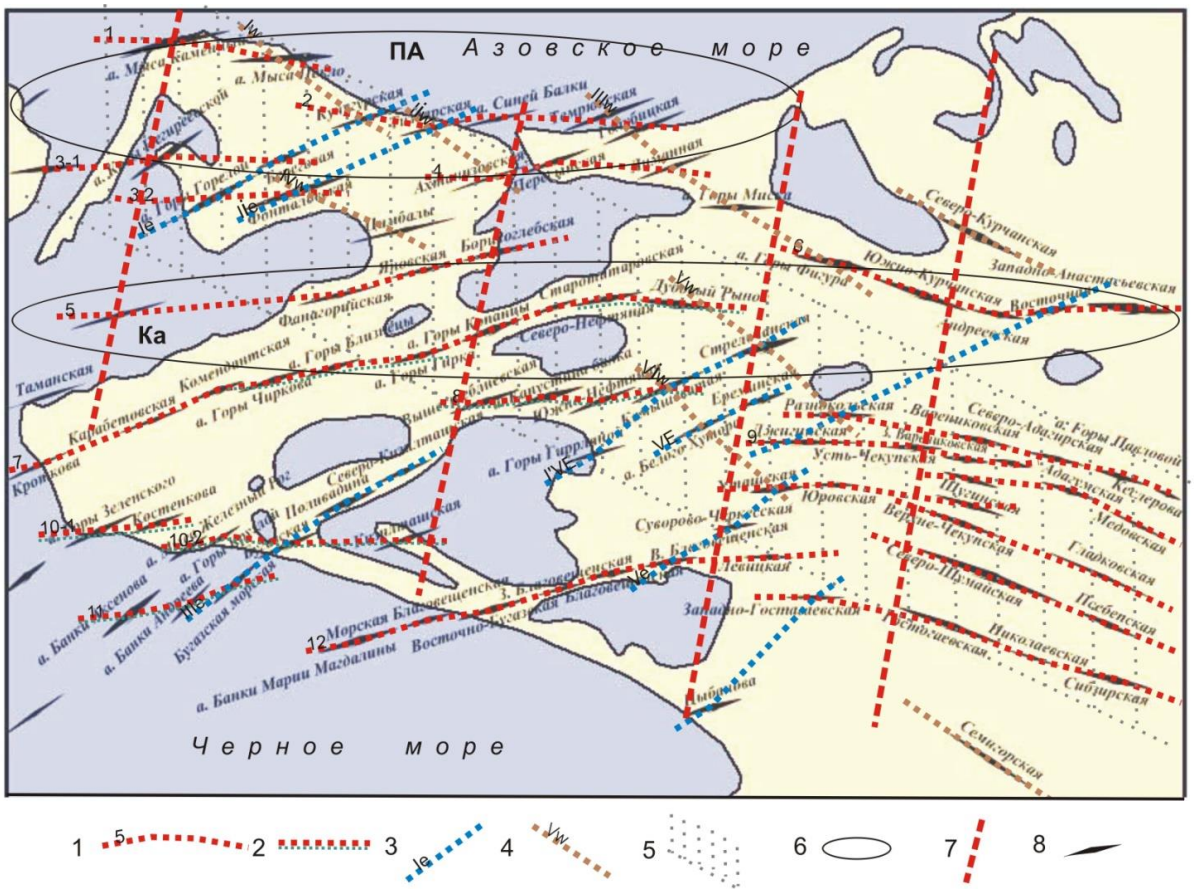


Рис. 3. Антиклинальные зоны Таманского п-ова и их структурная организация. 1–4 – антиклинальные зоны различного типа: 1 – субширотные (отклоняющиеся до ВСВ и ЗСЗ простирания) зоны антиклинальные зоны сжатия (номера 1–12, названия в тексте); 2 – участки субширотных зон сжатия со сдвиговой составляющей (ориентировка антиклиналей отклоняется от ориентировки зоны в целом); 3 – антиклинальные зоны с четкой левосдвиговой составляющей (ориентировка антиклиналей отклоняется по часовой стрелке относительно общего направления зоны) (номера Ie–Ve, названия в тексте); 4 – антиклинальные зоны с четкой правосдвиговой составляющей (ориентировка антиклиналей отклоняется против часовой стрелки относительно общего направления зоны) (номера Iw–VIw, названия в тексте); 5 – близосевая зона орогена Большого Кавказа и ее продолжение в зону межпериклинального прогиба; 6 – главные крупные зоны концентрации деформаций сжатия (ПА – Приазовская и Ка – Карабетовская); 7 – субмеридиональные флексурно-разрывные зоны растяжения, по [Шнюков и др., 1986]; 8 – оси антиклинальных складок.

– Прикубанская (антиклинали горы Фигура, Южно-Курчанская, Андреевская, Восточна, Западно-Анастасиевская), 7 – Карабетовская (антиклинали Кроткова, Карабетовская, Комендантская, г. Чиркова, г. Близнецы, г. Гирка, г. Копанцы, Старотитаровкая, Северо-Нефтяная, Дубовый Рынок); 8 – Вышестеблиевско-Камышовская (антиклинали Вышестеблиевская, Капустиной балки, Южно-Нефтяная, Камышеватая), 9 – Джигинская (антиклинали Джигинская, Усть-Чекупская, Западно-Варениковская), 10 – Южно-Мысовая (антиклинали г. Зеленского Костенкова, мыса Жедезный Рог, Бугазская); 11 – Морская (антиклинали банки Аксенова, банки Андреева, Бугазская морская); 12 – Благовещенская (антиклинали банки Марии Магдалины, Морская Благовещенская, Восточно-Бугазская,

Западно-Благовещенская, Левицкая) и др. На некоторых участках субширотных зон – Кучугурской, Карабетовской, Южной Мысовой, Морской – отмечается сдвиговая составляющая. В большинства субширотных зон Таманского п-ова преобладает правосдвиговая составляющая.

Довольно четко в организации анктилинальных зон выявляются цепочки антиклиналей северо-восточного и северо-западного простирания. Эти зоны также являются структурами сжатия, но большинство построены из кулисообразно расположенных антиклиналей. Зоны северо-восточного простирания образуют правокулисные ряды (ориентировка антиклиналей отклоняется по часовой стрелке относительно общего направления зоны), что отражает левосдвиговую деформацию вдоль них. Среди них: Ie – Горело-Кучугурская, IIe – Фонталовско-Тиздарская, IIIe – Межлиманная, IVe – Гирляно-Стрельчанская, Ve – Благовещенско-Уташская. Зоны северо-западного простирания образуют четкие левокулисные ряды (ориентировка антиклиналей отклоняется против часовой стрелки относительно общего направления зоны), что отвечает правосдвиговую деформацию в этих структурах. К этим зонам относятся: Iw – Пекло-Кучугурская, IIw – Тиздарско-Ахтанизовская, IIIw – Темрюкская, IVw – Фонталовско-Цимбальская, Vw – Дубово-Разнокольская, VIw – Камышевато-Уташская.

В организации выделенных антиклинальных зон рассматривается и объединяющие их надпорядковые структуры, состоящая из более крупных зон концентрации деформаций, а также неких градиентных ступеней, разделяющих по разному построенные участки. Так по наибольшей концентрации антиклиналей на Таманском п-ове "просвечивает" северо-западное продолжение орогена Большого Кавказа. Также четко выделяются две широтные зоны максимального сосредоточения антиклинальных структур в северной и центральной частях п-ова – Приазовская и Карабетовская.

На рис. 4 показана обобщенная схема основных зон концентрации деформации различного типа на Таманском п-ове и в прилегающих районах.

Широтные зоны концентрации деформаций. Широтные ЗКД представлены линейными системами преимущественно субширотных антиклиналей. Главными наиболее крупными из широтных ЗКД Таманского п-ова являются Приазовская (ПА) в его северной и Карабетовская (Ка) в средней части п-ова (см. рис. 4).

Приазовская ЗКД в северо-западной части п-ова включает несколько сложно сочетающихся (то сближающихся, то расходящихся) антиклинальных гряд. Диапировые антиклинали в ПА зоне образуют антиклинальные зоны широтной, северо-восточной и

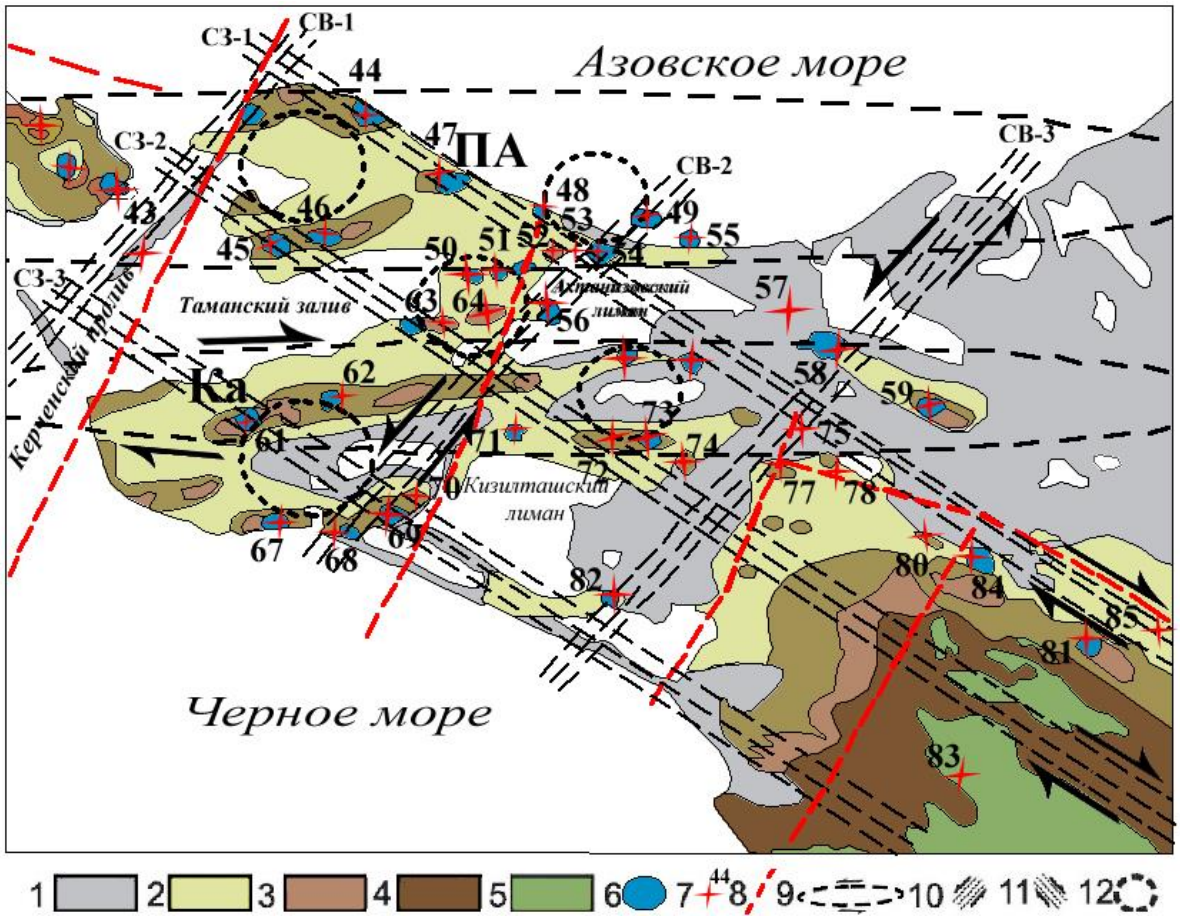


Рис. 4. Структурная схема Таманского п-ова. Геологическая основа [Шнюков и р., 1986]. Условные обозначения: 1–5 – поля развития разновозрастных отложений: 1 – квартер, 2 – плиоцен, 3 – олигоцен–миоцен (майкопская серия), 4 – палеоцен–эоцен; 5 – мел; 6 – поля четвертичных сопочных брекчий; 7 – грязевые вулканы и их номера (см. таблицу); 8 – крупнейшие флексурно-разрывные зоны; 9–11 – предполагаемые зоны концентрации деформация сжатия и сдвига: 9 – широтные зоны сжатия с элементом сдвига, 10 – левосдвиговые зоны, 11 – правосдвиговые зоны; 12 – крупные грязевулканические центры

северо-западной ориентировки, выраженных кулисными рядами преимущественно широтных структур. При общей широтной ориентировке Приазовской ЗКД в целом в ее внутренней структуре преобладают левокулисные мотивы, что отражает преобладание правосдвиговой составляющей деформации вдоль зоны.

Второй крупной широтно ориентированной ЗКД Тамани является Центрально-Таманская (Карабетовская), занимающая водораздельное пространство между Таманским заливом и Ахтанизовским лиманом на севере и Цокурским и Кизилташским лиманами на юге и продолжающаяся далее к востоку системой антиклиналей по правобережью Кубани. В региональной структуре Карабетовская антиклинальная гряда является центральным смыкающим звеном межпериклинальной Крымско-Кавказской зоны между складками юго-восточной части Керченского п-ова и складками южного крыла Западно-Кавказского

краевого прогиба. Западнее Карабетовской гряды складки имеют запад-юго-западное (восток-северо-восточное) простирание, определяемое влиянием структуры Горного Крыма и Керченско-Таманского межпериклинального прогиба; восточнее – юго-восточное (северо-западное), определяемое структурой Северо-Западного Кавказа. При широтной ориентировке Карабетовской антиклинальной гряды в целом большинство диапировых антиклиналей имеют преимущественно восток-северо-восточное простирание, что свидетельствует о правосдвиговых смещениях вдоль этой зоны.

На продолжении собственно Карабетовской зоны по правобережью р. Кубани тянется система Прикубанских антиклиналей, отражающая общую сложную кинематику при преобладании деформации сжатия.

В средней своей части Карабетовская ЗКД расширяется, вплотную приближаясь на севере к Приазовской ЗКД, а на юге, в районе Старотитаровского лимана как элемент этой же зоны можно рассматривать Вышестеблиевско-Камышеватую антиклинальную зону.

Карабетовскую зону по ее положению в средней части Таманского п-ова можно сравнить с Парпачской (Центрально-Керченской) зоной на Керченском п-ове. Но сквозного развития антиклинальных гряд при переходе от Парпачской зоны к Карабетовской через Керченский пролив нет. Самые западные складки Карабетовской зоны Таманского п-ова разворачиваются к юго-западу и продолжаются структурами северо-восточной ориентировки в юго-восточной части Керченского п-ова и собственно в Керченско-Таманском межпериклинальном прогибе северо-восточного простирания и далее уходят в прогиб Сорокина. И, тем не менее, можно говорить о структурном единстве Парпачской (Центрально-Керченской) и Карабетовской (Центрально-Таманской) ЗКД уже на основании того, что они образуют единую зону орографических форм в рельефе и положительных структурных форм.

В пределах широтных ЗКД грязевулканические постройки иногда образуют «кольцевые структуры» – сложные надпорядковые системы антиклиналей, сопровождающихся грязевыми вулканами. Обычно внутри этой структуры располагается субизометричная синклиналь. Мы считаем, что эти системы можно рассматривать как крупные грязевулканические постройки центрального типа, выраженные центральной синклинальной депрессией и внешним кольцом диапировых антиклиналей, большинство которых сопровождается структурами грязевых вулканов. Для Карабетовской зоны подобные структуры характерны на пересечении также с юго-западной ЗКД вдоль Черноморского побережья.

К югу от широтно ориентированной Карабетовской ЗКД на Таманском п-ове развиты многочисленные антиклинальные складки, образующие системы преимущественно широтного и северо-восточного простирания. При приближении к складчатому сооружению Северо-Западного Кавказа складки приобретают СЗ ориентировку. В целом здесь выражена полого-выпуклая к северу дуга, состоящая из трех сегментов – западного СВ простирания, центрального субширотного и восточного СЗ ориентировки.

Западный сегмент состоит из субширотной Южной Мысовой антиклинальной гряды вдоль южного побережья Таманского п-ова, которая начинается в акватории системами складок СВ ориентировки. На востоке зона плавно подходит к Межлиманной зоне СВ простирания, также идущей из акватории, которая своей северо-восточной частью подходит к уже упоминавшейся нами широтно ориентированной Вышестеблиевско-Камышеватой антиклинальной зоне между Старотитаровским и Кизилташским лиманами, отнесенной нами к Центрально-Таманской ЗКД. Ее можно отнести также к центральному сегменту южных антиклинальных структур.

К этому же сегменту относится субширотная Благовещенская антиклинальная зона между Кизилташским и Витязевским лиманами. А также система отдельных антиклиналей в меридиональной зоне при переходе к складчатому сооружению. Это складки: Цыбанова, Западно-Гостагаевская, Левицкая, Суворово-Черкесская, Уташская, Юровская, Джигинская, Усть-Чекупская, Разнокольская. Вероятно, они являются фрагментами более протяженных антиклинальных зон, уходящих в обе стороны, но здесь они выражены отдельными структурами, так как находятся в зоне максимального развития наиболее молодых отложений.

В восточной части, уже собственно в пределах ядра и северного крыла сооружения Северо-Западного Кавказа, развита система антиклинальных зон северо-западного простирания, отвечающих структуре складчатого орогена.

Наряду с перечисленными зонами субширотного простирания, в структуре рассматриваемой области, четко намечаются диагональные ЗКД, определяющие общий структурный рисунок территории, организацию антиклинальных зон и участки их перестроек.

Зоны концентрации деформаций северо-западного простирания. Четко выделяются ЗКД СЗ простирания (см. рис. 4). Основой структурного плана северо-западной ориентировки является непосредственно само складчатое сооружение Северо-Западного

Кавказа. Его продолжение к северо-западу определяет каркас Таманского п-ова, четко очерчивая его северо-восточное и юго-западное ограничения, а также определяя особенности его внутреннего строения, в том числе границы распространения областей грязевого вулканизма. Мы наметили три главные ЗКД северо-западного простирания: СЗ–1, СЗ–2 и СЗ–3. СЗ–1 соответствует главным граничным структурам орогена СЗ Кавказа – Краснодарско-Анастасьевской зоне, разделяющей горно-складчатое сооружение СЗ Кавказа и Западно-Кубанский краевой прогиб (она же Ахтырско-Псебепская), СЗ–2 – Семигорской зоне в осевой части западного сегмента орогена, СЗ–3 – разрывам вдоль прибрежной зоны. Эти разрывы являются элементами наиболее деформированной осевой части Северо-Западного Кавказа. Структуры СЗ ориентировки являются структурами сжатия и правого сдвига, что многократно установлено структурно-тектоническими исследованиями (ссылки).

В полосе, ограниченной зонами СЗ–1 и СЗ–2, на продолжении северного крыла антиклинория Северо-Западного Кавказа сосредоточена большая часть грязевых вулканов. Грязевые вулканы концентрируются как вдоль ЗКД, так и внутри этой полосы, тяготея к описанным выше субширотным ЗКД – Приазовской, Карабетовской, а также и другим более мелким зонам.

Описанные выше надпорядковые структуры центрального типа в пределах широтных ЗКД тяготеют именно к ЗКД северо-западного простирания.

Зоны концентрации деформаций северо-восточного и субмеридионального простирания. В пределах Керченско-Таманской межпериклинальной зоны ЗКД хорошо выражены также поперечные орогенам структурные элементы. На Таманском п-ове это структуры СВ простирания и тесно с ними связанные субмеридиональные, представляющие собой также зоны концентрации деформаций определенного типа. Поперечными зонами Таманская часть КТЗ отделяется от соседних структур (складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа и Керченской части КТЗ), а также сама делится на Западно-Таманский и Восточно-Таманский блоки с разным уровнем эрозионно-денудационного среза.

Таманская часть КТЗ отделяется от Керченской части Керченской ЗКД (СВ–1), от складчатого сооружения СЗ Кавказа – Джигинско-Анапской ЗКД. Таманская часть межпериклинальной зоны делится поперечной антикавказской зоной на два сегмента – Западно-Таманский (Прикерченский), относительно более приподнятый, выраженный развитием на поверхности в основном неогеновых отложений, и Восточно-Таманский (Прикавказский), относительно более погруженный, в пределах которого значительная часть

территории занята четвертичными отложениями и акваториями – большинство лиманов Таманского п-ова расположено именно в этой зоне. Разделение двух сегментов проходит по ЗКД СВ–2; по первым лиманам с юго-восточной стороны ее можно назвать Цокурско-Ахтанизовской. В Западно-Таманском сегменте сосредоточено относительно большее число вулканов, причем по их расположению можно заметить отчетливое влияние структурного плана СВ простирания. Именно вблизи ЗКД СВ–2 между Приазовской и Карабетовской широтными ЗКД располагается крупный центр грязевулканической активности (грязевые вулканы Цимбалы (Западный и Восточный), Шопурский, Сенной, Бориса и Глеба). Структурно-кинематические наблюдения по северо-западному Кавказскому и Крымскому регионам указывают также на левосдвиговую компоненту смещений по зонам северо-восточного простирания.

В структуре п-ова четко выражены также субмеридиональные зоны, которые часто показываются конкретными разрывами, как на представленной карте (геологическая информация [Шнюков и др., 1986]). Ступенеобразное строение межпериклинальной зоны в продольном сечении более отчетливо вырисовывается как раз по субмеридиональным зонам.

При пересечении осевой зоны орогена СЗ Кавказа и его продолжения в Таманскую часть межпериклинального прогиба поперечные зоны СВ и субмеридионального простирания располагаются в одних и тех же местах, что, вероятно, связано с определяющим влиянием на структуру как главного фактора самого орогена, но с последующим развитием широтных структур межпериклинальной зоны усиливают проявление поперечных им меридиональных зон. В условиях действия общего субмеридионального сжатия [Расцветаев и др. 1999, 2008] возникает проявление разных кинематических особенностей по структурам различных направлений.

Грязевые вулканы Таманского п-ова и их структурное положение.

По сравнению с Керченским п-овом грязевой вулканизм на Таманском п-ове распространен более широко. Исходя из количества известных грязевулканических объектов (грязевых вулканов и вдавленных синклиналей) и площадей Керченского И Таманского п-овов (площадь Керченского п-ова 2700–3000 км², Таманского – 2000 км²) плотность проявлений грязевого вулканизма на Керченском п-ове составляет 1,9% на 1 км², на Таманском – 2,1% на 1 км² (*наши расчеты*).

Судя по соотношению действующих и недействующих грязевых вулканов по атласу [Шнюков и др., 2005] на Керчи действующих грязевых вулканов 77%, а в Тамани только 56%

(наши расчеты). Этот факт можно объяснить тем обстоятельством, что недействующими грязевыми вулканами считаются все-таки выраженные в рельефе грязевулканические постройки. В этом отношении недействующие грязевые вулканы Тамани еще разрушиться не успели, а в Керчи большинство недействующих вулканов не выделяются в рельефе положительными формами, так как уже практически уничтожены эрозией. А если учитывать, помимо недействующих грязевых вулканов также палеогрязевулканические структуры вдавленных синклиналей, то соотношение будет выглядеть немного по-другому. На Керченском п-ове из 55 выявленных грязевулканических объектов только 21 представлен грязевыми вулканами, а 34 – вдавленными синклиналями, а на Таманском п-ове известно 39 грязевых вулканов и только 3 вдавленные синклинали, да и те имеют дискуссионное происхождение [Шнюков и др., 2005].

Таким образом, по распространенности действующих грязевых вулканов и уже недействующих объектов, включая вдавленные синклинали, грязевой вулканизм Таманского п-ова значительно более активен, чем грязевой вулканизм Керченского п-ова.

Подробное описание грязевулканических объектов Таманского п-ова содержится в атласах грязевых вулканов Керченско-Таманской зоны [Шнюков и др., 1986; 1992; 2005 и др.]. Здесь мы приводим краткие сведения лишь о некоторых грязевулканических объектах, с большинством которых нам удалось познакомиться (табл.).

На территории Таманского п-ова представлены крупные конические постройки грязевых вулканов, их представителями являются Карабетова гора, гора Горелая, Ахтанизовская сопка, гора Цимбалы, гора Сопка и др. Встречаются также мелкие грязевулканические сопки и плоские грязевулканические поля с многочисленными мелкими грифонами, разбросанные на значительной площади со сложным неоднородным рельефом, изобилующим озерными котловинами. Это грязевые вулканы горы Гнилой (Гефест), Пекло Азовское, Бугазский, Тиздар и др.

Ниже дополнительно к таблице приведены краткие описания наиболее, как нам кажется, интересных грязевых вулканов Таманского п-ова.

Грязевые вулканы Приазовской зоны: *Пекло Азовское, Тиздар (Синяя Балка), горы Миска, горы Гнилая (Гефест).*

Грязевой вулкан ***Пекло Азовское*** связан с антиклиналью мыса Пеклы в антиклинальной зоне мыса Каменного. Структурно он обусловлен также ЗКД СЗ–1. Главный грязевулканический объект – грязевое озеро, из которого периодически изливаются грязевые

Таблица. Грязевулканические объекты Таманского полуострова и северо-западного Кавказа

п/п[2]	грязевые вулканы/вдавленные синклинали	структура, положение	морфологические характеристики	современная динамика
Приазовская ЗКД				
Пекло-Азовский грязевулканический очаг				
44К	Мыса Каменный (морской)	Антиклиналь Мыса Каменный	Морской, выражен на сейсмопрофиле	не действует
44	Пекло Азовское (наземный)	Антиклиналь Пекло Азовское	В широком оползневом полуцирке прибрежной зоны активный вулкан центрального типа отрицательной формы, активно газирующий, с периодическими сезонными этапами излияний сопочной брекчии. Жерло около 7–10 м в диам., в границах цирка около десятка паразитарных грифончиков до 20 см в диаметре	Активное газирование, излияния; булг. тип
44М	Пекло Азовское (морской)		Морской, крупная структура, выражен на сейсмопрофиле	Активное газирование, излияния; булг. тип
Фонталовский грязевулканический очаг				
–	–	Антиклиналь Косы Негиреевской	–	–
45	Гора Горелая (Куку-Оба)/в.с. Гора Горелая	Антиклиналь Горы Горелой	Крупная конусная постройка, высота ~60м	Последнее изв. лакбатанского типа 1794г. Сейчас не действует
–	–	Антиклиналь Береговая	–	–
46	Фонталовский	Фонталовская антиклиналь	Небольшая сальза (?)	Газация, слабое излияние, булганакский тип
Тиздарский грязевулканический очаг				
47	Кучугурский	Кучугурская антиклиналь	Сухая балка с рядом грифонов на склоне и дне балки.	В настоящее время не действует, булганакский тип
48	Тиздар (Синяя Балка, Азовская сопка)	Тиздарская антиклиналь	В широком оползневом полуцирке прибрежной зоны активный вулкан центрального типа отрицательной формы, активно газирующий, с периодическими сезонными этапами излияний сопочной	Активное газирование, излияния; булганакский тип

[2] По номенклатуре Е. Ф. Шнюкова [Шнюков и др., 1986; 2005]

п/п[2]	грязевые вулканы/вдавленные синклинали	структура, положение	морфологические характеристики	современная динамика
			брекчии. Жерло ~12–15 м.	
48М	Тиздар (морской)	Антиклиналь Синей Балки	Нет данных	2001 г. Извержение, шугинский тип
49	Темрюкский (Пересыпский, Казбек) (морской)	Темрюкская антиклиналь	Морской, крупная структура, выражен на сейсмопрофиле, гидроакустическом профиле	Активное газирование, излияния; шугинский тип
Цимбальский грязевулканический очаг				
50	Цимбалы восточные	Антиклиналь Цимбалы	Обширные сопочные поля (0,5–1,5 км в диаметре), мощные грязевые потоки	Не активный, признаки лакбатанского типа изв.
51	Цимбалы западные (Шумукой, Пучина)			Слабая активность, дегазация, шугинский тип
Ахтанизовский грязевулканический очаг				
52	Ахтанизовский	Ахтанизовская антиклиналь	Обширные сопочные поля (0,5–1,5 км в диаметре), мощные грязевые потоки	Не активный, признаки лакбатанского типа изв.
53	Северо-Ахтанизовский (Кусу-Оба)		Крупная конусная постройка, выс.~40м, с паразитарными грифонами в 20 м, с ссв части склона.	Слабая активность, дегазация, постоянное истечение шугинский тип
54	Гора Сопка	Пересыпская антиклиналь	Крупная конусная постройка, выс.~30м	Не активный, признаки лакбатанского типа изв.
55	Голубицкий (морской)	Голубицкая антиклиналь	Морской, крупная структура, выражен на сейсмопрофиле	Периодически извергается, последн. 2018, лакбатанский тип
Фанагорийская антиклинальная зона				
56	Гора Бориса и Глеба	Борисоглебская антиклиналь	Крупная конусная постройка, выс.50–60м; сопочные поле 400–500 м в диам.; крупная структура, выражен на сейсмопрофиле	не действует; признаки лакбатанского типа изв.
64	Сенной	Яновская антиклиналь	Крупная конусная постройка, выс.50–60м; сопочные поле 400–500 м в диам.	не действует
63	Шопурский	Фанагорийская антиклиналь	Крупная конусная постройка, выс.~30м	не действует
Центрально-Таманская (Карабетовская) ЗКД				
Анастасьевско-Краснодарская антиклинальная зона				
Темрюкский грязевулканический очаг				
57	Гора Миска (Темрюкская гора)	Гора Миска	Крупная конусная постройка, выс.74м;	Периодически извергается,

п/п[2]	**грязевые вулканы/вдавленные синклинали**	**структура, положение**	**морфологические характеристики**	**современная динамика**
			обширная кальдера, к югу от склона сальза (озеро)	последн. 1905, лакбатанский тип
58	Гора Гнилая (Гефест)	Гора Фигура	Плоская возвышенность, площадь около 2400 м^2; сопочное поля усеянное грифонами и сальзами разных размеров	Активное газирование, излияние, шугинский тип
59	Курчанский	Южно-Курчанская антиклиналь	Сопочное поле(?)	булганакский тип
–	–	Андреевская антиклиналь	–	–
–	–	Восточная антиклиналь	–	–
–	–	Западно-Анастасиевская антиклиналь	–	–
60	Анастасиевско-Троицкая в.с.	Анастасиевско-Троицкая антиклиналь	Озеро диаметром ~150м	–
Карабетовская антиклинальная зона				
Карабетовский грязевулканический очаг				
61	Гора Карабетова (Карабетка)	Карабетовская антиклиналь	Плато высотой 142 м с системой сопок, сальз, кратерных озёр и сопочных полей	активное газирование, излияние, шугинский тип
62	Гора Чиркова	антиклиналь г. Чиркова	Крупная конусная постройка, высотой ~30м с несколькими грифонами	не действует, булганакский тип
–	–	Комендатская антиклиналь	–	–
–	–	антиклиналь г. Близнецы	–	–
–	–	антиклиналь г. Гирка	–	–
–	–	антиклиналь г. Копанцы	–	–
–	–	Старотитаровская антиклиналь	–	–
Грязевулканический очаг Дубовый Рынок				
65	Северо-Нефтяной	Северо-Нефтяная антиклиналь	Несколько грифонов отрицательной формы с сочащейся нефтью	булганакский тип, слабое газироввание
66	Дубовый Рынок	антиклиналь Дубовый Рынок	Крупная конусная постройка, выс.~30м	булганакский тип, периодич. слабое газирование
Кизилташская антиклинальная зона				
67	Пекло Черноморское	антиклиналь мыса Железный Рог	Небольшой грифон (до 2м) отрицательной формы на прибрежном склоне	слабое газирование, булганакский тип
Бугазский грязевулканический очаг				

п/п[2]	**грязевые вулканы/вдавленные синклинали**	**структура, положение**	**морфологические характеристики**	**современная динамика**
68	Бугазский	Бугазская антиклиналь	Около 20 грифонов разных размеров (по некоторым данным ок. 85), сопочное поле	газирование, булганакский тип
69	Поливадина/Поливадина в.с.	антиклиналь Поливадина	Сальза, положительная форма	не действует
70	Северо-Кизилташский	Северо-Кизилташская антиклиналь	Небольшой грифон (~2 м)	не действует
Южно-нефтяной грязевулканический очаг				
71	Вышестеблиевский	Вышестеблиевская антиклиналь	Две сальзы положительной формы на расстоянии ок. 100м.	не действует
–	–	антиклиналь Капустина балка	–	–
72	Южно-Нефтяной	Южно-Нефтяная антиклиналь	2 грифона отрицательной формы с сочащейся нефтью	булганакский тип, интенсивн. газирование
73	Камышеватский	Камышеватская антиклиналь	Небольшая возвышенность с плоской вершиной	не действует
–	–	Стрельчанская антиклиналь	–	–
Грязевулканический очаг Белый Хутор				
74	Белый Хутор	антиклиналь Белого Хутора	Небольшое сопочное поле	не действует
–	–	Ерёминская антиклиналь	–	–
Благовещинский грязевулканический очаг				
82	Благовещенский	Благовещенская антиклиналь	Нет данных	булганакский тип
–	–	Западно-Благовещенская антиклиналь	–	–
–	–	Восточно-Благовещенская антиклиналь	–	–
Зона, расположенная восточнее Джигинского глубинного субмеридионального разлома				
Разнокольский грязевулканический очаг				
75	Разнокольский	Разнокольская антиклиналь	Глинистый диапир до 2 м высоты формирует поток до 1,5 км в долину Старой Кубани	Движется за год 1,5–9м
77	Джигинский	Джигинская антиклиналь	Нет данных	булганакский тип
78	Усть-Чекупский	Усть-Чекупская антиклиналь	Нет данных	булганакский тип
Грязевулканический очаг Шуго				
80	Шуго	Шугинская антиклиналь	Котловина вулкана диам. до 500 м. Обширное сопочное поле из нескольких десятков грифонов и сальз разных размеров	активное газирование, излияние, шугинский тип
Гладковский грязевулканический очаг				
81	Гладковский	Гладковская	Обширное сопочное поле из	булганакский

п/п[2]	грязевые вулканы/вдавленные синклинали	структура, положение	морфологические характеристики	современная динамика
		антиклиналь	нескольких десятков грифонов и сальз отрицательной формы разн. размеров	тип, интенсивн. газироввание
Семигорский грязевулканический очаг				
83	Семигорский	Семигорская антиклиналь	Грифон положительной формы, выс. до 3м	булганакский тип, слабое газироввание
Киевский грязевулканический очаг				
76	Киевский	Киевская антиклиналь	Нет данных	булганакский тип, интенсивн. газироввание
79	Семёновский	Семёновская антиклиналь	Нет данных	булганакский тип, интенсивн. газироввание

потоки – озеро выходит из берегов (рис. 5). Помимо современной грязевулканической постройки, рядом с действующим жерлом на расстоянии до нескольких сотен метров устанавливаются палеогрязевулканические структуры, выраженные на поверхности полями развития сопочной брекчии, кольцевыми или полукольцевыми зонами проседания; встречаются многочисленные источники, в том числе сероводородные. Зона максимальной концентрации различных признаков современных и недавних грязевулканических процессов сосредоточена вблизи действующего жерла грязевого вулкана [Тверитинова и др., 2015].

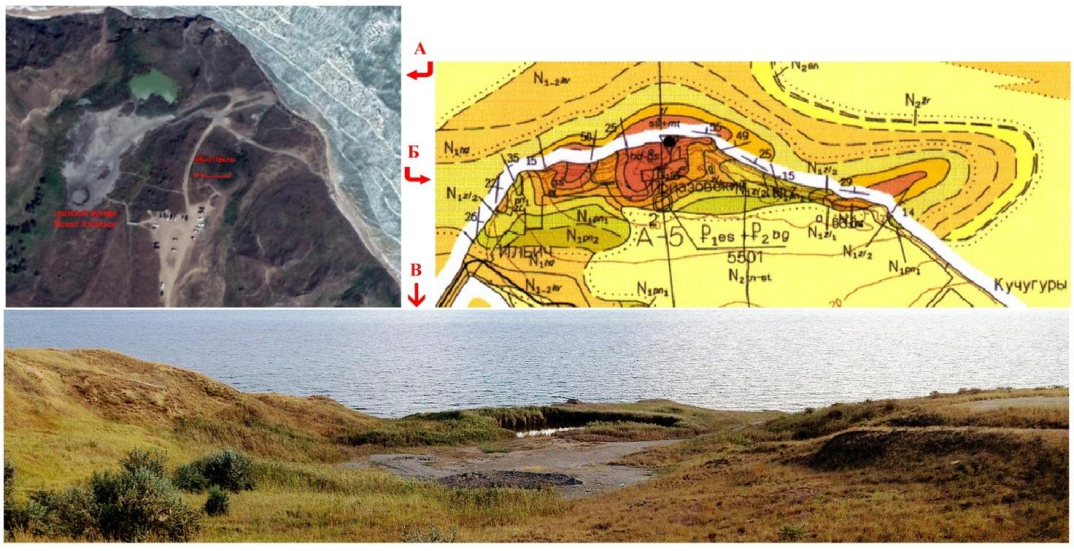


Рис. 5. Грязевой вулкан Пекло Азовское. А. Спутниковый снимок. Б. Фрагмент геологической карты масштаба 1:200000. В. Панорама вулкана.

Грязевой вулкан ***Тиздар*** (Синяя балка, Азовская сопка) расположен на Тиздарской антиклинали. Ядро Тиздарской антиклинали сложено эродированными сарматскими (среднемиоценовыми) глинами, а на ее крыльях и восточной периклинали обнажены

понтические (верхнемиоценовые) глины и алевриты [Тесаков и др., 2019]. При извержении в начале прошлого века произошло обрушение, вулканическая гора лишилась своего конуса, и образовался кратер диаметром 25 м. Сейчас в этом кратере находится озеро, заполненное жирной глинистой массой (рис. 6).

Грязевые вулканы мыса Пекло и Тиздар очень похожие объекты с наличием крупных действующих сальз с жидкой грязью в пределах обширных понижений в центральных частях вулканических построек, образующих еще более обширные вокруг понижений поднятия. Кроме того, они расположены на побережье Азовского моря и имеют продолжение в морской части [Шнюков и др., 2005].

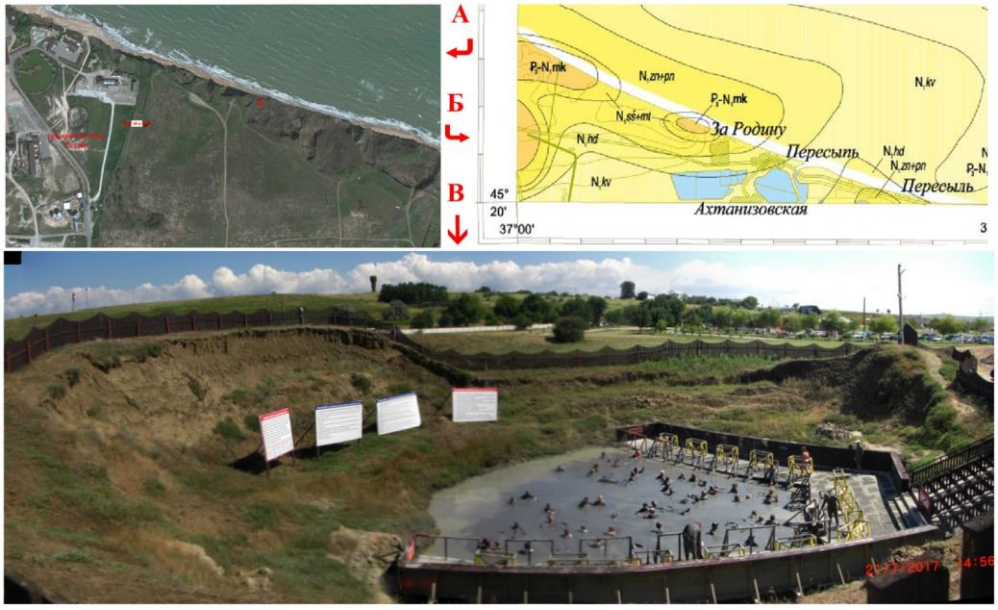


Рис. 6. Грязевой вулкан Тиздар. А. Спутниковый снимок, «Ф» – место береговых отложений сопочной брекчии. Б. Фрагмент геологической карты масштаба 1:200000. В. Панорама вулкана.

Грязевой вулкан ***г. Миска*** – памятник геологической истории – расположен в центральной части города Темрюк. Он представляет собой сложную систему из нескольких кольцевых структур, связанных с зоной северо-западной ориентировки. Вулкан был активным в 19 – начале 20 в. Грязевые извержения повторялись почти каждые пятьдесят лет. В результате извержения 1843г. произошло обрушение вершины, образовалась впадина, заполняющаяся выделениями нефти и водой из подземных источников. Последний выброс был зафиксирован в 1924г. Диаметр кратера Миски составляет 500м при почти тринадцатиметровой глубине. В настоящее время на месте вулкана расположено озеро, по нему проходит асфальтированная дорога и находится музей «Военная горка». Хотя вулкан спит, о его сущности напоминают постоянно появляющиеся трещины на поверхности, из которых сочится серо-голубая грязь (рис. 7).

Рис. 7. Грязевой вулкан Гора Миска. А. Спутниковый снимок. Б. Фрагмент геологической карты масштаба 1:200000. В. Панорама вулкана.

Действующий грязевой вулкан ***г. Гнилая*** (Гефест) расположен на восточной окраине города Темрюк на поднятии антиклинали г. Фигура. Вулкан представляет собой плоскую конусообразную возвышенность овальной формы, слегка вытянутую в ЗСЗ направлении, площадью в несколько квадратных километров, на которой имеется множество кратеров разной величины. Большинство сальз, грифонов и озер расположено по окружности в краевой части вулкана, а также образуют две главные полосы ССВ простирания – главную Центральную и параллельную, расположенную западнее. Одни центры извержений засохшие, в других стоит вода, третьи находятся в стадии полусна, а есть и такие в которых грязь постоянно сочится и булькает (в этих кратерах устроены лечебные купальни). Извержения носят спокойный характер. Грязь как будто «варится на медленном огне» (периодически булькает) иногда с небольшим выдавливанием грязи за пределы кратера. Иногда вулкан просыпается, и его извержения сопровождаются выбросом грязи на высоту до 20м, с частичным затоплением грязью склонов сопки (рис. 8).

Грязевые вулканы Карабетовской антиклинальной зоны: *Карабетова гора*. Грязевой вулкан ***Карабетова сопка*** – крупнейший действующий грязевой вулкан Таманского п-ова, памятник природы (признан в 1978г.). Находится вулкан на высоком холме при въезде в районе станицы Тамань. Вулкан регулярно извергается. Вулкан приурочен к Карабетовской антиклинали, входящей в протяженную широтную Карабетовскую антиклинальную зону – осевую структуру в системе складчатых гряд всей Керченско-Таманской складчатой области. Вершинная часть г. Карабетова – полого-наклонное вулканическое плато площадью ~1,5 км^2

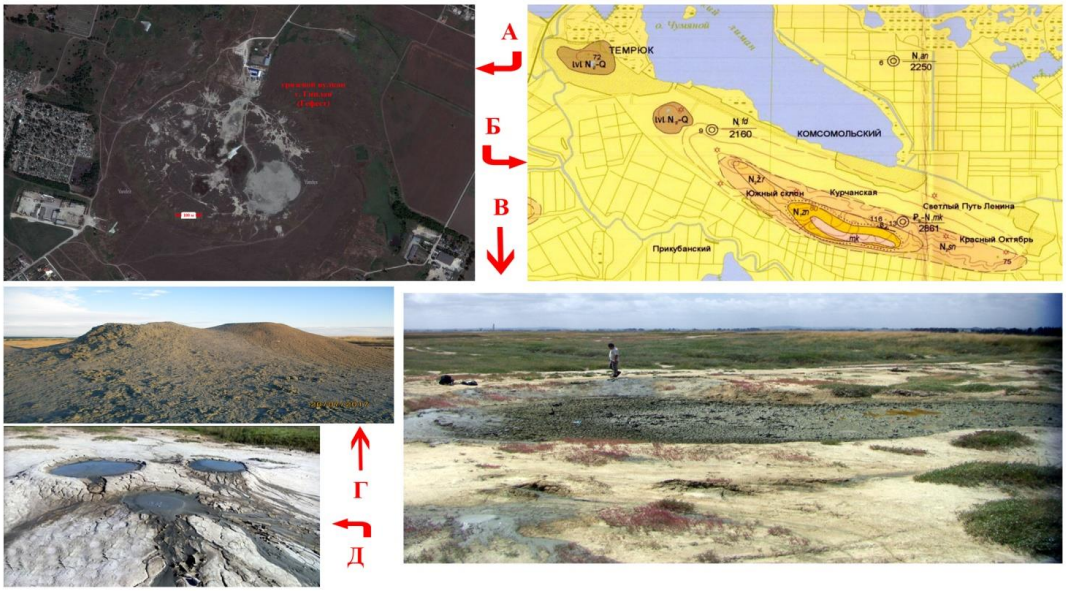


Рис. 8. Грязевой вулкан Гора Гнилая. А. Спутниковый снимок. Б. Фрагмент геологической карты масштаба 1:200000. В, Г, Д (фото из интернета) грязевулканические структуры (постройки) – сальзы, поле сопочной брекчии, грифоны.

с многочисленными грязевыми потоками и языками, грифонами с выделением воды, грязи и газа в лунках из сопочной брекчии. Нередки здесь и целые озёрные ванны площадью в десятки и сотни квадратных метров. Крутые склоны вулканов расчленены сетью эрозионных промоин барранкосов, радиально расходящихся к подножиям. Несмотря на единство очага Карабетовского грязевого вулкана, здесь явно присутствует целая система закономерно расположенных подводящих каналов, завершающихся вулканическими постройками. Большинство построек выстраиваются в кольцевую структуру, вытянутую в ССВ направлении (рис. 9).

Система грязевых вулканов между Приазовской и Карабетовской ЗКД и между Таманским заливом и Ахтанизовским лиманом: *Цимбалы, Ахтанизовский, Бориса и Глеба*.

Грязевой вулкан **Ахтанизовская сопка** (Ахтанизовская блевака) расположен у юго-западной окраины станицы Ахтанизовской. Здесь, на продолжении Таманской синклинальной зоны находится антиклинальная гряда, вдоль которой расположено несколько грязевых вулканов. Ахтанизовская сопка имеет высоту 67 м над уровнем моря. Сейчас вулкан спокоен, хотя ещё несколько десятилетий назад он постоянно «дышал», выплевывая очередную порцию жидкой грязи. Рядом со старым кратером периодически образуются новые паразитарные постройки в виде небольших грифонов. Из расположенного на вершине горы грифона периодически изливается сопочный ил. Ахтанизовский вулкан отличался бурными извержениями в 1818 и 1853 гг. Активность вулкана была зафиксирована в феврале 2002г. К

западу от Ахтанизовского вулкана расположена зоны «зыбучих песков», вероятно, связанная с не вскрывшимся каналом дегазации вдоль антиклинальной зоны. Еще западнее на антиклинали Цимбалы можно видеть еще два грязевых вулкана – Западные и Восточные Цимбалы (рис. 10).

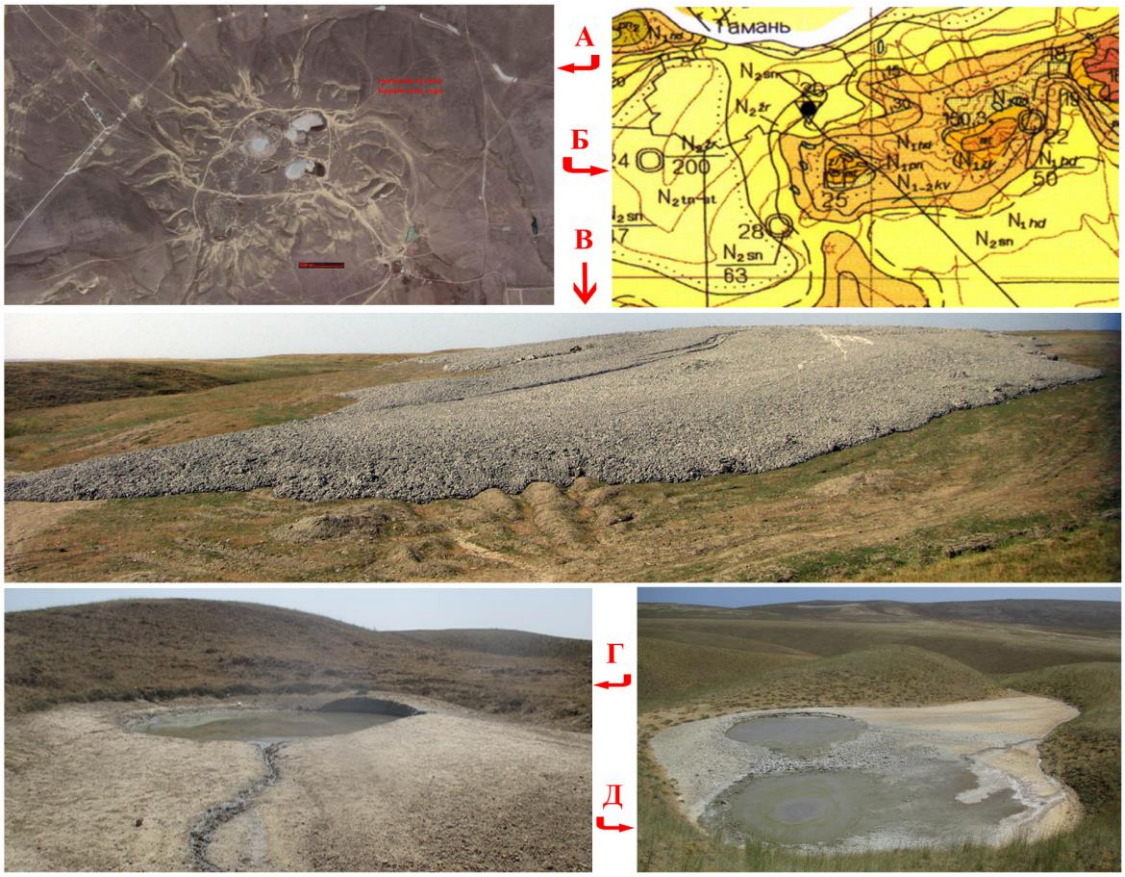


Рис. 9. Грязевой вулкан Карабетова Гора. А. Спутниковый снимок. Б. Фрагмент геологической карты м–ба 1:200000. В, Г, Д грязевулканические структуры – сальзы, поле сопочной брекчии, грифоны.

Грязевой вулкан ***Бориса и Глеба*** расположен на узком мысу западного берега Ахтанизовского лимана. Это широкая овальная гора с пологой вершиной, с трех сторон омываемая водами лимана. Почти вся гора сложена сопочной брекчией. Склоны вулкана покрыты оползнями и обвалами. Вулкан связан с самостоятельной Борисоглебской антиклиналью, расположенной к югу от Ахтанизовской антиклинали. К западу от нее расположена Яновская антиклиналь с грязевым вулканом Сенной и Фанагорийская антиклиналь с Шопурским грязевым вулканом (рис. 11).

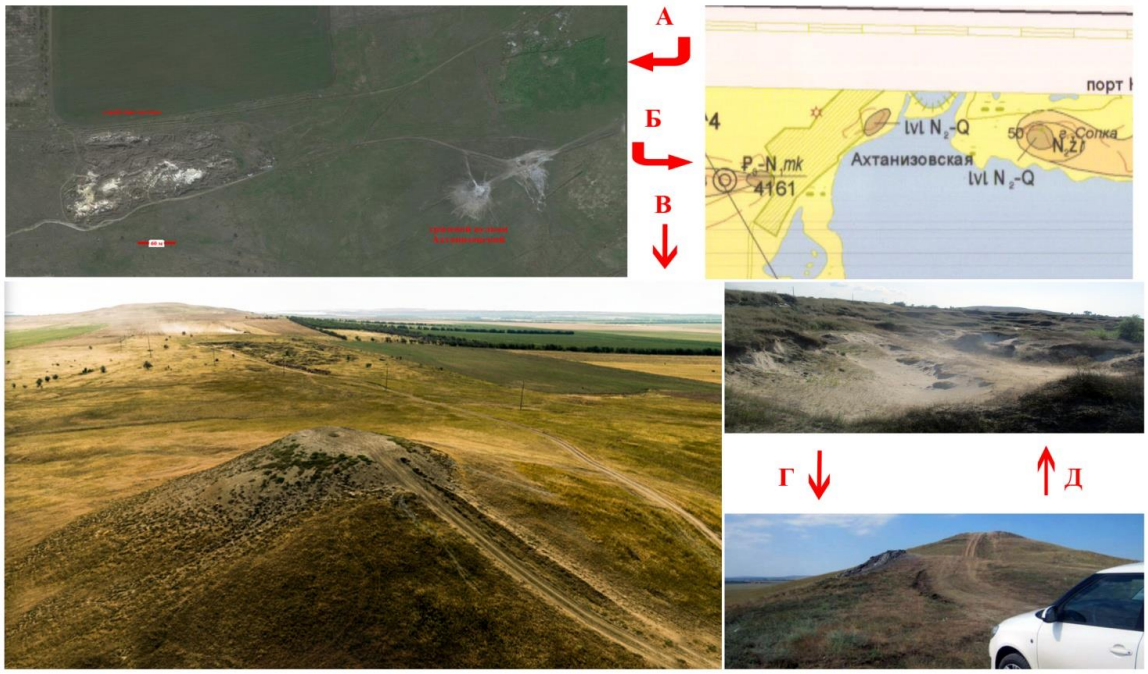


Рис. 10. Грязевой вулкан Ахтанизовская сопка. А. Спутниковый снимок. Б. Фрагмент геологической карты масштаба 1:200000. В (фото из интернета) общий вид вулкана. Г (фото из интернета) паразитарный грифон на северной стороне вулкана. Д «зыбучие пески».

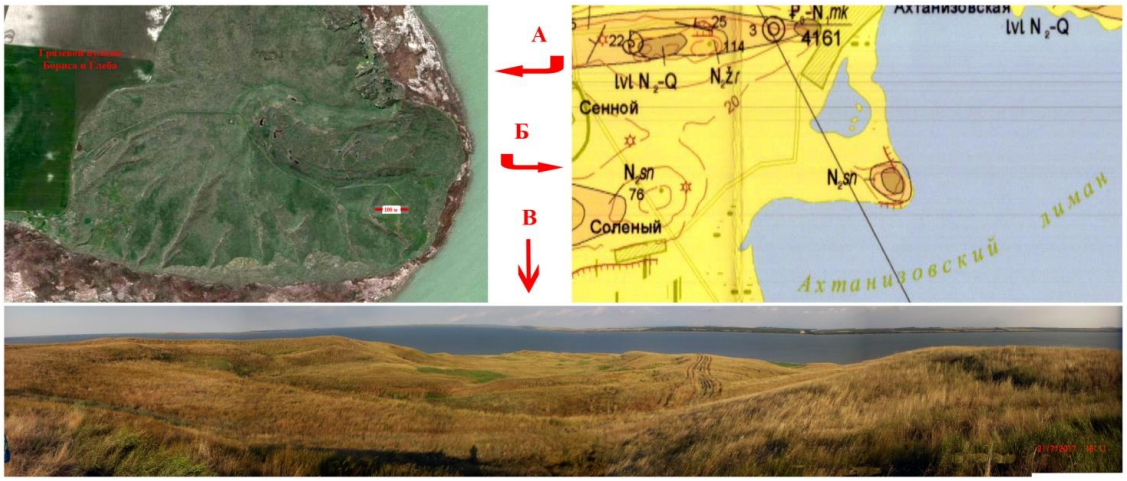


Рис. 11. Грязевой вулкан Бориса и Глеба. А. Спутниковый снимок. Б. Фрагмент геологической карты масштаба 1:200000. В. Панорама вулкана.

О корнях грязевых вулканов Таманского п-ова. Здесь нам также хочется сделать некоторые предположения о корнях грязевых вулканов, как мы это сделали в нашей предыдущей статье [Тверитинова и др., 2020]. Утверждать, что у всех грязевых вулканов имеются «глубинные» подмайкопские корни не представляется обоснованным. Корни большинства небольших грязевых вулканов, особенно булганакского типа извержения, полностью располагаются в глинистых толщах майкопа [Белобородов и др., 2019, 2020]. Но мы полагаем, что крупнейшие грязевые вулканы и особенно крупные сложные

грязевулканические постройки, образованные сгущениями (букетами, роями) относительно небольших грязевых вулканов связаны с глубокими флюидопроницаемыми структурами. Именно в таком плане мы понимаем, что грязевые вулканы имеют глубокие корни.

Корни грязевых вулканов мы представляем как сложно построенные древовидные образования, «крона» которых максимально развита на уровне благоприятной для возникновения грязевого вулканизма майкопской серии, а «ствол» опускается гораздо ниже майкопа. Дополнительными уровнями развития «ветвей» этого сложного древовидного образования могут являться любые другие достаточно мощные глинистые толщи, где при восхождении флюидодинамического потока могут возникать условия разжижения глинистого матрикса. Именно этот идущий из глубин флюидонасыщенный поток является главным фактором роста и развития разветвления грязевулканического «дерева». Возникая на пересечениях региональных структур сжатия и поперечных им структур растяжения, или при возникновении локальных узлов растяжения при сдвиговых смещениях вдоль структур сжатия, достигая зон развития пород, способных легко и быстро вступить с ним в реакцию, приводит к возникновению грязевулканических очагов на разных стратиграфических уровнях. Для формирования таких грязевулканических очагов наиболее благоприятным является уровень развития глинистых отложений майкопской серии.

Одновременно с относительно «малой» глубинностью многочисленные мелкие грязевулканические проявления образуют определенные участки концентрации вулканических построек, тяготеющие к узлам пересечения зон повышенной нарушенности и, по-видимому, представляют собой результат разветвления корневой системы крупного одиночного глубинного очага в пределах глинистых толщ, когда эти толщи нарушают крупные дизъюнктивные структуры. Активные тектонические деформации в условиях сжатия, а также инициируемые при деформациях флюидодинамические потоки способствуют появлению многочисленных проницаемых каналов, в которых происходит формирование грязевулканической брекчии.

Акцентируем. В качестве главного признака наличия глубоких корней у грязевых вулканов мы в первую очередь рассматриваем их закономерное положение в системе региональных структур сжатия. Вторым важным фактором, указывающем на глубокие корни грязевулканических структур, является наличие сложных структур центрального типа, выраженных концентрацией системы грязевых вулканов в узлах пересечения крупнейших продольных и поперечных зон концентрации деформаций различного кинематического типа.

Действительно, распределение грязевых вулканов определяется наличием в Керченско-

Таманской зоне новейших зон сжатия и сдвига. Грязевые вулканы приурочены главным образом к антиклиналям, связанным с диапиризмом глин майкопской серии. На сложную связь глиняного диапиризма, грязевого вулканизма и в целом флюидодинамики в мощных комплексах глинистых отложений указывали многие исследователи [Григорьянц, 2001; Копп, 1985; Холодов, 2012].

На наличие глубоких корней у крупнейших грязевулканических построек указывают также результаты геофизического изучения грязевых вулканов [Рогожин и др., 2014; Собисевич и др., 2008; 2014; 2015 а; Тверитинова , 2014; Тверитинова и др., 2014; 2015 и др.]. Кроме того, данные о наличии в сопочной брекчии обломков пород мелового, юрского и даже палеозойского возраста также косвенно указывают на возможность существования подмайкопских грязевулканических корней.

Обсуждение результатов. Таким образом, грязевулканические проявления на Таманском п-ове, так же, как и на Керченском, связаны с зонами концентрации деформаций сжатия и сдвига, выраженных системами кулисно расположенных субширотных диапировых антиклиналей или их систем. Формирование субширотных складчатых структур определялось действием главного поля напряжений с субмеридиональной ориентировкой оси максимального сжатия. Это поле напряжений характерно для всего Крымско-Кавказского региона, что неоднократно описывалось в тектонофизических работах [Попков и др., 2007; Расцветаев, 1973; 1977; Расцветаев и др., 1999; 2010]. Оно проявляется также в формировании диагональных ЗКД – преимущественно правосдвигвых северо-западной ориентировки и левосдвиговой северо-восточной.

Но помимо этой основной кинематической нагрузки все зоны концентрации деформаций характеризуются дополнительными кинематическими признаками. Для субширотных ЗКД западной части Таманского п-ова наряду с проявлением деформации сжатия отчетливо выражена правосдвиговая деформационная составляющая. Вместе с тем при отклонении ориентировки зоны от субширотной к северо-восточной, отчетливо появляется левосдвиговая составляющая деформации. Проявление вдоль субширотных зон правосдвиговой деформации отражает влияние северо-западного тангенциального сжатия, поперечного горно-складчатому сооружению Горного Крыма [Расцветаев, 1977; Расцветаев и др., 2010], а также структуре Керченско-Таманского межпериклинального прогиба.

При переходе из Зоны Керченско-Таманского прогиба к периклинали Большого Кавказа также отчетливо выражены структурные парагенезы субмеридионального сжатия (широтные структуры сжатия, правосдвиговые северо-западного, левосдвиговые северо-

восточного и сбросо-раздвиговые субмеридионального простирания), но также можно заметить и другой структурный парагенез, формирование которого связано с тангенциальным сжатием поперек Большого Кавказа. Это складчатые структуры северо-западного простирания, субширотные левосдвиговые зоны и субмеридиональные правосдвиговые.

Грязевые вулканы связаны со структурами сжатия на участках их осложнения секущими флексурно-разрывными зонами сдвигового или сдвиго-сбросо-раздвигового типа. В пределах главных ЗКД сжатия выделяются «кольцевые» структуры из нескольких антиклиналей, объединяющие несколько грязевулканических центров. Наиболее четко такие структуры выделяются в Приазовской и Карабетовской зонах концентрации деформаций.

Грязевые вулканы Тамани представлены объектами различной морфологии – от мелких грифонов до крупных сопок, от небольших луж до обширных грязевулканических полей. Они, как и грязевые вулканы Керченского полуострова, отражают активную флюидодинамику кайнозойских толщ. Флюидодинамические системы связаны с наличием в осадочных комплексах закономерно расположенных в структуре полуострова зон складчато-разрывных деформаций, представляющих собой структуры сжатия и сдвига. Грязевулканические центры расположены на участках проявления локальных раздвиговых деформаций. Литологическая неоднородность и стратификация кайнозойских толщ определяют сложное развитие грязевулканических каналов с формированием структур центрального типа с положительной и отрицательной динамикой развития и проявления купольно-вдавленной морфологии грязевулканических построек. Распределение их не хаотично, а определяется приуроченностью к главным антиклинальным грязевулканическим зонам, которые отвечают в первую очередь системе широтных структур Главного структурного плана Керченско-Таманской межпериклинальной зоны, структурам северо-восточного простирания, продольных Керченско-Таманскому межпериклинальному прогибу, а также «кавказским» структурам северо-западной ориентировки.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: изд-во Моск. Ун-та. 1966. 493 с.

Белобородов Д.Е., Егоров Н.А., Тверитинова Т.Ю., Краснова М.А. Петрофизические методы в тектонических исследованиях на примере изучения сопочной брекчии грязевых

вулканов ультразвуковым просвечиванием // Материалы Девятнадцатой Всероссийской конференции "Геодинамика, геомеханика и геофизика". Новосибирск ИНГГ СО РАН, 2019. С. 46–49.

Белобородов Д.Е., Егоров Н.А., Краснова М.А. Контроль изменений скоростей упругих волн при термическом воздействии в пластичных (глинистых) породах. // Труды III Международной геолого-геофизической конференции «Современные технологии изучения и освоения недр Евразии» ГеоЕвразия–2020, Т 1. С. 182–185, электронное издание: https://drive.google.com/drive/folders/1Bk7ofh3l67WeCwDYKpCpVGQrKZGM9d_D

Белобородов Д. Е., Тверитинова Т. Ю. К вопросу о складчатых и разрывных структурах контролирующих грязевой вулканизм Керченского полуострова // Тезисы докладов и программа Научной конференции молодых ученых и аспирантов М.: ИФЗ им. О.Ю. Шмидта, 2018. С. 22.

Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю. Трещинные структуры грязевых вулканов и вмещающих толщ Керченско-Таманской грязевулканической области // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы шестой молодежной тектонофизической школы-семинара, М.: ИФЗ им. О.Ю. Шмидта, 2019. С. 77–83

Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю. Связь нефтегазоносности и грязевого вулканизма в Керченско-Таманской зоне // Инновации в геологии, геофизике, географии – 2018. Материалы 3-ей Международной научно-практической конференции. М.:изд-во "Перо", 2018 а С. 20–22

Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю. Складчатые и разрывные структуры Керченско-Таманской межпериклинальной зоны, контролирующие грязевой вулканизм // Материалы L Тектонического совещания Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 2. Москва, ГЕОС, 2018 б. С. 237–241.

Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю. Сравнение тектонических и геологических обстановок некоторых грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической провинции // Полевые практики в системе высшего образования. Материалы Пятой Всероссийской конференции, посв. 65-летию Крымской учебной практики по геологическому картированию Ленинградского-Санкт-Петербургского государственного университета, С-Пб.: ООО "Изд-во ВВМ", 2017, С. 144–146

Гайдаленок О.В. Структура Керченско-Таманской зоны складчатых деформаций Азово-Кубанского прогиба. // Диссертация на соискание ученой степени к.г.-м.н., М. ГИН РАН, 2020, 128 с.

Григорьянц Б.В. Грязевой вулканизм – источник геологической информации // Геотектоника, 2001, № 3. С. 69–79.

Копп М.Л. Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника, 1985, № 3. С. 62–74

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.

Маринин А. В., Расцветаев Л. М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. ИФЗ РАН М, 2008. С. 191–224.

Плахотный Л.Г., Пасынков А.А., Герасимов М.Е., Чир Н.М. Разрывные нарушения Керченского полуострова // Геологический журнал. 1989. № 5. С. 40–46

Полухтович Б.М., Попадюк И.В., Самарский А.Д., Хныкин В.И. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Индоло-Кубанского прогиба // Геология нефти и газа № 1. 1981. http://www.geolib.ru/OilGasGeo/1981/01/content.html

Попков В.И., Бондаренко Н.А., Семинихина Ю.Ф., Харченко Т.Н. Структурная геология Северо-Западного Кавказа // ГеоИнжиниринг. Аналитический научно-технический журнал. 2007. № 1 (3). С. 46–50.

Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука. 1977. С. 95–113.

Расцветаев Л.М.. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. М.: изд-во МГУ, 1973. С. 57–107

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173–235.

Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 904–909.

Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т. 1. Новочеркасск: 1999. С. 69–73.

Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Дизъюнктивные системы и новейшая геодинамика Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и тектодинамики. Т. 2. М.: ГЕОС. 2008. С. 147–153.

Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли, М.: Наука, 2010, том 5, С. 31–40

Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. Структурная позиция и проблемы возникновения очагов грязевого вулканизма в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) // Геология и геофизика Юга России, издательство Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геофизический институт Владикавказского научного центра Российской академии наук (Владикавказ), 2014, № 3, С. 89–115

Собисевич А.Л., Горбатиков А.В., Овсюченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетова // ДАН (Геофизика). 2008. Т. 422, № 4. С. 542–546.

Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 2. С. 80–93.

Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Канониди Х.Д., Канониди К.Х., Лиходеев Д.В., Преснов Д.А О дилатансных образованиях, участвующих в формировании корневых структур и выводящих каналов грязевых вулканов // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. 2015 а. № 3 (187). С. 53–59.

Собисевич А.Л., Тверитинова Т.Ю., Лиходеев Д.В., Белобородов Д.Е., Дударов З.И., Долов С.М., Преснов Д.А., Пузич И.Н. Глубинное строение грязевого вулкана Джарджава в пределах Южно-Керченской антиклинальной структуры // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015 б. Т. 42, № 2. С. 73–80.

Тверитинова Т.Ю. Грязевой вулканизм в системе активных тектонических структур // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы. XIX научно-практическая конференция с международным участием, посвященная памяти геолога–геофизика Ю.К. Щукина, М.: ИФЗ, 2014. С. 393–397

Тверитинова Т.Ю., Белобородов Д.Е. О косвенных признаках наличия глубоких корней у грязевых вулканов Керченско-Таманской межпериклинальной зоны // Система "Планета Земля": 200 лет со дня кончины Михаила Богдановича Барклая-де-Толли (1761–1818), М.:

ЛЕНАНД, 2018. С. 370–378

Тверитинова Т.Ю., Белобородов Д.Е., Лиходеев Д.В. Грязевые вулканы в структуре Керченского полуострова // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал, 2020, № 1, С. 38–54

Тверитинова Т.Ю., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2014, том 2, № 36, С. 80–93

Тверитинова Т.Ю., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Лиходеев Д.В. Структурная позиция и особенности строения и формирования грязевого вулкана горы Карабетова работы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015. № 2. С. 106–122.

Тесаков А.С., Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Фролов П.Д., Трифонов В.Г., Симакова А.Н., Латышев А.В., Титов В.В., Щелинский В.Е. Тектоника плейстоценовых отложений северо-восточной части Таманского полуострова, Южное Приазовье. // Геотектоника. 2019. №5. С. 12–35

Трихунков Я.И. Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. №5. С. 67–81

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: распространение и генезис // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. № 4. С. 5–27.

Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А. и др. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. Киев: Наукова думка, 1992. 199 с.

Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас. Киев: Наукова думка, 1986. 148 с.

Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: Главмедиа, 2005. 176 с.

ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
Электронный научно-образовательный журнал 2020/2

Издательство «Перо»
109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 27, ком. 105
Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36
Подписано к использованию 28.09.2020.
Объем 7 Мбайт. Электрон. текстовые данные.(CD-ROM). Заказ 685.