

УДК 550.834.05:551.243
DOI: 10.23671/VNC.2016.4.20899

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ И СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ММЗ НА РАЗРЕЗАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

© 2016 В.Б. Заалишвили, д.ф.-м.н., проф., Х.О. Чотчаев

Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002,
г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

В статье рассмотрены потенциальные возможности метода микросейсмического зондирования в условиях глубинного проявления тектонических процессов. Приводятся экспериментальные подтверждения соответствия аномальных объектов на скоростной модели ММЗ (метод микросейсмического зондирования) с известными структурами и тектоническими нарушениями, расположенными на значительных глубинах. Делается предположение, что ММЗ имеет перспективное будущее и может стать направлением инновационного развития не только для исследования глубинных и нефтегазовых структур, но и при поисках рудных месторождений.

Ключевые слова: микросейсмическое зондирование, скоростные модели, высоко-, низкоскоростные объекты, тектонические зоны, разломы Ардонский, Тибский.

Перспективы использования ММЗ

В мозаике сложной геоморфологической и тектонической блокировки Большого Кавказа, подверженного разного уровня амплитудным перемещениям латерального и вертикального характера, без ясного представления общей структуры, как единого геологического сооружения, трудно познать до конца его современную структурно-тектоническую архитектуру. Помочь в решении этой важнейшей задачи могут глубинные особенности кровли консолидированного фундамента, изучение которых возможно с использованием дорогостоящих модификаций сейсморазведки – ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование), ГСП (глубинное сейсмическое профилирование), МОВЗ (метод обменных волн землетрясений). Методы, основанные на базе других физических полей – гравиметрия, импульсные электромагнитные поля (метод теллурического профилирования, метод теллурического зондирования, зондирование становления поля, частотное зондирование) – либо непроизводительны в условиях высокогорья из-за сложности обеспечения надлежащей базой гипсометрических данных, либо их аппаратные комплексы недоступны по ценам рядовым научным и научно-производственным организациям. Кроме того, в условиях реальной социально-политической ситуации в мире, проведение некоторых методов «активной» сейсморазведки чревато потерей контроля над бризантными веществами.

В этих условиях разработка и использование пассивной сейсморазведки, основанной на использовании амплитудно-частотных характеристик микросейсмических колебаний повышает мобильность, доступность, значительно снижает затраты на решение глубинной задачи. Резонирование любого физического тела на определенный частотный спектр, присущий только его физическим параметрам

(размеры, плотность, упругие свойства и т.д.), используется в инженерной сейсмологии для дифференцирования грунтов, для поисков нефтяных залежей, месторождений воды. Очевидно, что спектральные особенности рудных месторождений, в зависимости от состава и типа руд, определенного геологического слоя разреза, в зависимости от литологии, обводненности, трещиноватости, минерального состава, также будут в определенной степени индивидуальны, правильная расшифровка которых со временем позволит выделять многие геологические объекты на основе микросейсмического профилирования или зондирования.

Микросейсмический фон Земли в точке наблюдения составляет суперпозиция колебаний вызванных как естественными причинами (отзвуки удаленных землетрясений, локальные микроземлетрясения, поверхностные шумы, действие земных приливов, штормовые микросейсм, ионосферные явления, погодные явления – дожди, град, сильный ветер), так и техногенными источниками (движущимся транспортом, работой машин и механизмов).

Использование ММЗ для выделения глубинных структурно-тектонических особенностей разреза, обусловлено присутствием широкого спектра частот микросейсмических колебаний и неравномерной зависимостью распределения интенсивности от частоты [Любушин, 2008].

Сейсмический шум используется при сейсмическом микрорайонировании для таксономического дифференцирования грунтов и прогнозирования землетрясений, для литологического расчленения верхней части разреза земной коры и выделения аномальных зон на глубинах до 10 км и определения связи этих зон с тектоническим строением, для оценки реакции геологической среды на изменение геодинамической обстановки [Надежка и др., 2003].

Известное достаточно давно явление - присутствие аномалий в низкочастотной части спектра естественных микросейсм над нефтегазовыми залежами основано на генерации аномальных микросейсм нефтегазовой залежью, либо на механизмах фильтрации микросейсмического фона геологической средой, включающей нефтегазовую залежь как отражающую границу.

Один из основных признаков низкочастотной аномалии, отличающий ее от случайных шумовых спектральных максимумов, – это пространственная устойчивость, образование осмысленной пространственной картины, характеризующей некую линейную аномалию или геометрическую фигуру. На основе этого свойства низкочастотной аномалии образуются серии группировок значений параметров [Крисюк и др., 1986].

Использование сейсмических шумов в качестве инструмента при изучении земных недр основано на их пространственной изменчивости и приуроченности к зонам тектонических нарушений, геодинамической активности, эпицентральных зонам потенциальных очагов землетрясений. Параметры сейсмического шума широко используются при изучении геодинамических характеристик среды и выявлении активных тектонических зон [Спивак, Кишкина, 2004].

На стадии современного развития метод ММЗ [Горбатиков и др., 2010] считается, что информативным параметром (полезным сигналом) в ММЗ является искажение амплитудного поля при взаимодействии со скоростными неоднородностями геологического разреза. Фазовая информация не используется. Форма и глубина залегания неоднородности оценивается исходя из распределения искажения на поверхности и частоте, на которой это искажение проявляется. Существует критиче-

ская частота f волны Рэлея, для которой искажения (формы, амплитуды, частоты) от неоднородности, залегающей на глубине H максимальны по сравнению с аналогичными неоднородностями на других глубинах (есть различная глубина проникновения волны Рэлея в зависимости от длины волны). Эта частота f связана с глубиной H и соответствующей скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ через соотношение: $H \approx 0,4 \cdot V_R(f)/f$. К этому выводу специалисты сейсмологи пришли достаточно давно экспериментальным путем и теоретическими расчетами. В методе ММЗ данное соотношение используется для обратной процедуры оценки глубины залегания неизвестной неоднородности, формирующей амплитудные искажения (которые мы можем наблюдать) на частоте f .

Следует отметить: утверждение авторов программы обработки данных ММЗ наблюдений [Горбатилов, Цуканов, 2011], якобы вытекающей из проведенных ими численных экспериментов, что разрешающая способность метода при восстановлении изображения по горизонтали оценивается как $(0,25 - 0,3)\lambda$, а разрешение по вертикали *составляет* $(0,3 - 0,5)\lambda$, означает, не что иное, как то, что обнаружению подлежат объекты, размеры которых в латерали и по вертикали соответствуют глубине залегания (как известно $\lambda = V_R(f)/f$). Таким образом, получая зная основную моду микросейсмической волны, резонирующую объектом, можно с допустимой погрешностью определить его положение.

Методика проведения экспериментальных измерений сводится к накоплению спектра мощности микросейсмического сигнала в течение некоторого времени, зависящее от сейсмического фона района исследования. В активных геодинамических областях время наблюдения составляет 2–3 часа.

Анализ спектральных амплитуд позволяет выделить интервалы или площади малошумящие, средне шумящие и сильно шумящие, последующая обработка которых по специальной программе, позволяет дать количественную и качественную оценку выделяемым литологическим и структурно-тектоническим объектам.

Экспериментально-параметрические разрезы и объемы выполненных исследований

Большой Кавказ и его мегантиклинорий представляют собой к настоящему времени территорию, достаточно хорошо изученную на доступную современным техническим средствам глубину. Хорошая обнаженность коренных пород в горной и высокогорной частях Центрального Кавказа и изученность многочисленными буровыми скважинами в прикладных целях предгорной и равнинной территорий дают основание квалифицировать определенные интервалы как параметрические. Тем не менее, глубинные особенности Центрального Кавказа в целом и исследуемого региона РСО-А в частности больше вызывают вопросов, чем исследователи знают ответов. Этому способствовало прекращение с конца 80-х дорогостоящих глубинных геофизических исследований и последующий взлет рыночных цен на аппаратные комплексы и оборудование.

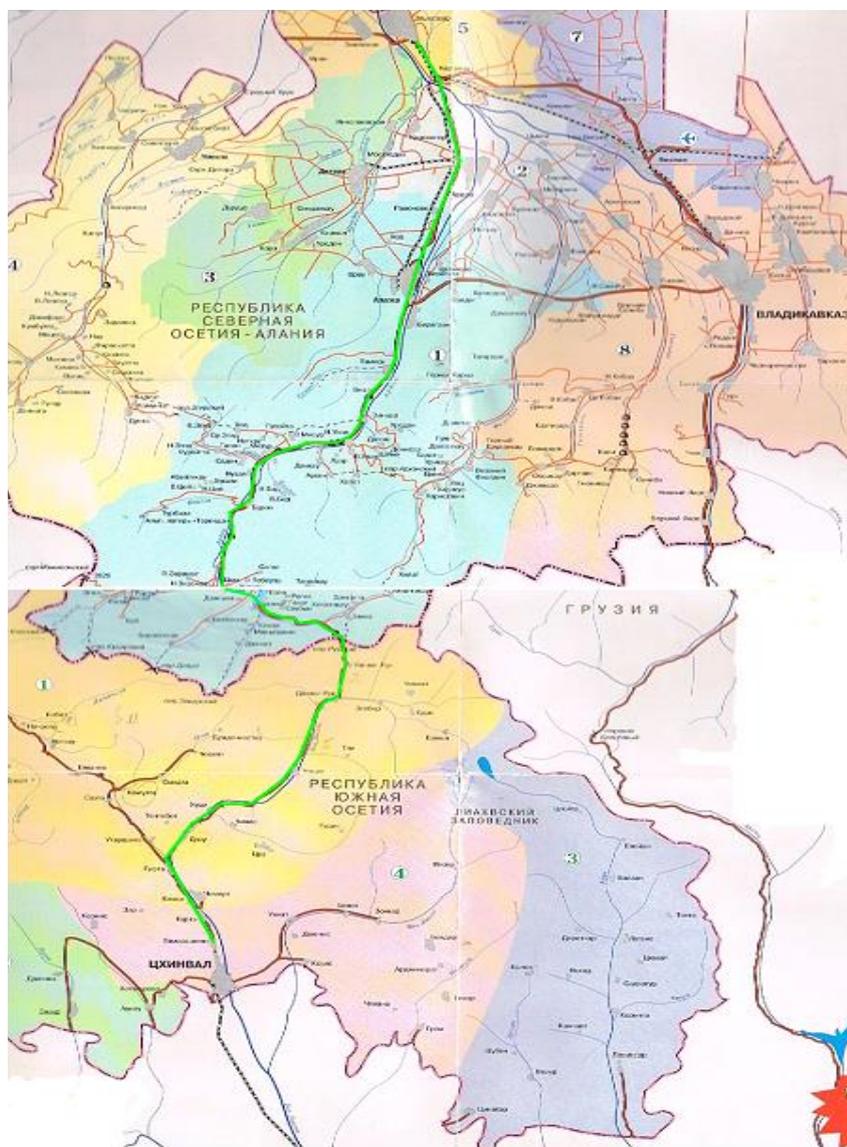
Геофизический институт ВНЦ РАН предложил разработчикам ММЗ (ИФЗ) свои услуги в выполнении полевых наблюдений на наиболее интересных разрезах региона собственными высокоточными широкополосными сейсмоприемниками фирмы Ienard-Electronics ($T = 20$ с.) при условии камеральной обработки материалов самими разработчиками.

Глубинные особенности геологических разрезов намеченных профилей могли

подтвердить или опровергнуть очень важные предположения и гипотезы геологов и геофизиков.

Поскольку административно-территориальные границы являются производными горного сооружения Большого Кавказа, а не границы определяли, как выстроится сооружению, один профиль в качестве регионального наметился через весь Центральный Кавказ от северной границы Осетинской равнины (сел. Эльхотово) в РСО-А на севере до г. Цхинвала РЮО на юге вдоль линии федеральной автотрассы «Кавказ» через Рокский тоннель (участок тоннеля не обследовался ввиду интенсивных техногенных шумов, хотя этот интервал представлял большой интерес и его следовало изучить в ночное время по согласованию со службой охраны объекта).

Длина профиля Эльхотово-Цхинвал составила 152 км (рис. 1). Профиль Эльхотово-Цхинвал намечался, если не для окончательного, то хотя бы для частичного подтверждения поддвигового, либо надвигового характера сопряжения Южной микроплиты и Скифской континентальной плиты.



— Линия профиля ММЗ

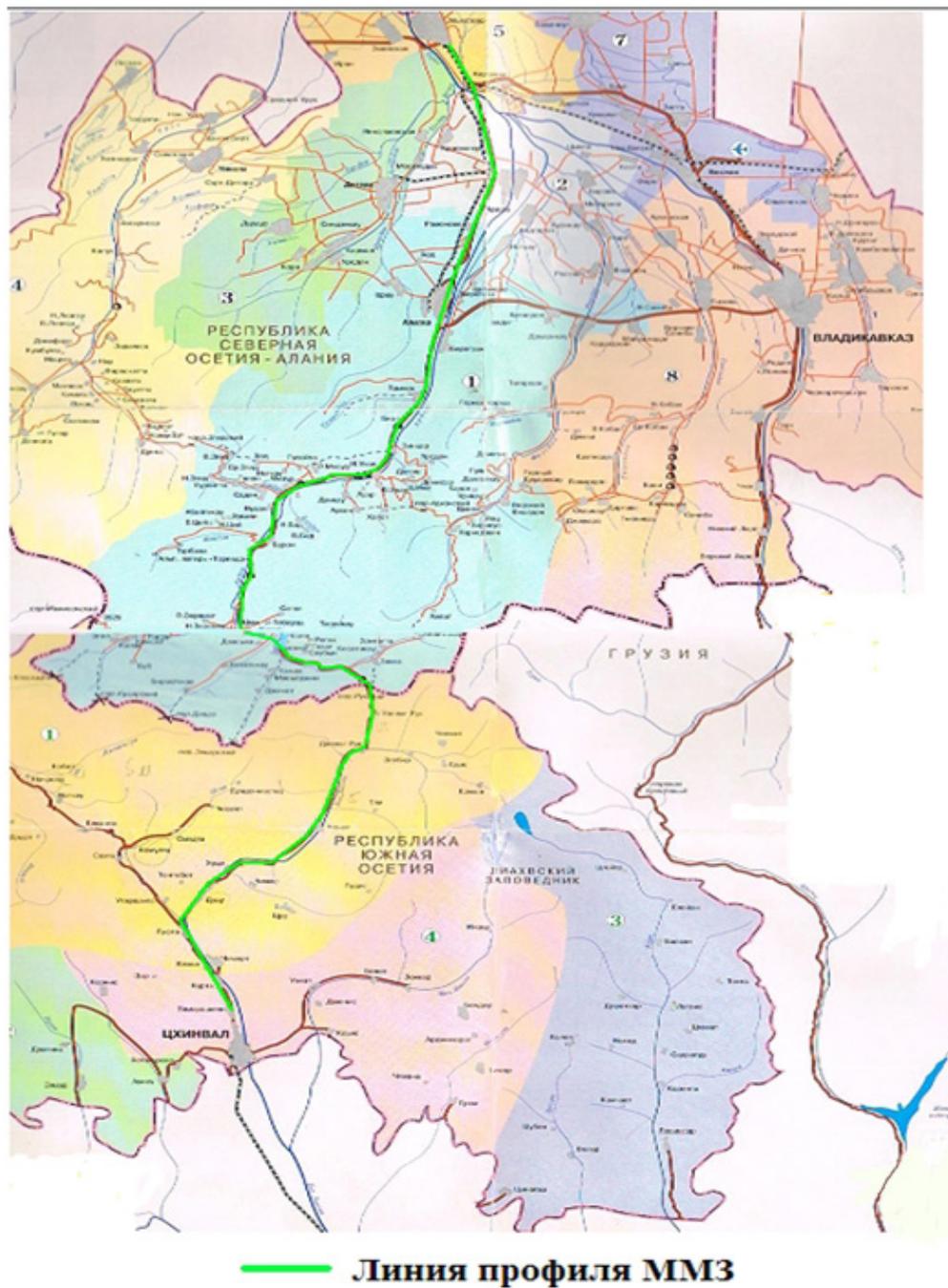


Рис. 1. Положение профиля ММЗ в плане. Цифрами на карте обозначены административные районы

Второй профиль был выполнен в структуре Балкаро-Дигорского тектонического поднятия – в Садон-Унальском горсте – контролирующем практически все известные гидротермальные месторождения региона. Профиль, ориентированный в широтном направлении, в плане располагался вкост предполагаемого простираия на этом участке Ардонского глубинного разлома, имеющего субмеридиональное простираие. На линии профиля расположены известные свинцово-цинковые месторождения Верхний Згид, Садон, Джимидон (рис. 2).

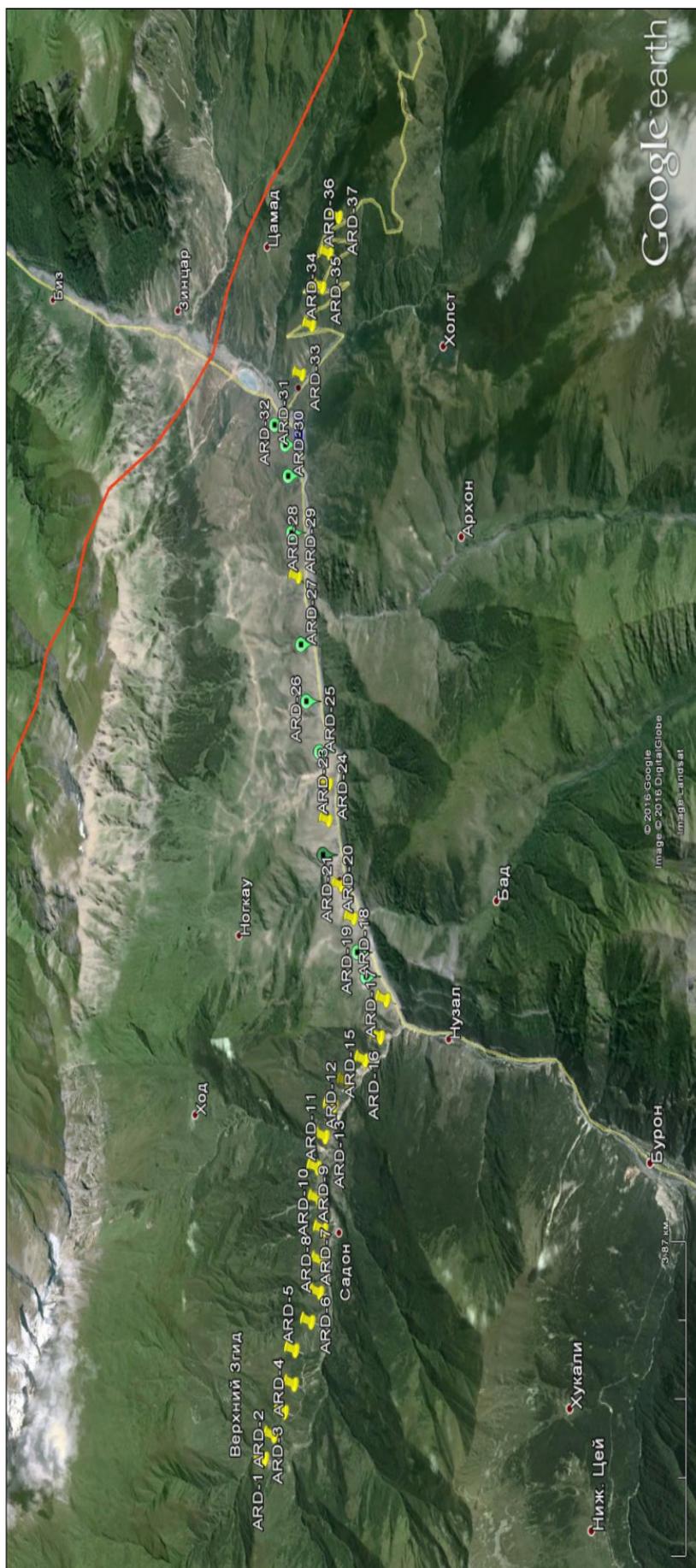


Рис. 2. Положение линии профиля ММЗ и пунктов наблюдений в Садоно-Ульяльском горсте

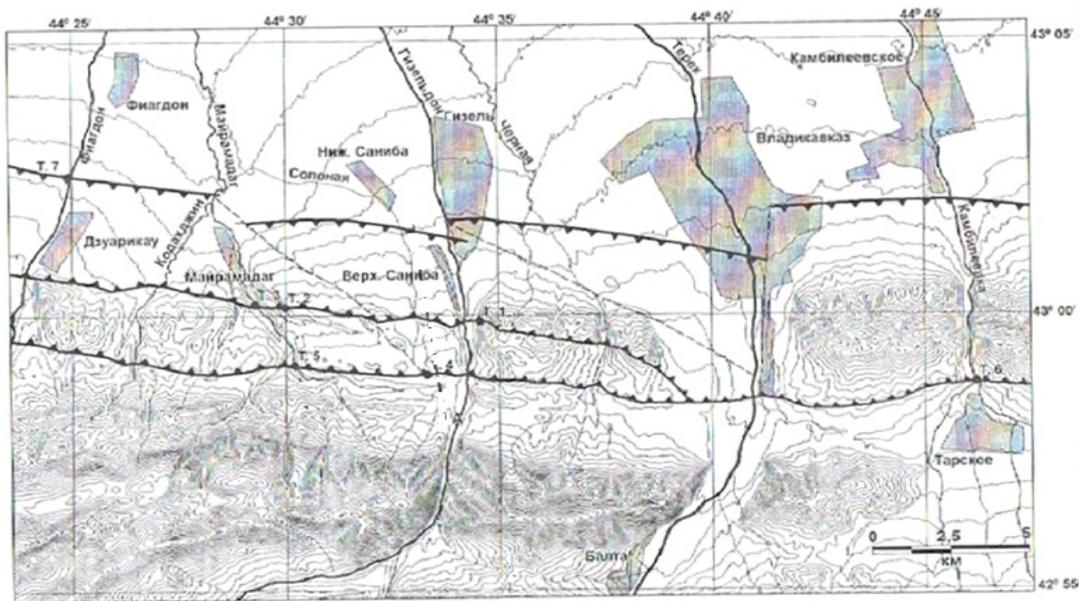


Рис. 3. Схема расположения ветвей Владикавказской разломной зоны
(по Е.А. Рогожину)

Немного ранее методом ММЗ был изучен ряд меридиональных профилей по долинам рек для определения пространственных границ Владикавказского глубинного разлома и его роли на сопряжении таких геоморфологических структур как Северная моноклинали и Владикавказской впадины – структурного элемента Осетинской равнины. Результаты исследований на этом участке приведены на рис. 3.

Комплексное представление некоторых структур мегантиклинория

Владикавказский разлом, трактуемый многими исследователями структурной специализации, как структура глубинного заложения, представляет собой шовную зону, образованную на месте типичного краевого прогиба. Разлом классифицируется как структура глубинного заложения и характеризуется тремя субширотными ветвями запад-восточного простирания. В верхней своей части, до глубины порядка 10 км, разлом напоминает собой флексуру, а по конфигурации изометрически интерпретируется как подвиг под кристаллический фундамент горного сооружения.

На субширотном профиле ММЗ, проложенном через г. Владикавказ, отмечается неоднородная толща, мощностью порядка 7 км, ниже которой до глубины 40 км наблюдается контрастная зона мощностью до 5–6 км. Ниже неоднородной толщи, до глубины порядка 15 км зона имеет крутое северное падение, далее падение близкое к вертикальному.

По данным МОВЗ зона Владикавказского разлома в значительной части перекрыта комплексом моноклинали Скалистого хребта, который фактически выступает в качестве граничной структуры между орогеном Большого Кавказа и Терско-Каспийским прогибом.

Количественные расчёты для гравитационной ступени, наблюдаемой на 28–

29 км регионального профиля от северного склона г. Казбек до сел. Камбилеевская, определяют северное падение плоскости раздела под углами $65\text{--}70^\circ$ при эффективной плотности перекрывающих пород мощностью 5–6 км порядка $-0,1 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ [Шемпелев, 1982]. Аномалия однозначно увязывается с Владикавказским разломом, как одной из ветвей зоны глубинного разлома, ограничивающей с юга Осетинскую впадину.

На рисунке 4 показана скоростная модель геологического разреза вдоль профиля наблюдений В. Згид-Джими. На скоростной модели отчетливо выделяются два локальных объекта, резко отличающихся от вмещающих сред. Размеры объектов по вертикали существенно превышают размеры по горизонтали, при этом оба объекта практически равновелики. Протяженность низкоскоростного объекта в целом в латерали составляет порядка 10–12 км и может отражать зону Ардонского глубинного разлома на данном участке. Вертикальный размах аномально выраженного объекта составляет 17–18 км.

Восточная граница структуры проходит через селение Нижний Унал, а западная располагается на расстоянии 2,6 км выше по течению реки Садон от его слияния с рекой Ардон. Верхняя часть зоны до глубины 4,5 км представляется более неоднородной и переработанной тектоническими подвижками и деформациями, чем глубинные горизонты. На глубинах 4,5–5,3 км между ветвями разлома, отмечается реликт слабоизмененной высокоскоростной среды.

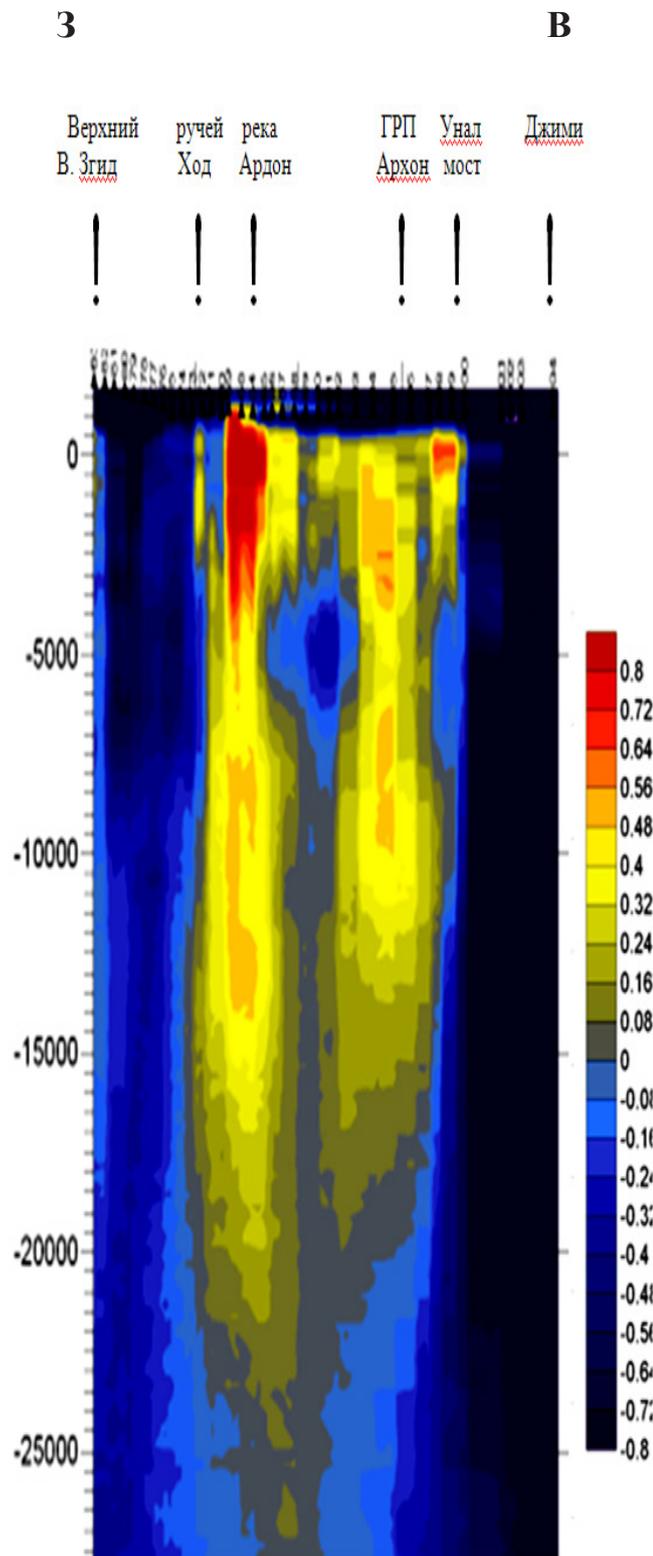
Скоростная модель регионального разреза по линии наблюдений от Эльхотова до Цхинвала приведена на рисунке 5. Рассматриваемое распределение относительной скоростной характеристики представляет интерес до глубин 30 км на юге и 50 км на севере. Разрез ниже указанных глубин имеет низкий доверительный уровень и здесь не рассматривается. Тоннельный участок длиной 3730 м на разрезе показан пропуском замеров на линии профиля.

Для привязки аномальных объектов скоростной модели разреза отметим, что профиль проведенных наблюдений за сейсмическими шумами располагается в допустимой для сравнений близости от ранее составленного комплексного геолого-геофизического разреза по линии с. Камсхо – Н. Цей – В. Згид – и далее в направлении сел. Эльхотово, представленного на рисунке 6.

Что касается разреза по данным скоростной модели (рис. 5), то внимательная привязка пунктов наблюдения к тектонической карте региона позволяют сделать ряд утверждений. К примеру, выход на средне скоростную среду в интервале пунктов наблюдений 108–119 и далее к югу, включая интервал тоннеля, до пикета 122 наблюдения велись по простиранию однородного флиша, а наблюдения на пунктах 101–108 велись в зоне влияния Тибского разлома, мощность которого составляет не менее 3,0 км.

Зона влияния Адайком-Казбекского разлома отражает скоростная модель под пунктами наблюдения 134–141. Тектонической переработке зона этого разлома подвержена на глубину не более 1,0 км, в отличие от зоны Тибского разлома, представляющего ослабленную конусообразно расширяющуюся зону до глубин порядка 28 км. Не исключено, что на глубинах 7–8 км в зоне Тибского разлома возможен вязкий субстрат.

Профиль ММЗ по линии В. Згид-Джими



Тоновая шкала отклонений от сглаженной модели региональной скорости V_{SR}

Рис. 4. Скоростная модель геологического разреза в интерпретации ММЗ

По пространственным признакам Тибского и Адайком-Казбекского разломов можно предполагать их крутое падение.

Высокоскоростная среда в интервале пунктов 41–133, имеющая выдержанную мощность порядка 8–10 км детально описана в работе [Горбатилов и др., 2015], можно лишь добавить, что в привязке Главного надвига авторы допускают неточность (пространственное положение Главного надвига соответствует пунктам наблюдения 124–128, скоростная модель под которыми идентична Адайком-Казбекской зоне. И далее, нет основания соглашаться с утверждением авторов [Горбатилов и др., 2015], что «над горизонтальной кровлей располагается высокоскоростной объем, выходящий к поверхности в виде гранитов, кристаллических и метаморфических сланцев Главного хребта». Если это относится к интервалу пунктов 133–159, то они расположены на Южном склоне, где господствует флишевая толща.

Скорее подобное утверждение следует отнести к высокоскоростной среде выдержанной мощности (8–10 км), расположенной севернее Адайком-Казбекского, ну и, конечно, Главного надвига. Этот отчетливо выделяющийся объект пространственно располагается в интервале профиля между г. Алагиром и Адайком-Казбекским разломом, хотя не столь отчетливое его продолжение действительно продолжается к Южному склону. Распространение линейного размера высокоскоростного объекта начинается от южной границе Северо-Кавказского краевого прогиба (широта г. Алагира) и включает геологические структуры Дигоро-Осетинской зоны и зоны Главного хребта (Касарская и Мкерская подзоны) (рис. 6).

Не вдаваясь в подробности скоростного разреза ниже 30 км, отметим и низкоскоростной объект, подстилающий высокоскоростной и сдвинутый относительно высокоскоростного на 6 км к югу, но уверенно прослеживающийся до южной границы Тибского разлома.

Стратиграфо-генетический комплекс литифицированных горных пород

С геологической позиции представляет интерес стратиграфо-генетический комплекс осадочных пород района сформированных в 2-х структурно-формационных зонах – Адайхох-Дарьяльской (на севере) и Чиауро-Дибрарской (на юге), сложенных соответственно терригенной песчано-глинистой и карбонатно-терригенной флишеидной формациями. Граница между этими зонами и слагающими их формациями проходит по региональному Тибскому разлому.

Терригенная песчано-глинистая формация нижней-средней юры (J₁-J_{2a}) сложена аргиллитами (глинистыми сланцами) с прослоями и пачками алевролитов и песчаников. Интенсивная раздробленность пород и большая крутизна склонов способствуют развитию здесь оползневых и обвально-осыпных процессов.

Карбонатно-терригенная формация верхней юры-нижнего мела (J₃-K₁) представлена отложениями 2-х свит – техтинской и мамисонской.

Техтинская свита (U₃) сложена массивными плотными глинистыми (фарфоровидными) известняками (80%), известковыми песчаниками (10%), мергелями (5%) и органогенно-обломочными известняками (5%).

Мамисонская свита (mK₁) представлена аргиллитами (70%), мергелями (20%), известняками (5%) и глинистыми известняками (5%).

Породы терригенно-карбонатного структурно-генетического комплекса (СГК) верхней юры – нижнего мела вскрываются повсеместно.

Тектоника

В крупном структурно-тектоническом плане район верховьев р. Ардон охватывает Центральное поднятие Большого Кавказа и зону Южного склона.

Территория, лежащая южнее зоны Адайком-Казбекских разломов, относится к складчатой системе южного склона Большого Кавказа и расположена за пределами описываемого района на севере [Ольховский, Тибилов, 1998].

Тектонические зоны Центрального Кавказа и Южного склона разделены крупными региональными долгоживущими разломами. Основные разломы района имеют общекавказское субширотное простирание и крутое падение в южных и северных румбах.

В тектонических зонах горные породы смяты в напряженные изоклинальные складки, запрокинутые к югу.

Южный Нарский разлом представлен серией субпараллельных тектонических швов с глиной трения и кварцевыми жилами, приуроченных к зоне смятия и дробления общей мощностью до 150 м. Зона разлома трассируется оползневыми телами. Породы в пределах зоны интенсивно дислоцированы и раздроблены.

Тибский региональный разлом разграничивает Адайхох-Дарьяльскую и Чиауро-Дибрарскую структурно-формационные зоны, сложенные соответственно отложениями терригенной песчано-глинистой формации нижней – средней юры и карбонатно-терригенной флишеидной формацией верхней юры – нижнего мела.

Разлом представлен зоной интенсивно передробленных, перемятых, окварцованных и карбонатизированных пород. Отдельные швы разлома имеют мощность до 3–4 м и выполнены глиной трения, кварцевыми и кальцитовыми жилами.

Общая мощность зоны разлома по меридиану р. Закка составляет около 200 м. Зона трассируется выходами источников минеральных вод и оползнями. Горные породы в контурах зоны Тибского разлома крайне неустойчивы.

Халацинский разлом имеет мощность до 300 м и является основным поставщиком рыхлого обломочного материала в селевые бассейны рр. Гинат, Дзенина и Даллагком (граф. прил. 1).

Техтинская антиклиналь является основной пликативной структурой района. Полоса выходов отложений верхней юры–нижнего мела на Заккинском участке автодороги «Кавказ» приурочена к северному крылу антиклинали. Крылья Техтинской антиклинали осложнены мелкой складчатостью. Складка асимметричная, запрокинутая к югу, с падением осевой плоскости на северо-восток под углами 65–70°, при этом породы юго-западного крыла падают круче, чем северо-восточного.

Как и основные разрывные и пликативные структуры района, коренные породы слагающие район, имеют субширотное простирание и крутое (80–85°) падение в северных и южных румбах.

Мамисон-Казбекский реликтовый рубец, маркирующий зону столкновения континентальных плит, является указателем существовавшего ранее и замкнувшегося впоследствии морского бассейна. Зона имеет региональное общекавказское значение и протягивается, по крайней мере, между долинами рек Ингури на западе и Карачай на востоке, на протяжении около 550 км.

В Горной Осетии Мамисон-Казбекский реликтовый рубец протягивается от Мамисонского перевала на западе до Майли-Казбекского горного массива на востоке и уходит далее за пределы Осетии в верховья р. Кистинки. Протяженность его около 78 км при ширине 3–4 км. Описываемая геосутура, ограничивается зонами разло-

мов на севере «Главного надвига», Колотинского, Сырхубарзондского, Кайджинского и Гвилетского, а на юге – Адайком-Казбекского и Цесского.

В Мамисон-Казбекском реликтовом рубце по составу магматических пород и по их насыщенности выделяются глыбы габброидов, располагающиеся без видимой ориентировки в тонкоперетертом глинисто-алевролитовом матриксе и крупные блоки, сложенные на 70-80% параллельными дайками диабазов и габбро-диабазов, часто окварцованных и интенсивно пирротинизированных.

Из дизъюнктивных нарушений наиболее крупными являются разломы, ограничивающие Мамисон-Казбекскую зону. Адайком-Казбекский разлом ограничивает реликтовый рубец с юга. Он протягивается от Мамисонского перевала в широтном направлении до истоков р. Кистинки.

Цесский надвиг прослеживается от Мамисонского перевала до долины р. Лядон. Простирается его 275-290°, падение северное под углами 15–70°. Представлен он зоной дробления переменной мощности от 1 до 180 м, состоящей из серии сближенных взаимопересекающихся и кулисообразно расположенных тектонических швов. К его поднадвиговой части приурочены Мамисонское, Лагаткомское, Куатедонское, Тибское месторождения и рудопроявления ртути. Разломы, осложняющие Мамисон-Казбекский реликтовый рубец, имеют, как правило, второстепенное значение.

Южная микроплита. В тектоническом отношении, попадающая в Горную Осетию часть Южной микроплиты, относится к структурам Южного склона Большого Кавказа. В Наро-Мамисонском районе они представлены частями двух структурно-тектонических зон – Казбекско-Лагодехской ступени и Чиаурского синклиория. Граница между этими зонами проходит по Тибскому разлому. Различаются они, в основном, составом слагающих пород.

Казбекско-Лагодехская ступень Тектоническая зона Казбекско-Лагодехской ступени занимает северную часть Южной микроплиты. Она протягивается от Мамисонского перевала на восток в виде расширяющегося клина и ограничена с севера Адайком-Казбекским разломом, а с юга Тибским взбросом. Сложена зона песчано-глинистыми отложениями, объединяемыми в песчано-глинистую флишоидную формацию. Породы имеют, преимущественно, субширотное простирание.

Тибский взброс является наиболее крупным разломом, разделяющим Казбекско-Лагодехскую ступень от Чиаурского синклиория. Взброс прослеживается от Мамисонского перевала до массива г. Курфута Главного Водораздельного хребта. Простирается его 325–330°, падение на северо-восток крутое (55–70°). Мощность зоны дробления и окварцевания разлома колеблется от 30 до 400 м. Висячем боку разлома широко развиты мелкие складки волочения. Разлом оперяется на всем протяжении полого падающими нарушениями.

Чиаурский синклиорий занимает южную часть Наро-Мамисонского района. Сложен он породами карбонатного флиша, имеющими субширотное до северо-западного простирания и смятыми в складки разного порядка. Техтинская антиклиналь прослеживается от междуречья Гинат-Дзенина в северо-западном направлении до долины р. Мамихдон, к устью левого притока последней – р. Рецидон.

Бирахатская синклираль располагается в южной части района, где протягивается в северо-западном направлении между хребтами Козыкомраг на западе и Главным Водораздельным на востоке. Ширина складки составляет 4–5 км. В целом, она осложнена чрезвычайно большим количеством мелких пликтивных и дизъюнк-

ктивных нарушений. Наиболее крупными разрывными структурами здесь являются Халацинский, Згильский и Саухохский разломы.

Новейшие тектонические движения и сейсмичность

Анализ характера новейших тектонических движений проведен на базе аэровизуальных наблюдений и дешифрирования материалов крупномасштабных (1:5000–1:25000) плановых и перспективных аэрофотосъемок [Кулаев, 2008].

Особое внимание уделено новейшим сейсмотектоническим разрывам – прямым признакам 8–10-тибальных сейсмоударов, имевших место в голоцене. В большинстве своем они располагаются на гребневых и пригребневых участках и выражаются в виде рвов, желобов, рытвин шириной до 10 м и протяженностью до 3–4 км. Зачастую выделяются целые зоны кулисообразных рвов, прерывисто прослеживающихся, как правило, в субширотном направлении. В отдельных случаях наблюдается «расщепление» гребней вдоль их простирания, как результат разгрузки сконцентрированной в пригребневой части сейсмической энергии. Нередко по новейшим сейсмодислокациям смещаются современные формы рельефа (гребни, контрфорсы, балки, желоба и пр.). Так, в правом борту р. Закка, в верховьях зафиксировано перемещение контрфорса меридиональной ориентировки на 50 м в плане и на 40 м по вертикали. Как правило, новейшие сейсмодислокации тяготеют к основным крупнейшим тектоническим разрывам. Максимальная их концентрация фиксируется по Тибскому и Нарскому разломам.

По протяженности и ширине полосы развития Нарская зона новейших сейсмотектонических разрывов не имеет себе равных на всем Северном Кавказе.

Большинство оползневых образований можно отнести к сейсмогенным.

Анализ геологической информации и данные геофизических исследований подтверждают, что район Зарамага является одним из активнейших блоков земной коры на территории Большого Кавказа. Разнозначные перемещения по вертикали отдельных блоков могут достигать здесь 8–12 мм в год.

По историческим данным и материалам АН СССР в XX столетии в районе было зафиксировано более 10 землетрясений силой от 4 до 8 баллов, а с учетом сопредельных, находящихся в непосредственной близости территорий (Грузия, Южная Осетия, Кабардино-Балкария), их было значительно больше.

В 1905 и 1911 годах в районе с. Зарамаг землетрясениями были полностью уничтожены села Даллагкау и Гинат. Более поздние сейсмоудары (1915, 1917, 1925, 1930–1937 гг.) концентрировались на участке предполагаемого створа плотины каскада Зарамагских ГЭС и с. Цми.

В связи с изложенным, нормативная сейсмичность района в 1995 г. Институтом физики Земли РАН пересмотрена и оценена в 9 баллов и была подтверждена результатами детального сейсмического районирования территории Республики Северная Осетия-Алания [Заалишвили и др., 2011].

Заключение

Относительно небольшой объем выполненных исследований методом ММЗ представил на анализ очень большой объем информации, совместный анализ которого с имеющимися геологическими, структурно-тектоническими и топографическими данными позволяет найти корреляционную связь аномальных отклонений скоростной модели с реальными геологическими структурами.

По результатам исследований ММЗ на профиле В. Згид – месторождение Джимидон уверенно выделяется низкоскоростная среда с размахом в латерали порядка 12,5 км и по вертикали не менее 15 км, который увязывается с Ардонским глубинным разломом, пересекаемым в крест профилем наблюдений, что является первым инструментальным подтверждением аномальной неоднородности зоны разлома.

Основные аномальные объекты скоростной модели регионального профиля ММЗ Эльхотово-Цхинвал: высокоскоростная горизонтальная среда, протяженностью более 30 км и мощностью 8–10 км, подстилающая ее низкоскоростная среда, простирающаяся с севера на юг более чем на 45 км и имеющая вертикальный размах местами до 40 км, а также точное отображение в разрезе Тибского разлома, как основной тектонической структуры в Адайком-Казбекской группе, нашедшие отклик в скоростной модели, позволяют считать метод ММЗ достаточно эффективным структурно-картировочным инструментальным методом.

Полученные результаты экспериментального применения ММЗ обнадеживают, а ненадобность громоздкого дорогостоящего аппаратного комплекса и не менее дорогостоящего оборудования в сочетании с мобильностью, маневренностью и дешевизной делают метод незаменимой инструментальной опорой не только для специалистов структурного профиля, но и тем, кто занимается поисками глубокозалегающих рудных месторождений, для которых со временем особенность реакции на микросейсмические колебания будут раскрыты.

Литература

периодическая

1. Горбатилов А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Андреева Н.В., Передерин Ф.В., Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Дзэбоев Б.А., Габараев А.Ф. Особенности глубинного строения и современной тектоники Большого Кавказа в Осетинском секторе по комплексу геофизических данных // Физика Земли. – 2015. – №1. – С. 28–39.
2. Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Цуканов А.А., Тинакин О.В., Комаров А.Ю., Одинцов С.Л. Новая технология микросейсмического зондирования в задачах изучения глубинного строения месторождений нефти и газа // Нефтяное хозяйство. – 2010. – №6. – С. 15–17.
3. Горбатилов А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. – 2011. – №4. – С. 96–112.
4. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Габараев А.Ф. Оценка сейсмической опасности территории и построение вероятностных карт // Геология и геофизика Юга России. – 2011. №1. – С. 48–58.
5. Любушин А.А. Микросейсмический шум в минутном диапазоне периодов: свойства и возможные прогностические признаки // Физика Земли. – 2008. – №4. – С. 17–34.
6. Надежка Л.И., Орлов Р.А., Пивоваров С.П. и др. О связи параметров сейсмического шума с геологическими и геодинамическими особенностями Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. – Геология, 2003. – №2. – С. 179–185.
7. Спивак А.А., Кишкина С.Б. Исследование микросейсмического фона с целью

определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды // Физика Земли. – 2004. – №7. – С. 35–49.

8. Шемпелев А.Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геологический журнал. – Киев, 1982. – №4. – С. 97–108.

фондовая

9. Крисюк И.М. и др. Отчет по теме №623/86 «Прогнозирование скоплений углеводородов в глубокопогруженных зонах Терско-Каспийского прогиба в связи с их разломно-блоковым строением». Фонды ПГО «Севкавгеология», 1986. – С. 83–86.

10. Кулаев И.Г. Технический отчет о результатах инженерно-геологических изысканий к инженерному проекту по объекту «Реконструкция автомобильной дороги Алагир (автомобильная дорога «Кавказ») – Нижний Зарамаг до границы с Республикой Грузия, тоннель км 93+300 в РСО-Алания». Фонды «Севосгеологоразведка», 2008. – С. 27–29.

11. Ольховский Г.П., Тиболов С.М. Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии. Том 2. Фонды «Севосгеологоразведка», 1998. – С. 141–166.

DOI: 10.23671/VNC.2016.4.20899

COMPLEX ANALYSIS OF GEOLOGICAL DATA AND OF HIGH-SPEED MODEL MMS IN THE CENTRAL CAUCASUS SECTIONS

© 2016 V.B. Zaalishvili, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., Kh.O. Chotchaev

Geophysical Institute of VSC RAS, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov street, 93a,
e-mail: cgi_ras@mail.ru

Potential possibilities of the microseismic sounding method under the conditions of the tectonic processes deep manifestation are examined. Experimental confirmation of the anomalous objects correspondence on the high-speed model MMS (microseismic sounding method) with the known structures and the tectonic disturbances, located on the significant depths is given. Assumption that MMS has promising future and can become a trend in innovation development not only for investigating the deep natural gas structures, but also with the searches for ore deposits is done.

Keywords: microseismic sounding, high-speed models, high- low-speed objects, tectonic zones, Ardon, Tib breakings.