

УДК 550.837

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОВАРИАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ЮЖНОМ ВЬЕТНАМЕ ПО ДАННЫМ ОБСЕРВАТОРИИ ДАЛАТ

С.С. Старжинский

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43, Россия*

Приводятся результаты 3D инверсии магнитовариационных типперов, рассчитанных для обсерватории Далат в Южном Вьетнаме по записям геомагнитных вариаций, полученных из сети ИНТЕРМАГНЕТ. Инверсия частотных зависимостей типперов была выполнена с использованием программы ModEM, что позволило построить геоэлектрическую модель зоны Далат в пространственной области $300 \times 300 \times 150$ км по осям x , y , z соответственно с центром на обсерватории.

Полученная модель геоэлектрического разреза содержит как поверхностные, так и глубинные проводящие блоки, располагающиеся в верхах и низах земной коры и в верхней мантии. Центральная часть верхнего локального проводящего блока с удельным электрическим сопротивлением (УЭС) 0.5—1.0 Ом·м находится вблизи обсерватории на глубине 12—14 км. Более массивный проводящий блок располагается к востоку от обсерватории в прибрежной области. Его центральная часть с УЭС, равным 0.3 Ом·м, находится на глубине 24—28 км и вытянута под континентом вдоль побережья на расстояние около 80 км. Корни этого блока просматриваются до глубин ~100 км в области шельфа Южно-Китайского моря. Предполагается, что высокая электрическая проводимость этих блоков обеспечивается плавлением в присутствии водных флюидов, пород гранитного ряда, широко представленных в зоне Далат. Оцененные по данным геотермобарометрии глубины кристаллизации образцов этих гранитов близки к глубинным интервалам проводящих блоков в модельном разрезе, что наблюдалось и при интерпретации магнитотеллурических зондирований в Южном Тибете, где гранитоидные породы широко распространены.

Магнитовариационное зондирование, 3D инверсия, ModEM, зона Далат, геоэлектрический разрез, геотермобарометрия

MAGNETOVARIACTIONAL SOUNDING IN SOUTH VIETNAM ACCORDING TO DALAT OBSERVATORY DATA

S.S. Starzhinskii

This paper describes a three-dimensional inversion of magnetovariational tippers calculated for the Dalat observatory in South Vietnam on the basis of the geomagnetic variation records obtained from the INTERMAGNET network. The inversion of the frequency dependences of the tippers is performed using the ModEM software, which makes it possible to construct a geoelectric model of the Dalat zone in a $300 \times 300 \times 150$ -km spatial region along the x , y , and z axes, with its center located at the observatory.

The resulting model of the geoelectric section contains both surface and deep conductive blocks located at the top and bottom of the Earth's crust and in the upper mantle. The central part of the upper local conducting block with a resistivity of 0.5—1.0 Ohm·m is located near the observatory at a depth of 12—14 km. A more massive conductive block is located to the east of the observatory in the coastal region. Its central part with a resistivity of 0.3 Ohm·m is located at a depth of 24—28 km and extends under the continent along the coast for a distance of about 80 km. The roots of this block are visible to depths of ~100 km in the South China Sea shelf region. It is assumed that the high electrical conductivity of these blocks is provided by melting in the presence of aqueous fluids and granite series rocks, which are widely distributed in the Dalat zone. The crystallization depths of the samples of these granites estimated from the geothermobarometry data are close to the depth intervals of conductive blocks in the model section, which was also observed in the interpretation of magnetotelluric soundings in Southern Tibet, where granitoid rocks are widespread.

Magnetovariational sounding, 3D inversion, ModEM, Dalat zone, geoelectric section, geothermobarometry

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время большое внимание уделяется мониторингу геомагнитного поля и его вариаций, измеряемых на поверхности Земли. Это связано с возможностью их использования для контроля динамики магнитосферы, навигации, для поиска магнитных предвестников землетрясений, оценки влияния сильных магнитных возмущений, вызываемых интенсивными солнечными вспышками, на технологические системы на Земле [Boteler, 2019], на биологические объекты и т. д.

Наблюдения геомагнитных вариаций производятся либо на мировой сети магнитных обсерваторий, либо на локальных сетях станций, организуемых для решения конкретных прикладных задач. В любом случае в результате наблюдений накапливается большой объем дискретных отсчетов, хранимых в цифровом виде в базах данных, доступных для сторонних пользователей. Одна из таких сетей — глобальная магнитная сеть ИНТЕРМАГНЕТ (INTERMAGNET — International Real-time Magnetic Observatory Network, <http://www.intermagnet.org>), включающая около 140 обсерваторий, функционирует с 90-х годов прошлого века. Данные, представленные в сети, удовлетворяют жестким требованиям к их качеству и доступны через интерфейс их скачивания с возможностью просмотра и анализа в графическом виде.

Развитые в последнее время высокочувствительные компонентные феррозондовые магнитометры для обсерваторских наблюдений с чувствительностью около 0.1 нТл и частотой дискретизации 1 Гц дают возможность записывать вариации геомагнитного поля в широкой области периодов, при возмущениях магнитного поля записывать короткопериодные вариации даже при наличии помех. Таким образом, регистрируемый при этом диапазон периодов вариаций от 10 до 10^5 с и более позволяет использовать их для целей магнитовариационного зондирования (МВЗ) при исследовании глубинного геоэлектрического строения подстилаемого геологического разреза в окрестности точки наблюдений. А большой объем накопленных данных, синхронизированных по GPS приемнику, обеспечивает возможность выбора нужных реализаций для помехоподавляющей обработки данных как на обсерватории, так и в удаленном от нее пункте, реализуя метод удаленной базовой точки [Варенцов и др., 2003]. При этом надо иметь в виду, что обсерватории располагаются в областях с различными геодинамическими обстановками и выполнение МВЗ позволит исследовать отличия их геоэлектрического строения. Эта предварительная информация будет необходима при планировании детальных исследований в близлежащих регионах.

В ходе сотрудничества между ДВО РАН и Вьетнамской академией наук и технологий были выполнены магнитотеллурические (МТ) и магнитовариационные (МВ) исследования в Северном Вьетнаме [Никифоров и др., 2020] в рамках научных проектов ВАНТ 19-021 и ВАНТ 18-1-004, госбюджетной темы 0271-2019-0002 и проекта VAST QTRU 02.01/19-20 с применением длиннопериодной магнитотеллурической станции LEMI-417M (LEMI-417 (isr.lviv.ua)) и магнитовариационной станции LEMI-025 (LEMI 025 (isr.lviv.ua)), использующих феррозондовые магнитометры для регистрации магнитных вариаций. В результате была выделена квазидвумерная региональная проводящая структура северо-западного простирания на основе анализа фазового тензора и типпера. Выделены пронизывающие литосферу снизу вверх флюидонасыщенные разломы, искажающие компоненты тензора импеданса, и соответствующие кривые удельного кажущегося сопротивления.

Необходимо отметить, что регистрация теллурического поля в Северном Вьетнаме сопряжена с трудностями, вызываемыми наличием промышленных помех, обводненностью некоторых территорий, широким распространением выходов скальных пород, как правило, являющихся высокоомными и способствующими развитию интенсивных гальванических эффектов, затрудняющих интерпретацию магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в области периодов больше 10 с. Магнитные вариации в этом случае будут подвержены только действию промышленных помех, влияние которых можно понизить, увеличивая интервал наблюдений для регистрации магнитных возмущений или используя синхронную регистрацию в удаленном от помех пункте. При этом надо учитывать, что метод МВЗ в большей степени по сравнению с МТЗ чувствителен к контрастности удельных электрических сопротивлений (УЭС) блоков, составляющих геоэлектрический разрез, их вертикальным контактам, а также к конфигурации локальных проводящих зон [Jorgensen et al., 2015; Campanya et al., 2016], что в условиях высокоомного разреза позволит детально проанализировать их распределение в неоднородном сложностроенном разрезе. К тому же в благоприятной обстановке он способен отражать не только структуру аномально проводящих блоков, но и определять параметры подстилающего нормального геоэлектрического разреза.

Для предварительной оценки геоэлектрического разреза Южного Вьетнама, где работы по регистрации магнитных вариаций нами не проводились, мы воспользовались цифровыми записями вариаций, выполненными на южно-вьетнамской обсерватории Далат (DLT, 11.94° N, 108.48° E) и представленными в сети ИНТЕРМАГНЕТ. Используя графический интерфейс, выбирались непрерывные 6-суточные реализации, содержащие интенсивные магнитные вариации на фоне возмущенной в планетарном масштабе геомагнитной обстановки, характеризующейся максимальными значениями k_p -индекса.

В работе поставлены следующие цели: 1) оценка тестовой модели глубинного геоэлектрического разреза в районе расположения обсерватории посредством выполнения 3D инверсии рассчитываемых магнитовариационных типперов; 2) анализ ее непротиворечивости всей имеющейся геолого-геофизической информации о районе исследований; 3) оценка глубинных интервалов и электрических параметров проводящих блоков в разрезе, если таковые будут обнаруживаться, рассмотрение их как возможных источников гранитоидных интрузий и базальтоидных покровов прошлых геологических эпох.

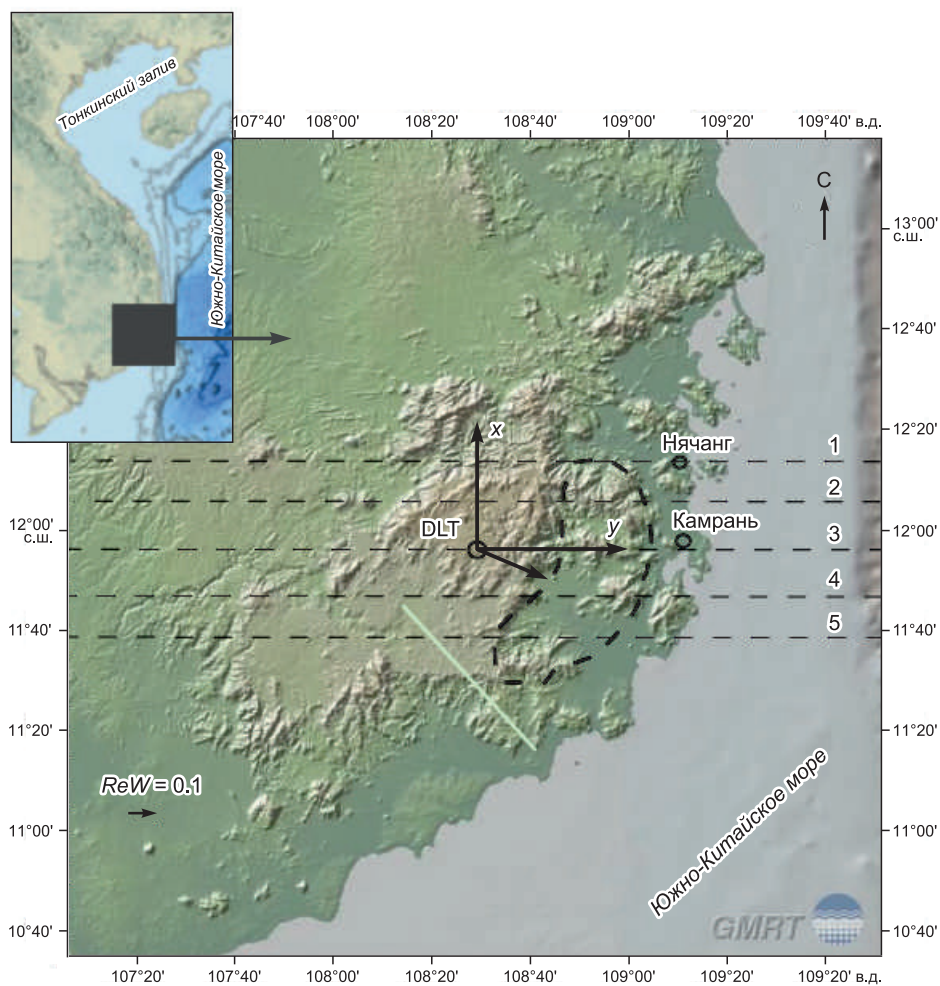


Рис. 1. Положение в области исследования (квадрат со стороной 300 км), экспериментальной системы координат и обсерватории Далат (DLT).

Тонкими штриховыми линиями обозначены широтные профили (1—5), вдоль которых построены вертикальные разрезы модели. Аналогично для меридиональных профилей, получаемых из широтных путем поворота на 90° против часовой стрелки. Стрелкой указана ориентация реального индукционного вектора на периоде 630 с. Жирной штриховой линией обозначена вертикальная проекция на поверхность центральной области проводящей аномалии на глубине 24.0—28.3 км. На врезке представлено положение исследуемой области в регионе. Светло-зеленой линией обозначено положение профиля МТЗ, выполненного в исследуемой области [Son et al., 2017]. Карта рельефа центральной области моделирования построена с использованием программы GeoMapApp (<http://www.geomapapp.org>) [Ryan et al., 2009].

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ИССЛЕДУЕМОГО РАЙОНА

Обсерватория Далат (рис. 1) располагается на территории одноименной провинции Южного Вьетнама в восточной части Индо-Китайского блока, омываемой водами Южно-Китайского моря. Область исследований находится в пределах вулканоплутонического комплекса Далат [Vu et al., 2021b], сформировавшегося в меловой период трансформными и субдукционными механизмами взаимодействия восточной окраины Азиатской плиты с Тихоокеанской плитой [Владимиров и др., 2020]. С севера он ограничивается массивом Контум, с запада нагорьем Тай Нгуен Хайленд. Породы фундамента в этой области представлены метаморфическими комплексами гранулитов, перекрытых вулканогенными осадками, песчаниками, алевролитами. Со стороны моря в шельфовой зоне широко распространены рифтогенные впадины с мощностью осадков 2—4 км [Gozzard et al., 2019], а на расстоянии около 40 км от побережья располагается Восточно-Вьетнамский граничный разлом, являющийся продолжением почти 1000-километровой зоны левосторонних разломов р. Красная [Fyhn et al., 2009].

В континентальной части комплекса Далат восточнее обсерватории развиты гранитоидные интрузии и гранитоидные батолиты, нарушенные многочисленными разрывами, покровы дацитов, риодаци-

тов, риолитов и их туфов, андезиты и их туфы. В них широко представлены субвулканические дайки и эродированные палеовулканические центры. Гранитоиды, наблюдаемые в восточной части зоны Далат, располагаются широкой полосой, параллельной береговой черте, протягиваясь в южном направлении от горного массива Контум [Nguyen et al., 2004].

Вблизи обсерватории и западнее отмечены излияния кайнозойских платобазальтов, покрывающих площадь до 100 км в диаметре. Толщина этих покровов может достигать нескольких сотен метров [Hoang, Flower, 1998]. Относительно небольшой объем излившихся пород не позволяет отнести эти базальтовые покровы к крупным магматическим провинциям, о чем также говорит и рассеянный характер центров извержения, и отсутствие в разрезе мантийного выступа, являющегося источником магмы. Для большинства вулканических центров отмечаются два эпизода извержения: ранний с извержением кварцевых и оливиновых толеитов с повышенным содержанием оксидов кремния относительно содержания оксидов железа и поздний с извержением оливиновых толеитов с обратным соотношением оксидов кремния и железа и щелочных базальтов в меньших по сравнению с ранним циклом объемом извергаемого материала. Временные определения периодов извержений базальтовых покровов говорят об их генерации в зонах растяжения земной коры [Nguyen et al., 2004].

Другим источником магм в регионе может быть Хайнаньский плюм, контрастно выделяемый здесь по данным сейсмической томографии в своей глубинной части и менее контрастно в поверхностных слоях, что объясняется наличием здесь магматических подводных каналов, поставивших магму через промежуточные ее очаги к верхам земной коры [Zhao et al., 2021]. Но пока что ни подводные каналы (вторичные плюмы), ни промежуточные очаги под Индо-Китайской вулканической провинцией или вулканами Южно-Китайского моря сейсмическими методами не обнаружены [Wang et al., 2013].

По гравиметрическим данным [Vu et al., 2021a], толщина земной коры в зоне Далат под сушей 30—34 км, а толщина литосферы 110—120 км. Толщина земной коры уменьшается под морем до значений 26—20 км. В аномалиях гравитационного поля в свободном воздухе, по данным Международного гравиметрического бюро (Bureau Gravimetrique International, <http://bgi.obs-mip.fr/data-products/gravity-databases/land-gravity-data/>), хорошо просматривается область Восточно-Вьетнамского граничного разлома, протягивающаяся параллельно побережью в субмеридиональном направлении и особенно четко фиксируется в горизонтальных градиентах гравитационного поля [Дунг и др., 2013]. По сравнению с близлежащими территориями зона Далат характеризуется пониженными аномалиями гравитационного поля порядка 20—60 мГал в редукции Буге.

В магнитном поле зона Далат выделяется небольшими, порядка 30—40 нТл положительными аномалиями согласно глобальной карте аномального магнитного поля литосферы EMAG2v3 (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/emag2.html>). Со стороны моря эта зона окаймляется широкой полосой небольших отрицательных магнитных аномалий.

Магнитотеллурические зондирования (МТЗ) применяются в Южном Вьетнаме с 90-х годов прошлого века в основном для поисков воды и исследования геологического строения районов термальных источников [Vu et al., 2017]. Как правило, глубинность этих зондирований не превышает 12—15 км, а интерпретация требует совершенствования с учетом сложного строения региона. На исследуемой территории выполнен профиль глубинного МТЗ в 15 пунктах длиной 80 км, располагающийся в провинциях Лам Донг (Lam Dong) и Бинь Туан (Binh Thuan), и доходящий до побережья [Son et al., 2017]. В результате 2D инверсии данных под прибрежной областью суши выделен массивный высокоомный блок с удельным электрическим сопротивлением порядка 3000—4000 Ом·м, который с глубин около 2 км погружается до 20—30 км, несколько наклоняясь при этом в сторону моря.

Обращают на себя внимание обширные проявления горячих источников на всей территории Вьетнама. Из всех существующих здесь 269 источников наибольшее их количество (67) находится в Южно-Центральной области Вьетнама, включающей и зону Далат [Cuong et al., 2005]. Термальные источники вскрываются и скважинами на глубинах 400—4000 м как на суше, так и на шельфе. Температура воды поверхностных источников изменяется от 30 до 100 °С, а во вскрытых скважинами она может достигать 150 °С и более. Источники с температурой воды более 60 °С разгружаются, как правило, в береговой зоне и контролируются разломами. В регионе преобладают источники гидрокарбонатного, гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридно-натриевого типов с величиной общей минерализации от 0.05 до 10.05 г/л [Новиков и др., 2018]. Гидротермальные источники располагаются и вдоль разломов, где тепловой поток, генерируемый магматическими источниками, нередко превышает 80 мВт/м² [Tuyn et al., 2014; Vu et al., 2017]. По данным глобальной геотермии, регион Юго-Восточной Азии характеризуется тепловым потоком 60—85 мВт/м², в среднем около 72 мВт/м² [Pollack et al., 1993].

В области шельфа Южного Вьетнама также отмечен повышенный тепловой поток, что подтверждается как его редкими измерениями, так и оценками, получаемыми на основе определения рельефа глубины точки Кюри по площадным измерениям магнитных полей [Luan et al., 2019]. Более того, выполненные в работе [Li, Wang, 2016] аналогичные расчеты для района Восточной и Юго-Восточной Азии показывают, что точка Кюри в прибрежных районах зоны Далат находится на глубинах 15—20 км.

Сейсмичность исследуемой территории значительно слабее сейсмичности Северного Вьетнама, и она концентрируется здесь главным образом у побережья южно-центральной части Вьетнама и в области шельфа, где она тяготеет к зоне Восточно-Вьетнамского граничного разлома. Глубины очагов редких здесь землетрясений не превышают 15—20 км, а магнитуды (M) находятся в основной массе в области $0.7 < M < 4$ и очень редко $4 < M < 6$ [Nguyen, 2001; Nguyen et al., 2019], т. е. исследуемый район можно считать асейсмичным с некоторой активизацией в области шельфа на юг от обсерватории.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Данные регистрации геомагнитных вариаций на обсерватории Далат выложены в сети ИНТЕРМАГНЕТ и были там скопированы в виде трех компонент, представленных в географической системе координат. Качество данных обеспечивается жесткими требованиями к их предъявлению, изложенным в техническом руководстве [INTERMAGNET..., 2020].

На обсерватории запись вариаций осуществлялась трехкомпонентным феррозондовым магнитометром IPRP VM391, разработанным в Парижском институте физики Земли и имеющим следующие основные технические характеристики: разрешение 0.1 нТл, чувствительность 0.1 нТл, динамический диапазон ± 2500 нТл, частотный диапазон 0—0.1 Гц, температурная стабильность 0.25 нТл/°С, стабильность по времени 5 нТл/год. При этом использовалась правая система координат с осью x , направленной на север, осью y — на восток и осью z — вертикально вниз.

Так как феррозондовые датчики магнитного поля имеют недостаточную чувствительность для записей короткопериодных магнитных вариаций в спокойной геомагнитной обстановке, то для обработки выбирались реализации, полученные при высокой геомагнитной активности с максимальными значениями планетарного k_p -индекса, когда амплитуда вариаций возрастает относительно уровня шума. Выбор возмущенных интервалов записей вариаций позволяет уменьшить влияние техногенных магнитных помех, если таковые будут присутствовать в пункте регистрации, на точность расчета интерпретационных параметров. При расчете типперов использовались реализации с максимальной длительностью 6 сут, которые после устранения выбросов и пропусков подавались на вход программы обработки данных.

Помехоподавляющая обработка геомагнитных вариаций с использованием синхронной регистрации в близлежащем выносном пункте с некоррелированной помехой не использовалась ввиду отсутствия таковых. Данные магнитной обсерватории в Ханое в Северном Вьетнаме, также представленные в интернете, не использовались для этой цели ввиду большого количества пропусков, что делало затруднительным выбор синхронных реализаций. Да и обработка выбранных односточечных реализаций магнитных вариаций давала вполне приемлемые для инверсии результаты.

Для оценки устойчивости рассчитываемых значений типперов во времени реализации выбирались на протяжении 2013—2022 гг. Всего было использовано 10 реализаций.

ОБРАБОТКА МАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ

Известно, что в случае горизонтально-слоистого геоэлектрического разреза в магнитотеллурическом (МТ) поле будет отсутствовать вертикальная компонента геомагнитных вариаций или в реальности она может быть при этом сопоставимой с уровнем шума. Такой тип разреза является наиболее благоприятным для выполнения магнитотеллурического зондирования с использованием электрических и магнитных компонент МТ поля, что является следствием того, что в этом случае они не подвергаются гальваническим и индукционным искажениям. В горизонтально-неоднородном разрезе, представленном набором блоков разной электрической проводимости, распределенных по глубине и латерали, при возбуждении разреза плоской вертикально падающей электромагнитной волной в проводящих блоках будут возбуждаться избыточные электрические токи. В магнитном поле этих токов будет присутствовать и вертикальная компонента, являющаяся индикатором горизонтальной неоднородности среды. Величина этой компоненты определяется как электрической контрастностью блоков, так и характером подстилающей неоднородности разреза. Так, если даже он горизонтально-слоистый, то удельные электрические сопротивления слоев могут быть оценены в поле избыточных токов локальной электрической неоднородности [Berdichevsky, Dmitriev, 2008].

В связи с этим появляется возможность исследовать распределение проводящих блоков в геоэлектрическом разрезе, используя только магнитные компоненты МТ поля. Компоненты геомагнитных вариаций H_x , H_y , H_z в частотной области выражаются линейной связью вида

$$H_z = W_x H_x + W_y H_y. \quad (1)$$

Здесь коэффициенты W_x и W_y являются комплексными величинами. Комплексный вектор \mathbf{W} , составленный из коэффициентов W_x и W_y .

$$\mathbf{W} = W_x \mathbf{j} + W_y \mathbf{k}, \quad (2)$$

где \mathbf{j} и \mathbf{k} — реальные направляющие векторы по осям x и y соответственно, называется вектором Визе—Паркинсона или типпером. Если рассматривать выражение (1) как скалярное произведение двухкомплексных векторов: вектора \mathbf{W} и вектора

$$\mathbf{H}_h = H_x \mathbf{j} + H_y \mathbf{k}, \quad (3)$$

тогда, подставляя их в выражение (1) и преобразуя, получаем

$$|H_z|^2 = |\mathbf{W}|^2 |\mathbf{H}_h|^2. \quad (4)$$

Из (4) можно выразить модуль типпера $|\mathbf{W}|$ как

$$|\mathbf{W}| = (|W_x|^2 + |W_y|^2)^{1/2} = \frac{|H_z|}{|\mathbf{H}_h|}. \quad (5)$$

Из (5) следует, что модуль типпера выражает отношение модуля вертикальной компоненты вариации к модулю горизонтальной компоненты. Для представления результатов МВ исследований вводят реальный $\text{Re } \mathbf{W}$ и мнимый $\text{Im } \mathbf{W}$ индукционные векторы (индукционные стрелки), определяемые как

$$\text{Re } \mathbf{W} = -W_{xr} \mathbf{j} - W_{yr} \mathbf{k}, \quad (6)$$

$$\text{Im } \mathbf{W} = -W_{xi} \mathbf{j} - W_{yi} \mathbf{k}. \quad (7)$$

В выражениях (6) и (7), в отличие от определения Визе, знаки инвертированы. В этом случае мы получаем реальную индукционную стрелку в нотации Паркинсона, указывающую на области с высокой электрической проводимостью. Поведение мнимой индукционной стрелки гораздо сложнее и труднее поддается простой интерпретации. Обычно при представлении результатов МВ работ величины и направления стрелок вычерчиваются на картах для выбранного периода вариации. Мы же будем использовать графики зависимостей углов ориентации a_r реальной и a_i мнимой стрелок от периода. Углы определяются как

$$a_r = \text{arctg} \frac{-W_{yr}}{-W_{xr}} \quad (8)$$

и

$$a_i = \text{arctg} \frac{-W_{yi}}{-W_{xi}} \quad (9)$$

на интервале $0—2\pi$. Положительные значения углов отсчитываются от направления на север (от оси x) по часовой стрелке. При первичной качественной интерпретации используются модуль типпера и углы ориентации индукционных стрелок. Минимум на зависимостях модуля типпера от периода может указывать на присутствие глубинного проводящего слоя в геоэлектрическом разрезе [Berdichevsky, Dmitriev, 2008], а ориентация индукционных стрелок определяет положение проводящей неоднородности в горизонтальной плоскости относительно пункта измерений. Для того чтобы оценить, к какому типу геоэлектрических разрезов 1D, 2D, 3D относится исследуемый разрез, рассчитывалась асимметрия типпера (Tipper Skew) как

$$Sk = 2 \frac{W_{xr} W_{yi} - W_{xi} W_{yr}}{|\mathbf{W}|^2}, \quad (10)$$

согласно [Sims, Bostick, 1976]. В выражении (10) нижние индексы r и i обозначают реальные и мнимые части комплексного числа. При выполнении 3D инверсии интерпретационных параметров МВ исследований будут использоваться значения коэффициентов W_x и W_y на различных интервалах периодов вариаций.

Для расчета вышеопределенных интерпретационных параметров была разработана программа, которая включает следующие операции: удаление линейного тренда из данных при его наличии, коррекцию частотной характеристики каналов в высокочастотной области, выполнение полосовой фильтрации в частотной области путем умножения спектров компонент на частотную характеристику полосового гауссовского фильтра, получение оценок функций множественной, частной и обычной когерентностей. После обратного преобразования Фурье результата фильтрации в частотной области рассчитывались огибающие и фазы узкополосного аналитического сигнала во временной области и вычислялись коэффициенты W_x и W_y на заданном временном отрезке, скользящем по реализации. В завершение произво-

дидась робастная селекция рассчитанных коэффициентов с использованием медианных оценок и их селекция по значениям рассчитанных функций множественной когерентности. Указанная процедура повторялась для каждого периода в реализации, определяемой по заданию начального и конечного периодов и их количества на декаду. Так как при расчетах обычно задавалось их избыточное количество, то осуществлялось сглаживание и последующее прореживание. Максимальная длина входных последовательностей программы составляла 6 сут при интервале дискретизации $dt = 1$ с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В результате обработки данных были получены интерпретационные параметры, представленные на рис. 2. При этом не было отмечено каких-либо существенных отклонений типперов для разных реализаций от общей тенденции их поведения с изменением периода вариаций, что свидетельствует о незначительном влиянии техногенных помех в реализациях, записанных в возмущенной геомагнитной обстановке.

Модули типперов, изображенные в верхней части рисунка, принимают значения в пределах 0.1—0.4 (см. рис. 2, *a*). В области коротких периодов наблюдаются их минимальные значения, которые с увеличением периода плавно возрастают, достигая максимума, равного 0.4 на периоде 1000 с, и затем уменьшаются до значений 0.25 на периоде

около 6000 с. Учитывая, что от обсерватории до континентального склона порядка 150 км (при ширине шельфа около 60 км), на длинных периодах следовало бы ожидать увеличения значений модулей типперов, обусловленного влиянием глубоководной части моря. Так как этого не происходит, то надо полагать, что это является следствием особенностей геоэлектрического строения подстилаемого разреза в прибрежной области.

Рассчитанная реальная индукционная стрелка (см. рис. 2, *б*) на коротких периодах ориентирована субмеридионально в южном направлении. С увеличением периода ее ориентация изменяется, приближаясь к субширотной и фиксируется по направлению около 110° , т. е. примерно ортогонально локальной береговой черте (см. рис. 1). Обращает на себя внимание только то обстоятельство, что этот разворот происходит на коротких периодах (до ≈ 100 с). В случае его обусловленности глубоким морем, до побережья которого здесь около 100 км, а до континентального склона около 150 км, разворот должен был начинаться на более длинных периодах. Такое поведение реальной индукционной стрелки может быть связано с присутствием какой-то глубинной проводящей неоднородности между обсерваторией и побережьем.

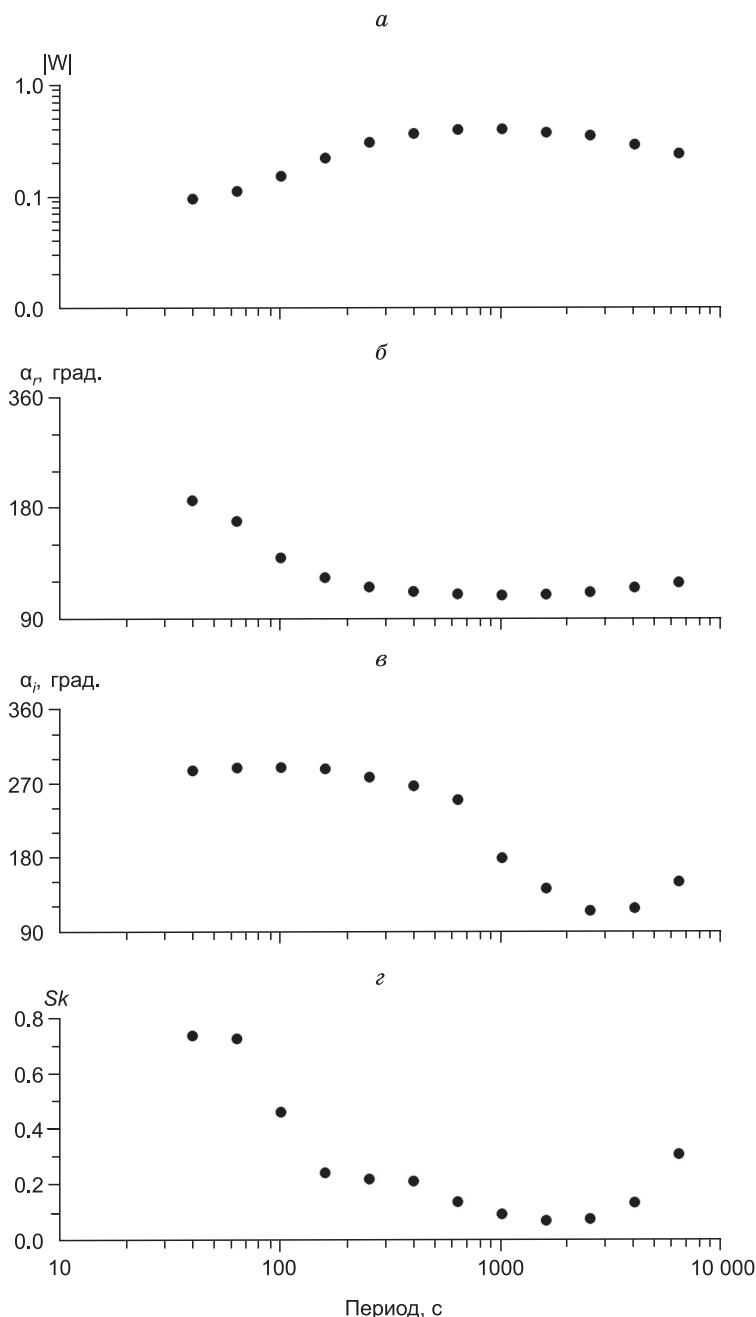


Рис. 2. Графики экспериментальных зависимостей от периода вариаций модуля типпера $|W|$, азимутов реальных α_r и мнимых α_i индукционных стрелок в географической системе координат, асимметрии типпера Sk для обсерватории DLT.

Мнимая индукционная стрелка (см. рис. 2, в) на коротких периодах ориентирована субширотно в западном направлении, т. е. примерно ортогонально реальной стрелке. С увеличением периода ее ориентация изменяется практически на противоположную, в результате чего на длинных периодах стрелки ориентированы в одну сторону — в восточном направлении.

Изображенный внизу рисунка график асимметрии типпера (см. рис. 2, з) указывает на трехмерный характер изучаемого разреза в области коротких периодов. В то время как на длинных периодах разрез может рассматриваться как двумерный или близкий к нему.

3D ИНВЕРСИЯ МАГНИТНЫХ ТИППЕРОВ

В настоящее время разработаны и широко используются программы трехмерной инверсии импедансов и типперов изотропных сред, в которых геоэлектрический разрез может быть представлен набором слоев или блоков. В этом случае каждый из них характеризуется одним значением УЭС. В процессе развития МТ методов и выполнения зондирований в областях со сложным геологическим строением возникают трудности с интерпретацией экспериментальных зависимостей в рамках этого подхода. Для более адекватного представления разреза в него включаются анизотропные блоки и слои, которые теперь описываются набором из трех значений УЭС, относимых к трем координатным осям или выбранным направлениям, т. е. теперь блок может быть проводящим в одном направлении и непроводящим в другом.

Анизотропия электропроводности геоэлектрического разреза на микроуровне может быть обусловлена анизотропией кристаллов минеральных ассоциаций горной породы или их преимущественной ориентацией, а на макроуровне наличием мелкослоистых образований или совокупности мелких изотропных блоков, которые не разрешаются при интерпретации. В глубинной части разреза она может обуславливаться преимущественной ориентацией трещинной пористости, флюидизацией зон дробления, частичным плавлением или графитизацией в сдвиговых зонах [Marti, 2014].

Так как исследуемый район обладает сложным геологическим строением, то возникает вопрос о правомерности применения программ изотропной инверсии типперов в этом случае для выделения проводящих зон. Так как программы для 3D инверсии анизотропных сред еще не разработаны, то корректность применения изотропной инверсии к разрезам, содержащим анизотропные блоки, можно оценить, выполняя их изотропную инверсию. Выполненные численные расчеты типперов для 1D, 2D, 3D моделей, включающих анизотропные блоки, и их последующая изотропная 3D инверсия показали, что при больших степенях анизотропии эти блоки уверенно выделяются [Lower, Junge, 2017; Liu et al., 2019]. Здесь под степенью анизотропии понимается отношение максимального УЭС в одном из главных направлений тензора удельного электрического сопротивления к его минимальному значению в другом направлении, т. е. когда анизотропный блок обладает высокой электрической проводимостью в каком-либо направлении.

Для выполнения 3D инверсии типперов была использована программа трехмерного моделирования методом конечных разностей ModEM, разработанная в Орегонском университете США [Egbert, Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014]. Она успешно применяется для инверсии профильных и площадных МТ и МВ исследований [Samrock et al., 2015; Tietze et al., 2015]. Программа ModEM использует метод конечных разностей для численного решения уравнений Максвелла прямой задачи и нелинейный метод сопряженных градиентов для решения проблемы минимизации процесса инверсии. Для нахождения модели разреза, отвечающей экспериментальным данным, минимизируется целевая функция Ψ :

$$\Psi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} ((\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})) + \lambda(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)) \quad (11)$$

посредством минимизации расхождений как в данных, так и в моделях для получения оптимального решения задачи. Здесь \mathbf{m} матрица модели разреза, удовлетворяющая матрице данных \mathbf{d} , в этом случае экспериментальным зависимостям $W_x(f), W_y(f)$, $\mathbf{C}_d = \text{diag}(1/e_i^2)$ есть диагональная матрица, содержащая значения, обратные квадрату ошибок в данных, $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ — матрица решений прямой задачи для модели \mathbf{m} , \mathbf{m}_0 определяет априорную стартовую модель разреза, а λ — регуляризирующий параметр, \mathbf{C}_m есть трехмерный сглаживающий и масштабирующий оператор. Для оценки близости получаемых на каждой итерации типперов модели к экспериментально полученным типперам разреза рассчитывается нормированное на ошибку в данных среднеквадратическое отклонение (СКО), определяемое как

$$\text{СКО} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{\text{obs}} - d_i^{\text{pred}})^2}{e_i^2}}, \quad (12)$$

где $d_i^{\text{obs}}, d_i^{\text{pred}}$ — наблюдаемые и рассчитанные (предсказанные) типперы соответственно, а e — ошибка в наблюдаемых типперах. Здесь суммирование ведется по всем пунктам измерений и всем периодам, на которых рассчитаны типперы.

Программа реализуется на быстродействующих многопроцессорных системах, что позволяет рассчитывать сложные модели геоэлектрических разрезов. Входными данными программы могут быть все компоненты импедансной матрицы или ее главные элементы, типперы, горизонтальные МВ отклики, определяемые на интервале периодов. В качестве априорной (стартовой) модели разреза задается трехмерная матрица удельных электрических сопротивлений, обычно однородное полупространство, в которое может быть включено море или иные области с фиксированными начальными электрическими сопротивлениями, меняющими или сохраняющими свои значения в процессе инверсии. Также задаются параметры сглаживания, начальное значение параметра регуляризации и характер его изменения в итерациях, максимальное количество итераций и другие параметры.

В нашем случае входными данными для инверсии служили экспериментальные значения типперов, рассчитанные по записям геомагнитных вариаций на обсерватории DLT. 3D инверсия выполнялась с использованием оборудования ЦКП «Дальневосточный вычислительный ресурс» ИАПУ ДВО РАН на многопроцессорном вычислительном кластере IRUS17 (<https://www.cc.dvo.ru>). Размерность используемой сетки была $86 \times 86 \times 53$ ячейки по осям x, y, z соответственно, без учета ячеек в верхнем полупространстве. Начало модельной системы координат помещалось в месте нахождения магнитометра. В горизонтальной плоскости в центральной части сетки размером 60×60 ячеек размер ячейки был 5×5 км, и к краям сетки он увеличивался в геометрической прогрессии со знаменателем 1.24, что определяет область моделирования $\approx 1095 \times 1095$ км. По оси z размер первой ячейки был задан 50 м и увеличивался вниз с глубиной в геометрической последовательности со знаменателем 1.18.

Стартовые модели разреза задавались полупространством с УЭС $\rho = 100$ Ом·м и ориентацией модельной оси x по меридиану без учета моря и с его введением в стартовую модель. В последнем случае так как материковый склон ориентирован меридионально, то система координат не менялась. Водный слой аппроксимировался согласно батиметрии Южно-Китайского моря, взятой с сайта <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/bathymetry/>. Конфигурация береговой черты в шельфовой области, представленной в модели одним слоем глубиной 50 м, учитывалась при задании модели. В глубокой области моря водный слой задавался 13 слоями суммарной глубиной 2.1 км, УЭС водной толщи задавалось равным 0.3 Ом·м и не изменялось в процессе счета. Параметры сглаживания модели по осям задавались значением 0.1. Экспериментальные значения типперов задавались на 12 периодах на интервале 40—63 400 с. Их ошибка принималась равной 0.02. Близость экспериментальных значений типперов к предсказанным значениям по результирующей модели оценивалась по (12). На рисунке 3 приведены графики, демонстрирующие близость экспериментальных и модельных типперов в зависимости от периода вариаций, с СКО, равным 1.03 после последней итерации.

При стартовой модели, заданной однородным полупространством, повышалась контрастность УЭС глубинных проводящих областей результирующей модели и их размеры. В то время как в стартовой модели с включением моря контрастность была ниже, аномальные области несколько уменьшились в размерах, но их положение выдерживалось в обеих моделях. Включение моря понизило среднее квадратическое отклонение результирующей модели до значения 1.03 против 1.8 без него. Принимая во внимание, что в модели с включением моря учитываются реально существующие и оконтуренные поверхностные геоэлектрические неоднородности, в последующем будут рассматриваться результаты инверсии для этой стартовой модели.

Для подтверждения устойчивости результатов инверсии в эту стартовую модель включалась проводящая неоднородность с $\rho = 1$ Ом·м в виде параллелепипеда, располагающегося в диапазоне глубин 20—40 км на месте выделяемой проводящей аномалии. Параллелепипед был вытянут в меридиональном направлении и удален от обсерватории на 30 км к востоку. Его размеры были $70 \times 30 \times 20$ км по осям x, y, z соответственно. Выполнялась инверсия экспериментальных типперов с этой стартовой моделью. Результаты инверсии были получены с СКО, равным 1.02, и выражались в том, что за пределами северного и южного окончания параллелепипеда выделялись проводящие области, что свидетельствует о недостаточности электрической проводимости в области параллелепипеда для проявления аномально эффекта и реальности существования проводящей аномалии в прибрежной области.

Затем для этой стартовой модели с проводящей вставкой рассчитывались типперы для диапазона экспериментальных периодов в восьми точках по широтному профилю, проходящему через начало координат и отстоящих на 20 км друг от друга. После добавления к полученным типперам гауссовского шума с нулевым средним и стандартным отклонением 0.001 производилась 3D инверсия со стартовой моделью, содержащей море и среду с $\rho = 100$ Ом·м. При инверсии типперов в одной точке в начале координат положение проводящей неоднородности выделялось в области максимальной проводимости в диапазоне глубин расположения проводящей вставки. Этот результат свидетельствует о возможности регистрации аномального эффекта в одной точке на обсерватории Далат от глубинной проводящей неоднородности в прибрежной области. Естественно, что при инверсии по восьми точкам на профиле положение вставки выделяется очень контрастно, свидетельствуя о преимуществе многоточечной инверсии.

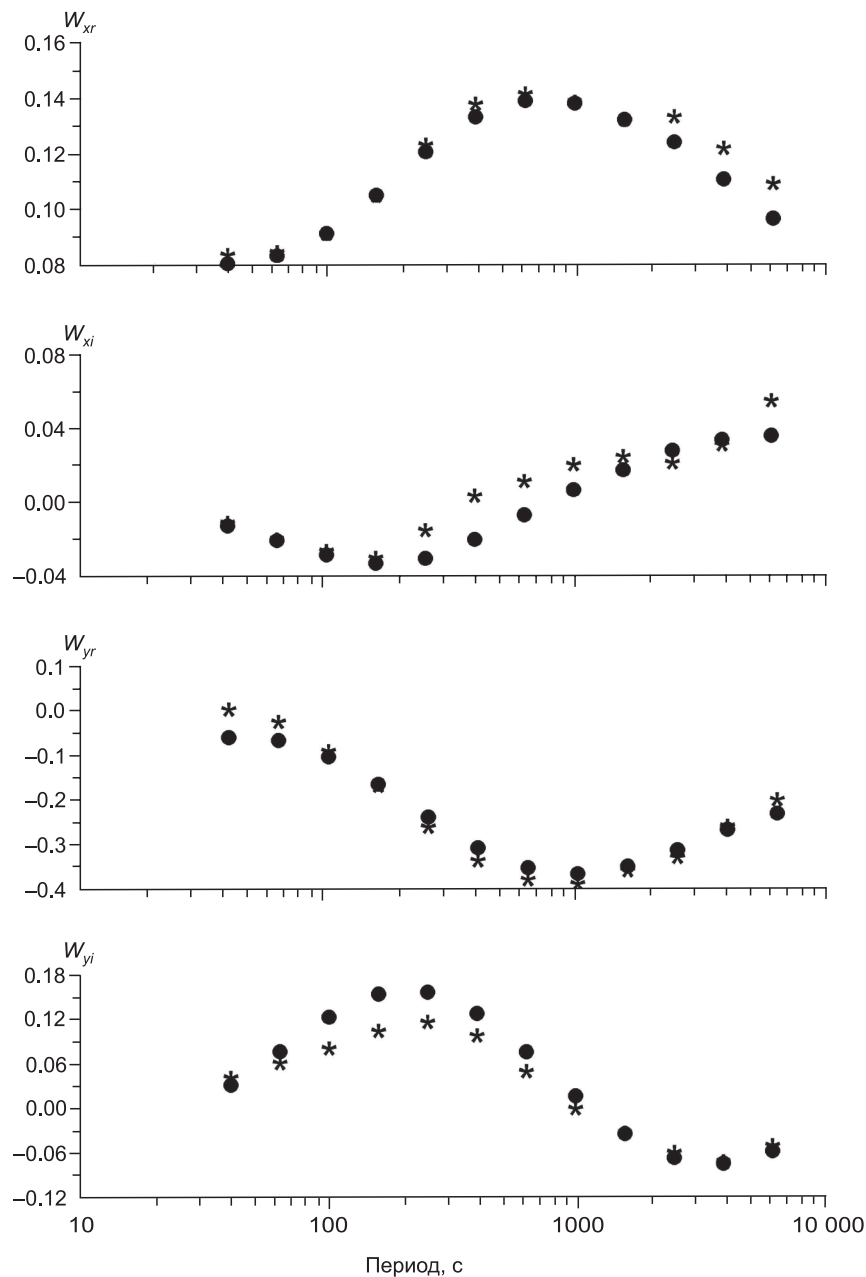


Рис. 3. Оценка близости реальных (r) и мнимых (i) частей экспериментальных типперов (звездочки) с типперами результирующей модели геоэлектрического разреза (кружки) для пункта DLT.

О ПРИМЕНИМОСТИ 3D ИНВЕРСИИ ТИППЕРОВ ПО ДАННЫМ В ОДНОЙ ТОЧКЕ

Обычно 3D инверсия импедансов и типперов выполняется при использовании площадных или профильных [Иванов, Пушкарев, 2012; Yang et al., 2021] регистраций вариаций МТ поля для построения модели глубинного геоэлектрического строения района исследований. Достоверность результатов инверсии обеспечивается учетом геолого-геофизической информации о районе в стартовых моделях, получением устойчивых результатов при варьировании параметрами инверсии, тестовой инверсией импедансов и типперов, рассчитанных для конкретных моделей геоэлектрического строения среды путем решения прямой задачи МТЗ, анализом чувствительности инверсии к различным распределениям проводящих и непроводящих блоков в разрезе.

Ясно, что при увеличении количества точек с регистрацией вариаций МТ поля достоверность результирующих моделей геоэлектрического строения будет повышаться, хотя и в этом случае не ис-

ключено появление артефактов. Последние предметно анализируются в основном при инверсии типперов, рассчитанных на конкретных моделях среды, где положение геоэлектрических неоднородностей заранее определено. При инверсии реальных экспериментов все не так однозначно.

При этом надо учесть, что некоторую информацию о геоэлектрическом строении можно получить и при использовании 1—3 точек измерений для 3D инверсии, имея в виду частотный диапазон вариаций, определяющий глубину скин-слоя, и пространственный диапазон действия горизонтального скин-эффекта [Berdichevsky, Dmitriev, 2008]. В большей степени это заметно по частотным зависимостям типперов, чувствительных к горизонтальным градиентам проводимости [Siripunvaraporn, Egbert, 2009] и их распределению по глубине. Как правило, это выражается в смене ориентации индукционных стрелок Визе—Паркинсона с изменением периода геомагнитных вариаций.

В этом случае при 3D инверсии в области коротких периодов будет отражаться положение локальных проводящих неоднородностей вблизи пункта измерений, определяющих ориентацию индукционных стрелок. В реальности это легко видеть по результатам инверсии односточечных измерений на морском побережье и берегах бухт, где пространственное положение проводящей неоднородности просто определить. И, как правило, в результатах инверсии типперов они корректно отображаются. Нами подобный эксперимент был проведен при регистрации вариаций в двух пунктах на противоположных берегах бухты Находка. При 3D инверсии на горизонтальных срезах в результирующей модели разреза проводящий блок под акваторией бухты просматривался до глубин в первые километры (неопубликованные данные).

Понятно, что с увеличением периода в результатах инверсии будут отражаться все более глубокие и удаленные от пункта участки разреза. В случае присутствия в разрезе контрастной проводящей региональной неоднородности, она будет менять ориентацию индукционной стрелки, что неизбежно отразится на результатах инверсии, позволяя наметить ее локальное простираение. При многоточечных площадных исследованиях эти локальные простираения будут оконтуривать положение региональной проводящей неоднородности, что можно видеть, просматривая горизонтальные срезы моделей, получаемых по программе EarthScore на территории Северной Америки [Yang et al., 2021].

При сравнении информативности профильных и площадных исследований 3D структур ясно, что профильные менее информативны, хотя и позволяют делать качественные заключения о 3D средах. Инверсия односточечных типперов, содержащих информацию о разрезе, позволит отметить наиболее контрастные неоднородности в исследуемом разрезе, которые могут конкретизироваться путем выполнения последующих многоточечных измерений.

РЕЗУЛЬТАТЫ 3D ИНВЕРСИИ

Полученные в результате инверсии широтные вертикальные разрезы результирующей модели до глубин 150 км представлены на рис. 4. Прежде всего заметно различие глубинных частей разреза под континентом и морем и их высокая контрастность по УЭС. Так, если под Индо-Китайским полуостровом залегают высокоомные породы, то под прибрежной частью суши и Южно-Китайским морем представлены проводящие образования. Эти среды в северной части контактируют восточнее обсерватории практически в вертикальной плоскости, если не принимать во внимание самую верхнюю часть разреза, а к югу контакт заметно выполаживается с одновременным понижением его контрастности. Такое выполаживание сохраняется здесь и на удалениях разрезов более 50 км к югу, в то время как на таких же удалениях от обсерватории к северу среды контактируют в вертикальной плоскости во всем диапазоне глубин.

Увеличение контрастности контактирующих блоков происходит как за счет увеличения УЭС пород под полуостровом, начинающееся с глубин 10—12 км, так и за счет увеличения электрической проводимости глубинных слоев под прибрежной сушей и шельфом. При погружении это приводит к появлению в разрезе ярко выраженной аномалии проводимости под прибрежной сушей с УЭС, равным ≈ 0.3 Ом·м в центральной части в диапазоне глубин 24.0—28.3 км, т. е. в низах земной коры (ЗК). При углублении проводимость этой аномалии уменьшается, но она просматривается до глубин порядка 100 км. Максимальное значение УЭС ≈ 3000 Ом·м под полуостровом достигается на глубине около 50 км, а сам высокоомный блок прослеживается до глубин более 150 км.

Выполаживание контакта в разрезах южнее обсерватории происходит за счет расширения области внедряющихся под полуостров в верхней части проводящих слоев, которые здесь наблюдаются далеко на запад от обсерватории. В области глубин 10—15 км появляются как локальные блоки повышенной электрической проводимости, так и высокоомные блоки, указывающие на сложное геологическое строение верхней части разреза. Это наиболее четко установлено на центральном профиле в районе расположения магнитометра, где в области коротких периодов разрешающая способность зондирования верхних слоев будет повышена по сравнению с соседними профилями, удаленными от пункта наблюдений.

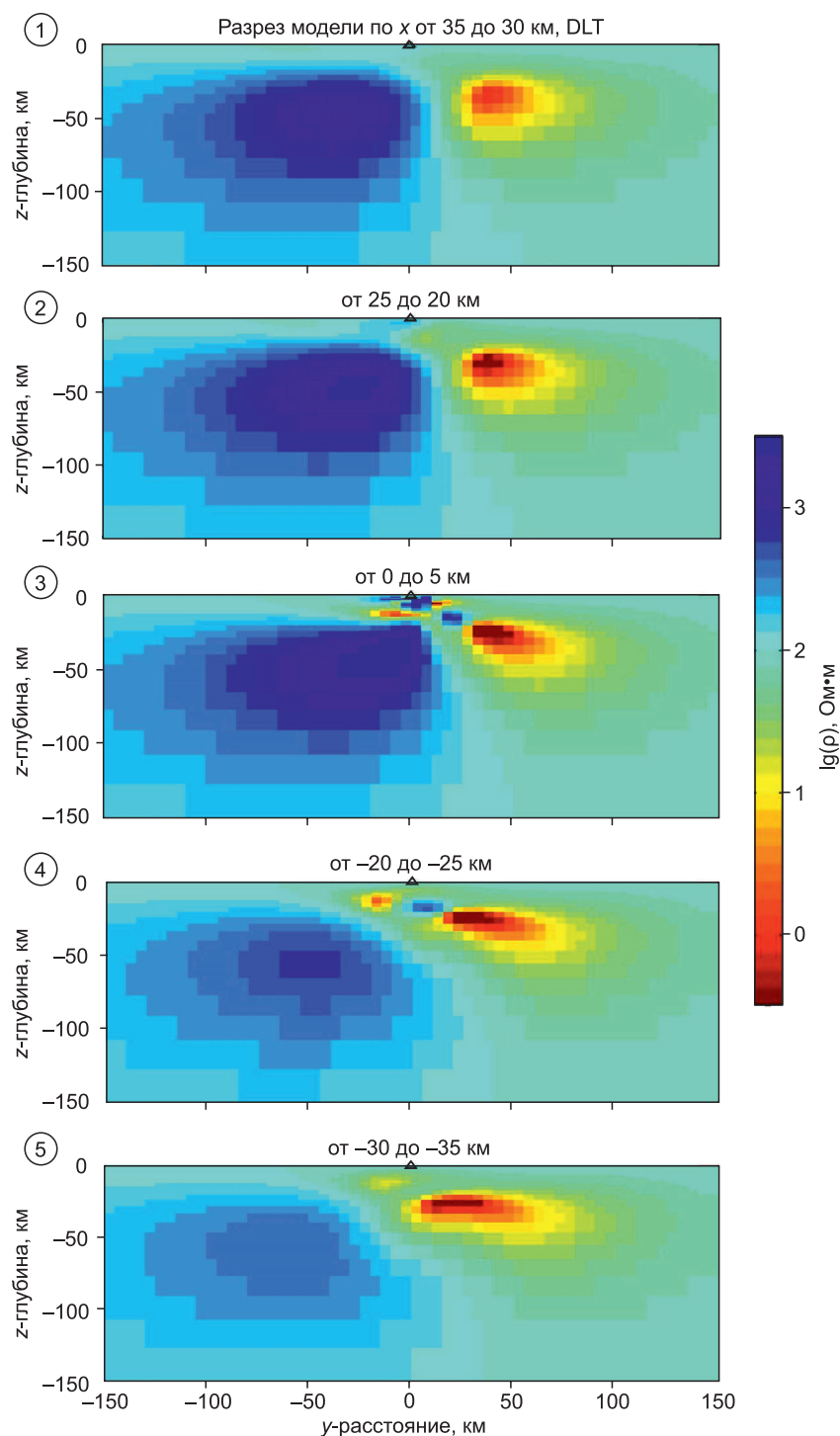


Рис. 4. Широтные разрезы УЭС результирующей модели в направлении с севера на юг.

Вблизи пункта DLT они представлены вертикальными слоями толщиной 5 км на удалениях их границ от пункта наблюдений вдоль оси x на 35...30 км (1), 25...20 км (2), 0...5 км (3), -20...-25 км (4), -30...-35 км (5). Система координат изображена на рис. 1. Цифры в кружках — номера профилей на рис. 1. Вид с юга. Треугольник в начале координат указывает расположение обсерватории.

Рассматривая положение западной границы глубинной аномалии электропроводности на широтных разрезах последовательно с севера на юг, можно заметить, что, начиная с центрального профиля, она постепенно углубляется под полуостров, достигая на самом южном профиле меридиана обсерватории. Западная часть глубинной аномалии более резко очерчена и включает вертикальные границы, что

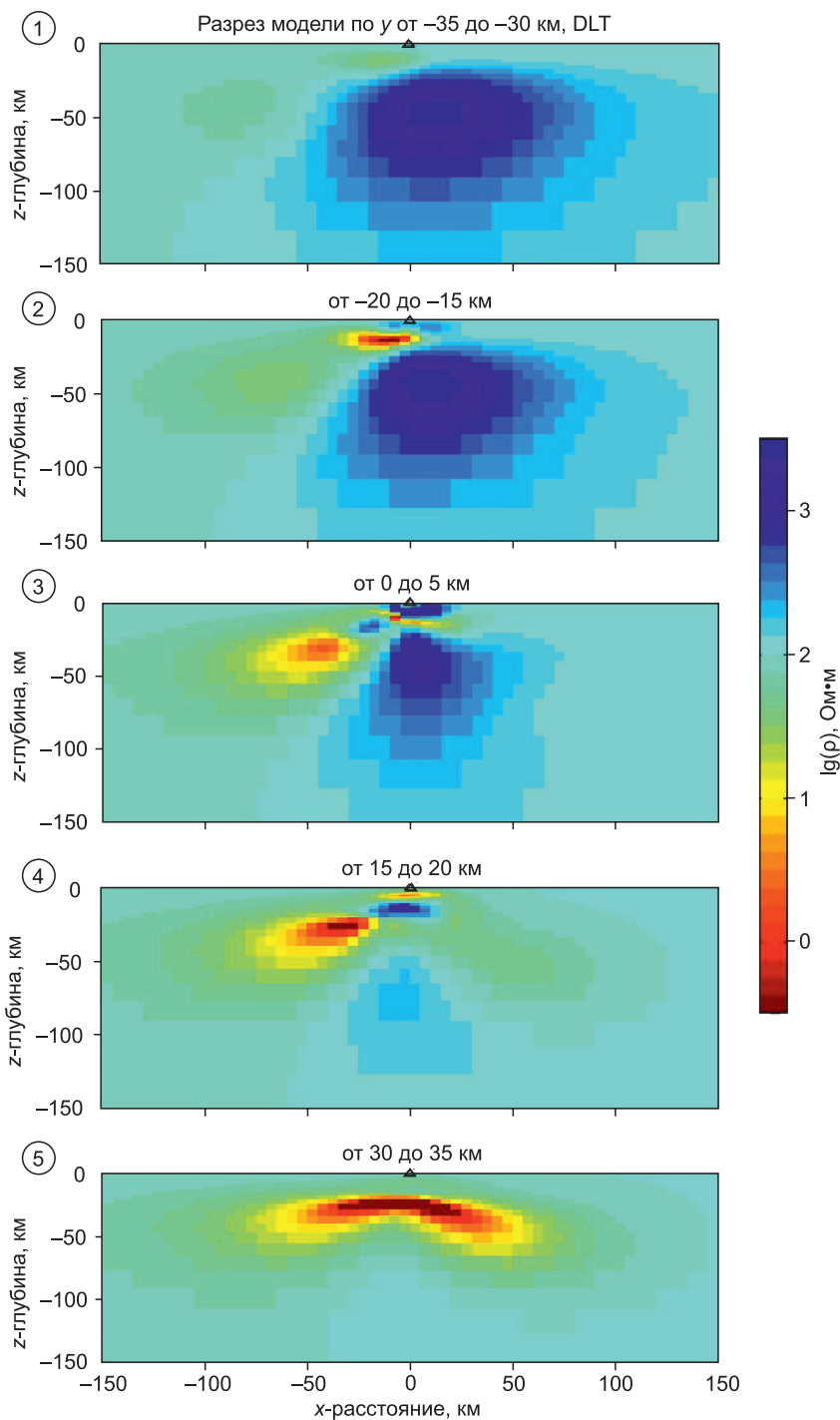


Рис. 5. Меридиональные разрезы УЭС результирующей модели в направлении с запада на восток.

В окрестности пункта DLT они представлены вертикальными слоями толщиной 5 км на удалениях их границ от обсерватории вдоль оси y на $-35\dots-30$ км (1), $-25\dots-20$ км (2), $0\dots5$ км (3), $20\dots25$ км (4), $30\dots35$ км (5). Система координат изображена на рис. 1. Вид с востока. Треугольник в начале координат указывает положение обсерватории.

может свидетельствовать о существовании здесь разломов. В восточной части аномалия характеризуется плавным понижением электропроводности в восточном направлении и при углублении.

На меридиональных разрезах, показанных на рис. 5, можно заметить, что глубинные области трех верхних разрезов в основном подобны широтным, только теперь высокоомный блок представлен в северной части, а проводящий — в южной. Вглубь они проникают на те же глубины, что и на широтных

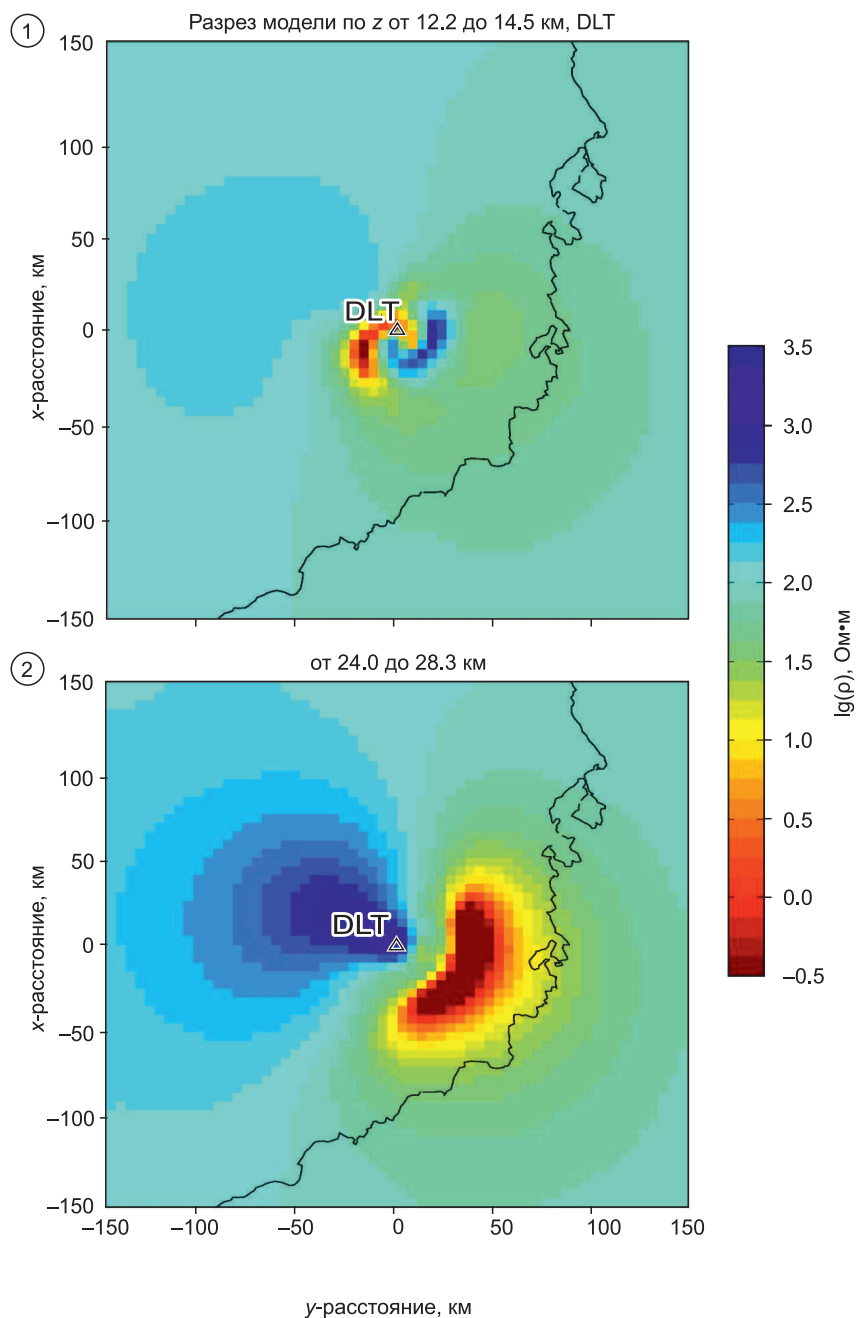


Рис. 6. Горизонтальные срезы результирующей модели в интервалах глубин 12.2—14.5 км (1) и 24.0—28.3 км (2).

Треугольником обозначен пункт наблюдений. Тонкая линия — положение береговой черты.

профилях, а контактируют друг с другом вдоль наклоненной к югу плоскости. На четвертом разрезе (см. рис. 5.4) высокоомный глубинный блок на удалении от обсерватории на 15 км к востоку уже в значительной степени выклинивается с понижением УЭС и вырисовывается его наклоненный к северу контакт с проводящим блоком в области глубин до ≈ 100 км. Причем в верхней части разреза оба глубинных проводящих блока сливаются, обтекая локальный высокоомный блок в верхах разреза с нижней границей на глубине около 15 км.

На самом восточном профиле (см. рис. 5.5) обе глубинные проводящие области сливаются, образуя единую контрастную проводящую аномалию. Ее меридиональный разрез вблизи центральной части представляется в виде выпуклого пласта, крылья которого несколько наклонены вниз. Далее на восток в разрезах уже не наблюдаются высокоомные блоки.

Как на широтном, так и на меридиональном центральных профилях выразительно выделяются проводящие слои, внедряющиеся со стороны глубинной проводящей зоны в области глубин менее 17 км, под верхние высокоомные толщи в районе обсерватории Далат. Создается впечатление, что проводящие породы проникли сюда по подводным рукавам от глубинной аномалии.

В верхних частях меридиональных разрезов, как и на широтных разрезах, вблизи обсерватории выделяются локальные проводящие и высокоомные блоки в тех же глубинных интервалах. Из рассмотрения всех разрезов следует, что конфигурация проводящих и непроводящих блоков представляется довольно сложной. Чтобы ее полнее представить приводятся (рис. 6) горизонтальные срезы через ярко выраженные аномальные области в верхах и низах разрезов. Видно, что в верхней части результирующей модели (см. рис. 6.1) представлены довольно контрастные локальные проводящие и высокоомные блоки сложной конфигурации, которые просматриваются в модели до глубин около 17 км. Для их конкретной локализации и оконтуривания необходимы дополнительные исследования с малым пространственным шагом между точками измерений.

Если подробно рассматривать все горизонтальные срезы в самой верхней части, то от поверхности до глубин порядка 3.0 км в радиусе ≈ 15 —20 км от обсерватории разрез представляется высокоомным. И только при дальнейшем углублении внутри и вне этой области в разрезе начинают проявляться контрастные локальные проводящие блоки, меняющие свое положение на разных глубинных уровнях и располагающиеся в основном западнее обсерватории на больших глубинах. Они представлены в разрезе до глубины ≈ 17 км. При дальнейшем увеличении глубины происходит перераспределение положений аномалий таким образом, что они локализуются к востоку от обсерватории, где при углублении сливаются в одну разрастающуюся проводящую аномалию с максимальной электрической проводимостью, сосредоточенной в ее центральной части, как это можно видеть на вертикальных разрезах.

Горизонтальное положение этой центральной части глубинной аномалии в области максимума электрической проводимости представлено на рис. 6.2. Из рисунка видно, что она располагается между обсерваторией и береговой чертой, локально повторяя очертания последней. При этом надо иметь в виду, что модель получена по результатам 3D инверсии измерений всего в одной точке. Ясно, что с привлечением дополнительных измерений ее очертание и положение могут несколько уточниться.

Кроме того, последовательно рассматривая срезы модели, можно видеть, что с увеличением глубины электрическая проводимость центральной части аномалии уменьшается, она увеличивается в размерах и смещается в сторону побережья, под которым она располагается на глубине порядка 100 км. На глубине около 150 км центральная часть аномалии не выделяется, аномалия становится слабой, ее западная и северная границы не поднимаются выше широты г. Нячанг. При этом западная граница практически повторяет конфигурацию береговой черты, а сама она простирается в сторону моря в юго-восточном направлении.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Несмотря на то, что результирующая модель разреза получена путем инверсии типперов, определенных только в одной точке, она позволяет наметить положение геоэлектрических неоднородностей в исследуемой области в пределах ЗК и верхней мантии (ВМ) на значительных удалениях от пункта регистрации. Глубинные интервалы нахождения центральных частей этих проводящих неоднородностей в полученной модели совпадают с глубинами расположения проводящих блоков в геоэлектрическом разрезе Южного Тибета, определенных по результатам МТЗ, где они фиксируются в средней и нижней коре [Li et al., 2003; Dong et al., 2020; Xie et al., 2021] в области внедрения гранитных интрузий. В этом же глубинном интервале (15—50 км) выделены зоны высокой проводимости в Центральном и Южном Тибете в области аномально толстой ЗК на профиле протяженностью более 1000 км [Wang et al., 2016].

Чтобы высокоомные кристаллические породы могли проводить электрический ток, необходимо допустить присутствие проводящих включений в породе или ее высокоомном скелете. Последние могут быть представлены графитом, антрацитовыми углями, сульфидными рудами, металлическими минералами, солевыми растворами и расплавленными или частично расплавленными горными породами. Выбрав из этого списка наиболее вероятные типы включений, обеспечивающих электрическую проводимость разреза данного района необходимо учитывать, что на исследуемой территории Южного Вьетнама представлены в основном месторождения металлических полезных ископаемых [Вьетнам..., 2021], что предполагает наличие магматических источников в ЗК и ВМ, внедрение расплавленных магм в верхние этажи ЗК и их раскристаллизацию там в процессе геологического развития региона. Так как рудные месторождения ограничены в пространстве и их металлические компоненты не образуют сплошностей в больших объемах, то их реакция в геомагнитном поле, представляющем интегральный эффект от токов проводимости, будет незаметна. Нет оснований рассматривать графит или угли в данном районе в качестве проводящих вкраплений, так как они здесь представлены незначительно.

Обоснованность рассмотрения магматических процессов для интерпретации зон высокой проводимости в ЗК исследуемого района подтверждается и широким развитием здесь термальных источников, и повышенным тепловым потоком, так как они, несомненно, получают тепло от разогретых недр. Известно, что расплавы горных пород обладают низким УЭС, порядка 0.1—1.0 Ом·м [Tyburczy, Waff, 1983], и их внедрение в межкристаллическое пространство частично расплавленной породы способно существенно понизить ее УЭС.

О термической активизации недр исследуемого района свидетельствуют и расчеты рельефа т. Кюри горных пород, получаемого по результатам обработки площадных магнитных съемок. Так, в работе [Li, Wang, 2016] установлено, что т. Кюри в юго-восточной прибрежной части шельфа зоны Далат находится на глубинах 15—20 км. При этом в зависимости от вида магнитных минералов в породе т. Кюри могут соответствовать температуры порядка 500—600 °С. Слабые положительные аномалии гравитационного поля в редукции Буге в зоне Далат свидетельствуют о разуплотнении недр, источником которого может быть частичное плавление горных пород.

Если рассматривать термальные воды, которые тоже могут обладать высокой электрической проводимостью, то, согласно [Новиков и др., 2018], они являются метеорными, т. е. поступающими в разрез сверху, и концентрация солей в них не превышает 10.0 г/л. В среднем она составляет 3.0 г/л, что не позволяет допускать существенного уменьшения УЭС горной породы в случае заполнения ее пор водой. Другое дело, если это будут рассолы с концентрацией солей 50—100 г/л. Их УЭС составляет около 0.01 Ом·м и менее [Guo, Kerpler, 2019] и в случае заполнения ими даже небольшого объема пор электрическое сопротивление породы будет резко понижаться. Надо иметь в виду, что рассолы могут образовываться и в процесс дегазации и кристаллизации магм, и вследствие своей большой плотности будут концентрироваться в низах разреза. Но об их проявлении на поверхности или в скважинах на изучаемой площади нет никаких сведений. Надо сказать, что присутствие воды в породе понижает температуру ее плавления, а в магме понижает температуру ее кристаллизации [Магматические..., 1987], что в обоих случаях способствует внедрению магм в верхние этажи ЗК. При этом содержащаяся в магме вода будет понижать УЭС интрузий, способствуя их выделению МВ методами на фоне высокоомных кристаллических пород.

Таким образом, при интерпретации аномально проводящих блоков в разрезе исследуемого района следует рассматривать расплавы гранитоидов и водные растворы или их сочетание в горной породе. Подобный подход применяется уже на протяжении длительного времени при интерпретации МТ исследований в Южном Тибете в области развития гранитных интрузий при исследовании природы аномально проводящих блоков в средней и нижней ЗК этого региона. Но даже там, несмотря на большой объем выполненных геолого-геофизических и геохимических исследований, не удается обосновать обусловленность зон высокой проводимости присутствием в разрезе рассолов.

Современные химические и физические методы анализа образцов горных пород, используя принципы геотермобарометрии, позволяют оценивать давление и температуру в области кристаллизации, внедряющихся в верхние этажи ЗК магматических расплавов и, как следствие, получать оценки глубинных интервалов этого процесса. Такие детальные исследования были выполнены для гранитоидов крайней юго-западной зоны Южного Вьетнама, которые композиционно во многом подобны гранитоидам зоны Далат. Они включают в себя комплексы: диоритовый Бэй Нуи-Ба Ден (Bay Nui-Ba Den), гранитоидный Бэй Нуи-Пном Ден (Bay Nui-Phnom Den), гранитный Пха Аок (Pha Aok) и др. [Nong et al., 2021]. Из результатов исследования следует, что гранитоидные комплексы кристаллизовались при давлениях 1.3—3.9 кбар, что соответствует глубинам 4.8—14.4 км, и температурах в диапазоне 730—870 °С.

При выполнении аналогичных исследований на меловых гранитоидах зоны Далат вблизи обсерватории были получены такие оценки только для гранитного комплекса Анкроет (Ankoet) [Shellnutt et al., 2013]. Оказалось, что граниты кристаллизовались на глубинах 15—20 км при температуре около 780 °С.

Сравнивая глубины кристаллизации гранитоидов, полученные по геотермобарометрии, с глубинным интервалом 3—17 км, в котором выделяются локальные проводящие блоки с УЭС ≈ 0.5—1.0 Ом·м в модели на широтных и меридиональных центральных и близких к ним разрезах, можно заметить, что они перекрываются. Такое совпадение вынуждает сделать предположение о существовании в настоящее время частично расплавленных пород на глубинах 10—15 км в исследуемом районе и об их существовании в прошлые геологические эпохи. Аналогичные соображения были приведены и в работе [Gaillard et al., 2004] при интерпретации результатов МТЗ в Южном Тибете с привлечением данных термобарометрии миоценовых гранитоидных комплексов этого региона: расплавы или частичные расплавы гранитоидов могли существовать в ЗК в течение длительного геологического времени. Конечно, вполне возможно, что проводящие блоки могут образоваться и при заполнении пористых или трещиноватых зон солевыми растворами, но нет возможности чем-либо обосновать их присутствие в этом диапазоне глубин.

В работе [Владимиров и др., 2020] была рассмотрена динамика остывания (кристаллизации) гранитных батолитов зоны Далат путем математического моделирования, начиная с мезозойского периода в течение 27 млн лет в предположении существования родоначальной гранитоидной магмы. При последующем растяжении литосферы происходило внедрение базитовых и базальтовых интрузий из низов ЗК в ее верхние слои. Если посмотреть на широтные и меридиональные разрезы, полученные в результате инверсии типперов, то можно вполне найти подобие полученных разрезов модели моделируемому в работе [Владимиров и др., 2020] процессу формирования гранитоидных батолитов. Только необходимо будет допустить существование гранитоидных расплавов в разрезе зоны Далат в текущее геологическое время. Все это, разумеется, требует более детального обоснования того, что проводящие аномалии вызываются именно частичным плавлением пород.

На разрезах модели, полученной по МВ данным, вполне просматриваются наклонные подводящие каналы от глубинного проводящего блока в прибрежной области к верхам ЗК в районе обсерватории Далат, и этот блок может рассматриваться как источник магм. Более того, так как в модели можно выделить, глубинные хоть и менее проводящие, корни этой аномалии, то вполне возможно предположить ее связь с Хайнаньским плюмом или каким-либо из его верхних рукавов [Zhao et al., 2021]. Для оценки возможности выделения этих глубинных образований понадобятся дополнительные детальные МВ исследования.

С этой точки зрения процесс генерации мезозойских гранитов зоны Далат может быть подобен схеме генерации гранитоидных комплексов в Южном Тибете, описанной в работе [Chen et al., 2018] и состоящей в непрерывной эволюции гранитоидных комплексов с миоцена по настоящее время в процессе погружения Индийской плиты под Тибет. Процесс предполагает внедрение расплавленной гранитной магмы с глубин более 20 км, ее проникновение по узким подводящим каналам в верхние этажи ЗК, постепенную кристаллизацию при воздымании с выделением воды.

Для объяснения аномально высокой проводимости, получаемой по данным МТЗ, на глубинах 10—20 км в ЗК Южного Тибета привлекались измерения УЭС расплавленных сухих образцов горных пород при P - T условиях, характерных для этих глубин. В работах [Dai et al., 2014; Sun et al., 2019] было показано, что ни электрических проводимостей расплавов сухих образцов сланцев ($10^{-3.5}$ — $10^{-1.5}$ См/м), ни проводимостей расплавов безводных гранитов различного состава, измеряемых в лабораторных опытах, не достаточно для объяснения аномальной проводимости (10^{-1} — 10^0 См/м) в ЗК Тибета. В то же время расплавы гранитов с содержанием 1—15 мас. % воды обладают более высокой проводимостью, что позволяет, варьируя процентным содержанием расплава в породе и его компонентным составом, получать электрические проводимости, близкие полученным в Южном Тибете с помощью МТЗ [Guo et al., 2018].

Воспользовавшись приводимой в работе формулой, аппроксимирующей результаты измерения УЭС образцов пород гранитоидного ряда Южного Тибета в широком диапазоне P - T - H_2O условий, характерных для ЗК и ВМ, была оценена возможность расчета УЭС расплавов, близких к значениям, определенным в модели по результатам инверсии типперов. Оказалось, что для давлений и температур, характерных для глубин нахождения проводников в разрезе, и заданному процентному содержанию воды в расплаве, не выходящему за пределы, определяемые в Тибете, это вполне возможно. Следовательно, для объяснения выделенных при инверсии типперов зон высокой проводимости в ЗК Южного Вьетнама можно применить подобную методику. Для этого необходимо оценить, какие величины УЭС местных горных пород при их плавлении будут определяться для P - T - H_2O условий района для их последующего сравнения с данными МВ и МТ зондирований при интерпретации результатов. Следует учитывать некоторые сложности, возникающие при сопоставлении результатов лабораторных измерений УЭС с результатами натуральных определений УЭС горных пород при МВ и МТ зондированиях, обсуждаемых в [Chen et al., 2018].

Как упомянуто ранее, в зоне Далат был отработан профиль МТЗ длиной 80 км, состоящий из 15 зондирований. Его положение на местности обозначено на рис. 1 светло-зеленой линией. В результате 2D инверсии данных вдоль профиля построен геоэлектрический разрез до глубин 30 км. Основной особенностью разреза является массивный высокоомный блок с УЭС 3000—4000 Ом·м в прибрежной области, удаленной от побережья на ≈ 30 км, который с глубины около 2 км, наклоняясь, погружается в сторону моря до глубины примерно 30 км. Если рассматривать на рис. 1 положение центральной части глубинной проводящей аномалии, обозначенной штриховой линией и находящейся в том же интервале глубин, необходимо отметить, что на месте высокоомного блока следовало бы размещаться проводящему. Причинами такого несоответствия могут быть: 1) в этой области выполнены только четыре зондирования из 15; 2) сложное строение района, неудовлетворительно аппроксимируемое 2D моделью; 3) наличие сильных гальванических искажений теллурического поля, приводящих к большим ошибкам при расчете импедансов и, как следствие, к ошибкам 2D инверсии.

Положение же глубинных проводящих блоков в разрезе к востоку от обсерватории Далат, определенное по геомагнитным вариациям, регистрируемых на обсерватории, не вызывает сомнений, так как в

этом направлении ориентирована реальная индукционная стрелка в конвенции Паркинсона и наблюдается сосредоточение термальных источников в прибрежной области. Впрочем, нельзя исключать, что глубинная проводящая аномалия существует в пределах фиксированной площади, и ее продолжение в юго-западном направлении ограничено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Используя записи геомагнитных вариаций в широкой области периодов с обсерватории Далат, были рассчитаны частотные зависимости типперов для выполнения МВ зондирования в этом пункте. Зондирование осуществлялось посредством применения 3D инверсии частотных зависимостей типперов. В результате получена модель геоэлектрического строения зоны Далат Южного Вьетнама, расположенной в области контакта с Южно-Китайским морем. Для визуализации основных особенностей модели были построены широтные и меридиональные разрезы и ее горизонтальные срезы на выбранных глубинах. Выделены блоки с высоким УЭС горных пород и высокой электрической проводимостью в областях ЗК и ВМ, располагающиеся под континентом и захватывающие глубинные области прибрежного шельфа.

Положение центральных частей выделенных проводящих аномалий средней и нижней ЗК зоны Далат совпадает с расположением проводящих слоев в складчатых областях Южного Тибета в местах широкого распространения гранитных батолитов и интрузий. Для выяснения природы этих проводящих слоев в Тибете был выполнен большой объем геолого-геофизических исследований, включающих геотермометрию образцов пород гранитного ряда. В результате получены оценки температуры и давлений кристаллизации этих пород. Оказалось, что глубины, соответствующие этим давлениям, совпадают с глубинами расположения проводящих слоев и зон пониженных сейсмических скоростей в Тибете, определяемых по данным МТЗ и сейсмоки.

Аналогичные закономерности отмечены и в исследуемой области Южного Вьетнама, где также широко распространены граниты. Здесь были получены оценки УЭС расплавов гранитов при давлениях, характерных для глубин расположения центральных частей проводящих блоков в модельном разрезе. При этом процентное содержание воды в расплавах и геотермический градиент задавались из диапазона их изменений при исследованиях в Тибете. Расчеты по формуле, аппроксимирующей результаты измерений УЭС расплавов на образцах, показали их близость к определенным в эксперименте УЭС проводящих блоков модельного разреза. Полученный результат, а также широко представленные в районе исследований термальные источники свидетельствуют о правомочности интерпретации проводящих блоков в модельном разрезе как зон частичного плавления горных пород.

Однако надо заметить, что полученный результат носит оценочный характер и для детального картирования проводящих блоков в зоне Далат необходимо увеличить количество точек зондирования и тогда не исключено, что проводящие блоки в верхней и нижней ЗК будут соединяться более контрастным проводником. Да и величины УЭС блоков будут точнее определены, что сузит диапазон изменения P - T - H_2O условий при измерении УЭС образцов расплавов.

При интерпретации результатов не рассматривались излияния неоген-четвертичных базальтов [Tien et al., 2009], представленных на геологической карте западнее обсерватории. Это связано с тем, что геоэлектрический разрез в этой области слабодифференцированный, с одной стороны, из-за отсутствия здесь точек зондирования, с другой, — из-за сильного влияния массивных проводящих блоков восточнее обсерватории. В контексте рассмотрения магматических расплавов вполне приемлемо считать базальты внедрившимися в верхние слои ЗК из низов магматических камер. Думается, что при продолжении исследований и построении более детальной геоэлектрической модели района это окажется возможным.

Результаты, представленные в статье, основаны на записях магнитных вариаций, полученных на обсерватории Далат. Мы благодарны Парижскому институту физики Земли и Ханойскому институту геофизики Вьетнамской академии наук и технологий за поддержку функционирования обсерватории, а также INTERMAGNET за предоставление высококачественных записей магнитных вариаций.

Исследование выполнено при финансовой поддержке государственного задания по теме № 0211-2021-0015, регистрационный номер 121021500053-6.

ЛИТЕРАТУРА

Варенцов Ив.М., Соколова Е.Ю., Мартанус Е.Р., Наливайко К.В., Рабочая группа BEAR. Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли, 2003, № 2, с. 30—61.

Владимиров А.Г., Фан Л.А., Травин А.В., Михеев Е.И., Мурзинцев Н.Г., Анникова И.Ю. Геология и термохронология мелового магматизма Юго-Восточного Вьетнама // Тихоокеанская геология, 2020, т. 39, № 4, с. 16—37.

Вьетнам (mineral.ru) [Электронный ресурс] URL: <https://www.mineral.ru/Facts/world/116/137/index.html> (дата обращения: 21.11.2021).

Дунг Ч.Т., Куэ Б.К., Фьюнг Н.Х. Строение кайнозойского фундамента Южно-Китайского моря и прилегающих районов по результатам моделирования и интерпретации гравиметрических данных // Тихоокеанская геология, 2013, т. 32, № 4, с. 3—13.

Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1987, 438 с.

Новиков Д.А., Juен D.V., Van P.T.K., Харитонова Н.А. Гидрогеохимические особенности термальных вод Южного Трангбо (Центральный Вьетнам) // Тихоокеанская геология, 2018, т. 37, № 1, с. 77—93.

Никифоров В.М., Варенцов И.М., Шкабарня Г.Н., Каплун В.Б., Жуковин А.Ю., Куонг Д.Х. Магнитотеллурические исследования Северного Вьетнама в длиннопериодном диапазоне ($10 < T < 20\,000$ с) // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (9), с. 1266—1288.

Иванов П.В., Пушкарев П.Ю. Трехмерная инверсия рассчитанных на одиночном профиле магнитотеллурических данных // Физика Земли, 2012, № 11—12, с. 91—96.

Berdichevsky M.N., Dmitriev V.I. Models and methods of magnetotellurics. Berlin, Springer, 2008, 563 p., doi: 10.1007/978-3-540-77814-1.

Boteler D.H. A 21st century view of the March 1989 magnetic storm // Space Weather, 2019, v. 17 (10), p. 1427—1441.

Campanya J., Ogaya X., Jones A.G., Rath V., Vozar J., Meqbel N. The advantages of complementing MT profiles in 3-D environments with geomagnetic transfer function and interstation horizontal magnetic transfer function data: results from a synthetic case study // Geophys. J. Int., 2016, v. 207, p. 1818—1836.

Chen J., Gaillard F., Villaros A., Yang X., Laumonier M., Jolivet L., Unsworth M., Hashim L., Scaillet B., Richard G. Melting conditions in the modern Tibetan crust since the Miocene // Nat. Commun., 2018, v. 9, 3515, doi: 10.1038/s41467-018-05934-7.

Cuong N.T., Giang C.D., Thang T.T. General evaluation of the geothermal potential in Vietnam and the prospect of development in the near future // Proc. World Geotherm. Congr. Antalya, 2005, p. 24—29.

Dai L., Hu H., Li H., Jiang J., Hui K. Influence of temperature, pressure, and chemical composition on the electrical conductivity of granite // Am. Mineral., 2014, v. 99 (7), p. 1420—1428.

Dong H., Wei W., Jin S., Ye G., Jones A.G., Zhang L., Jing J., Xie C., Yin Y. Shaping the surface deformation of central and south Tibetan Plateau: Insights from magnetotelluric array data // J. Geophys. Res. B: Solid Earth, 2020, v. 125 (9), doi: 10.1029/2019jb019206.

Egbert G.D., Kelbert A. Computational recipes for electromagnetic inverse problems // Geophys. J. Int., 2012, v. 189, p. 251—267, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x.

Fyhn M.B.W., Boldreel L.O., Nielsen L.H. Geological development of the Central and South Vietnamese margin: Implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism // Tectonophysics, 2009, v. 478, p. 184—214.

Gaillard F., Scaillet B., Pichavant M. Evidence for present-day leucogranite pluton growth in Tibet // Geology, 2004, v. 32 (9), p. 801—804.

Gozzard S., Kuszniir N., Franke D., Cullen A., Reemst P., Henstra G. South China Sea crustal thickness and oceanic lithosphere distribution from satellite gravity inversion // Pet. Geosci., 2019, v. 25 (1), p. 112—128, doi: 10.1144/petgeo2016-162.

Guo H., Keppler H. Electrical conductivity of NaCl-bearing aqueous fluids to 900 °C and 5 GPa // J. Geophys. Res. B: Solid Earth, 2019, v. 124 (2), p. 1397—1411, doi: 10.1029/2018JB016658.

Guo X., Zhang L., Su X., Mao Z., Gao X.-Y., Yang X., Ni H. Melting inside the Tibetan crust? Constraint from electrical conductivity of peraluminous granitic melt // Geophys. Res. Lett., 2018, v. 45 (9), p. 3906—3913, doi: 10.1029/2018GL077804.

Hoang N., Flower M. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: Implication for origins of a ‘Diffuse Igneous Province’ // J. Petrol., 1998, v. 39 (3), p. 369—395.

INTERMAGNET Technical Reference Manual, Version 5.0.0 / Ed. B. St.-Louis // INTERMAGNET Operations Committee and Executive Council, 2020, doi: 10.48440/INTERMAGNET.2020.001 (accessed 21.01.2022).

Jorgensen M.R., Cuma M., Zhdanov M.S. 3D Joint inversion of magnetotelluric and magnetovariation data to image conductive anomalies in Southern Alberta, Canada. Paper presented at the 2015 SEG Annual Meeting. New Orleans, LA, October 2015.

Kelbert A., Meqbel N., Egbert G.D., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Comput. Geosci., 2014, v. 66, p. 40—53, doi: 10.1016/j.cageo.2014.01.010.

Li C.-F., Wang J. Variations in Moho and Curie depths and heat flow in Eastern and Southeastern Asia // *Mar. Geophys. Res.*, 2016, v. 37 (1), p. 1—20, doi: 10.1007/s11001-016-9265-4.

Li S., Unsworth M.J., Booker J.R., Wei W., Tan H., Jones A.G. Partial melt or aqueous fluid in the mid-crust of Southern Tibet? Constraints from INDEPTH magnetotelluric data // *Geophys. J. Int.*, 2003, v. 153 (2), p. 289—304, doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.01850.x.

Liu Y., Junge A., Yang B., Löwer A., Cembrowski M., Xu Y. Electrically anisotropic crust from three-dimensional magnetotelluric modeling in the Western Junggar, NW China // *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, 2019, v. 124, p. 9474—9494, doi: 10.1029/2019JB017605.

Löwer A., Junge A. Magnetotelluric transfer functions: phase tensor and tipper vector above a simple anisotropic three-dimensional conductivity anomaly and implications for 3D isotropic inversion // *Pure Appl. Geophys.*, 2017, v. 174, p. 2089—2101, doi: 10.1007/s00024-016-1444-3.

Luan P.T., Thanh D.D., Oksum E., Le Thi Sang. Estimation of Curie point depths in the Southern Vietnam continental shelf using magnetic data // *Vietnam J. Earth Sci.*, 2019, v. 41 (3), p. 216—228, doi: 10.15625/0866-7187/41/3/13830.

Martí A. The role of electrical anisotropy in magnetotelluric responses: from modelling and dimensionality analysis to inversion and interpretation // *Surv. Geophys.*, 2014, v. 35 (1), p. 179—218, doi: 10.1007/s10712-013-9233-3.

Nguyen P.H. Probabilistic seismic hazard assessment along the southeastern coast of Vietnam // *Nat. Hazard.*, 2001, v. 24 (1), p. 53—74.

Nguyen P.H., Pham T.T., Nguyen T.N. Investigation of long-term and short-term seismicity in Vietnam // *J. Seismol.*, 2019, v. 23 (5), p. 951—966, doi: 10.1007/s10950-019-09846-x.

Nguyen T.T.B., Satir M., Siebel W., Chen F. Granitoids in the Dalat zone, southern Vietnam: age constraints on magmatism and regional geological implications // *Int. J. Earth Sci.*, 2004, v. 93, p. 329—340, doi: 10.1007/s00531-004-0387-6.

Nong A.T.Q., Hauzenberger C.A., Gallhofer D., Dinh S.Q. Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Late Mesozoic igneous rocks from SW Vietnam–SE Cambodia: Implications for episodic magmatism in the context of the Paleo-Pacific subduction // *Lithos*, 2021, v. 390—391, art. 106101, doi: 10.1016/j.lithos.2021.106101.

Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set // *Rev. Geophys.*, 1993, v. 31 (3), p. 267—280.

Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J.O., O'Hara S., Melkonian A., Arko R., Weissel R.A., Ferrini V., Goodwillie A., Nitsche F., Bonczkowski J., Zemsky R. Global Multi-Resolution Topography synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2009, v. 10, Q03014, doi: 10.1029/2008GC002332.

Samrock F., Kuvshinov A., Bakker J., Jackson A., Fisseha S. 3-D analysis and interpretation of magnetotelluric data from the Aluto-Langano geothermal field, Ethiopia // *Geophys. J. Int.*, 2015, v. 202 (3), p. 1923—1948.

Shellnutt J.G., Lan C.-Y., Long T.V., Usuki T., Yang H.-J., Mertzman S.A., Iizuka Y., Chung S.-L., Wang K.-L., Hsu W.-Y. Formation of Cretaceous Cordilleran and post-orogenic granites and their microgranular enclaves from the Dalat zone, southern Vietnam: Tectonic implications for the evolution of Southeast Asia // *Lithos*, 2013, v. 182—183, p. 229—241, doi: 10.1016/j.lithos.2013.09.016.

Sims W.E., Bostick F.X. Discussion on “The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins” by Keeva Vozoff (*Geophysics*, February 1972, p. 98—114) // *Geophysics*, 1976, v. 41 (2), p. 325—328.

Siripunvaraporn W., Egbert G. WSINV3DMT: Vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2009, v. 173 (3—4), p. 317—329, doi: 10.1016/j.pepi.2009.01.013.

Son V.T., Minh L.H., Phuong N.H., Marquis G., Thanh N.H., Nam V.D., Vinh N.B., Quyen D.V., Thang N.C., Viet N.H. The results of deep magnetotelluric sounding for studying the Nha Trang-Tanh Linh fault // *J. Mar. Sci. Technol.*, 2017, v. 17 (4B), p. 123—129, doi: 10.15625/1859-3097/17/4B/13000, <http://www.vjs.ac.vn/index.php/jmst>.

Sun W., Dai L., Li H., Hu H., Liu C., Wang M. Effect of temperature, pressure, and chemical composition on the electrical conductivity of schist: Implications for electrical structures under the Tibetan Plateau // *Materials*, 2019, v. 12 (6), 961, doi: 10.3390/ma12060961.

Tien P.C., Ngoc N.L., Hung L.Q. Geological map of Cambodia, Laos and Viet Nam. Vietnam Institute of Geosciences and Mineral Resources, 2009.

Tietze K., Ritter O., Egbert G.D. 3-D inversion of the magnetotelluric phase tensor and vertical magnetic transfer function // *Geophys. J. Int.*, 2015, v. 203 (2), p. 1128—1148.

Tuyen D.V., Vu T.A., Thuong N.T.K. Geochemical characteristics of geothermal hot water sources on the territory of Vietnam // PROCEEDINGS, Thirty-Eighth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford University, Stanford, CA, February 24—26, 2014, SGP-TR-202.

Tyburczy J.A., Waff H.S. Electrical conductivity of molten basalt and andesite to 25 kbar pressure: geophysical significance and implications for charge transport and melt structure // *J. Geophys. Res.*, 1983, v. 88, p. 2413—2430.

Vu D.T., Bonvalot S., Bruinsma S., Bui L.K. A local lithospheric structure model for Vietnam derived from a high-resolution gravimetric geoid // *Earth Planets Space*, 2021a, v. 73 (92), doi: 10.1186/s40623-021-01415-2.

Vu D.T.A., Fanka A., Salam A., Sutthirat C. Variety of iron oxide inclusions in sapphire from Southern Vietnam: Indication of environmental change during crystallization // *Minerals*, 2021b, v. 11 (3), 241, doi: 10.3390/min11030241.

Vu T.A., Doan V.T., Anh T.T., Toan D.V., Phong L.H. Identification of geothermal reservoir from exploration data in the Bang hot spring area, Central Vietnam // *Vietnam J. Earth Sci.*, 2017, v. 39 (3), p. 289—302, doi: 10.15625/0866-7187/39/3/10590.

Wang Q., Hawkesworth C.J., Wyman D., Chung S.-L., Wu F.-Y., Li X.-H., Li Z.-X., Gou G.-N., Zhang X.-Z., Tang G.J., Dan W., Ma L., Dong Y.-H. Pliocene-Quaternary crustal melting in central and northern Tibet and insights into crustal flow // *Nat. Commun.*, 2016, v. 7 (1), 11888, doi: 10.1038/ncomms11888.

Wang X.-C., Li Z.-X., Li X.-H., Li J., Xu Y.-G., Li X.-H. Identification of an ancient mantle reservoir and young recycled materials in the source region of a young mantle plume: Implications for potential linkages between plume and plate tectonics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2013, v. 377—378, p. 248—259.

Xie C., Jin S., Wei W., Ye G., Jing J., Zhang L., Dong H., Yin Y. Middle crustal partial melting triggered since the mid-Miocene in southern Tibet: Insights from magnetotelluric data // *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, 2021, v. 126 (9), e2021JB022435, doi: 10.1029/2021JB022435.

Yang B., Egbert G.D., Zhang H., Meqbel N., Hu X. Electrical resistivity imaging of continental United States from three-dimensional inversion of EarthScope USArray magnetotelluric data // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2021, 576, 117244.

Zhao D., Toyokuni G., Kurata K. Deep mantle structure and origin of Cenozoic intraplate volcanoes in Indochina, Hainan and South China Sea // *Geophys. J. Int.*, 2021, v. 225, p. 572—588, doi: 10.1093/gji/ggaa605.