

УДК 550.37:550.343

Токтосопиев А.М., Гребенникова В.В.
Институт сейсмологии НАН КР,
г. Бишкек, Кыргызстан

ИССЛЕДОВАНИЕ РАЗЛОМА СДВ – ЗОНДИРОВАНИЕМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАДИОПЕРЕДАТЧИКОВ

Аннотация. В статье приведены результаты измерений относительного электрического сопротивления горных пород ($\rho_{эфф}$) СДВ-зондированием (СДВЗ) в зоне Тасминского сейсмоактивного разлома в целях определения ширины разлома.

Ключевые слова: сейсмоактивный разлом, ширина разлома, СДВ-зондирование (СДВЗ), относительное электрическое сопротивление, горные породы.

СДВ – ЗОНДОО ЖОЛУ МЕНЕН ЖАРАКАНЫ ИЗИЛДӨӨДӨ РАДИО ӨТКӨРГҮЧТӨРДҮ КОЛДОНУУ

Кыскача мазмуну. Макалада жараканын туурасын аныктоо үчүн Тасминский сейсмикалык активдүү жаракасынын зонасында СДВ-зонддоосу (СДВЗ) менен тоо тектердин салыштырмалуу электр каршылыгын ($\rho_{эфф}$) өлчөөлөрдүн натыйжалары берилген.

Негизги сөздөр: сейсмикалык активдүү жарака, жарака туурасы, СДВ-зонасы (СДВЗ), салыштырмалуу электрдик каршылык, тоо тектери.

STUDY OF THE SDV FAULT – PROBING USING RADIO TRANSMITTERS

Abstract. The article presents the results of measurements of the relative electrical resistance of rocks ($\rho_{эфф}$) by SDW sounding (SDVZ) in the zone of the Tasminsky seismically active fault in order to determine the width of the fault.

Keywords: seismically active fault, fault width, SDW sounding (SDVZ), relative electrical resistance, rocks.

Известно, что геологический разлом сам может быть источником импульсного электромагнитного излучения в период сейсмической активности. Однако, для организации пунктов регистрации параметров электромагнитных полей, важно знать ширину зоны разлома - ширину его области активного динамического влияния (ОАДВР). В сейсмологии при анализе сейсмически опасных приразломных зон коры и литосферы оценка ширины ОАДВР имеет большое практическое значение. На сегодняшний день информация, по количественной оценке, ширины ОАДВР крупных разломов остаётся малоизученным параметром, т.е. для разломов большой протяжённости определение их латеральных границ по комплексу признаков носит всегда приблизительный характер. Один из геофизических параметров для определения их латеральных границ является изменения относительного электрического сопротивления горных пород $\rho_{эфф}$ в зоне разломов.

Для определения сопротивления горных пород $\rho_{эфф}$ в зоне разлома нами использовался один из методов высокочастотного электромагнитного поля – метод сверхдлинноволнового зондирования (ОДВЗ), который является модификацией метода Радиокипы (радиокомпарирования и пеленгации), разработанного А.Г. Тарховым [1]. Метод радиокипы описан во многих литературах по электроразведке. Поэтому остановимся вкратце только на методе СДВ - зондирования (СДВЗ).

В методе СДВЗ используются поля сверхдлинноволновых радиостанций, имеющих частоты 10-30 кГц. Сверхдлинные волны имеют ряд преимуществ:

- увеличенную глубинность, связанную с понижением частоты;
- небольшое затухание поля даже при расстояниях в тысячи километров от радиостанции;
- малые вариации первичного поля;
- преобладание токов проводимости, над токами смещения практически для всех горных пород.

На больших расстояниях от передатчика амплитуда поля убывает медленно, и она распространяется в виде плоской, вертикально поляризованной волны параллельно поверхности земли. Для такой волны входной импеданс полупространства Z_1 определяют по формуле [1]:

$$Z_1 = \frac{E_z}{H_\varphi} \quad (1),$$

где E_z - радиальная компонента электрического поля, H_φ - горизонтальная, азимутальная компонента магнитного поля.

Измеряя Z_1 , можно определить сопротивление среды [1]:

$$r = \frac{1}{m_0 w} |Z_1|^2 \quad (2).$$

Или упрощённый вид [1]:

$$r = 60I |Z_1|^2 \quad (3).$$

Вследствие всех эффектов, возникающих по причине неоднородности геоэлектрического разреза, магнитное поле сдвинуто по фазе относительно электрического на угол φ .

Для волн СДВ диапазона глубину проникновения волны h , при котором волна на поверхности земли H_0 ослабевает, проникая в землю, до величины H_n определяют по формуле [2]:

$$h \approx 0.07 \sqrt{\frac{I}{s}} \lg \frac{H_0}{H_n}.$$

Активным по [2] считается слой почвы, в котором погружающееся поле упало примерно в 5 - 6 раз, поэтому для толщины активного слоя почвы формула примет вид:

$$h \approx 0.05.$$

Но в других материалах [1 и 2] за критерий активного слоя принимают слой почвы, в котором поле затухает в 2,7 раза, а по фазе отстаёт на один радиан:

$$h = 0.03 \sqrt{I_0 \rho_{уд}} = 0.03 \sqrt{\frac{I}{s}},$$

где $\rho_{уд}$ – удельное сопротивление Ом/м.

$$h_{max} = \sqrt{\frac{2\rho_{уд}}{wm_0}} = \delta_3,$$

где δ_3 – глубина скин - слоя.

Определения сопротивления горных пород $\rho_{эфф}$ проводились в зоне Тасминского разлома (№33), который имеет северо-западное простирание протяжённостью (L) около 150 км с глубиной проникновения 5-20 км. Разлом начинается от озерной ванны оз. Иссык-Куль и прослеживается по тыловым швам среднеплейстоценовой террасы севернее перевала Санташ, параллельно подножью хребта Чубарджон. Время заложения разлома AQ, амплитуда вертикального поднятия 400-1000 м, скорость поднятия 0.01-

0.03А мм/год за P-N-Q. По своей морфологии он относится к взбросу, сместитель которого падает в южных румбах [3, 4].

Согласно карте сейсмического районирования Кыргызской Республики, изданной в 2012 г., разлом территориально расположен в 9-ти балльной зоне с возможными магнитудами будущих землетрясений от 6.5 до более 8 [5]. Расположение эпицентров исторических и современных сильных ($M \geq 6.0$) землетрясений в радиусе 100 км от разлома в пределах координат $\varphi = 42.00^\circ - 43.50^\circ N$ и $\lambda = 76.50^\circ - 79.75^\circ E$ показано на рисунке 1.

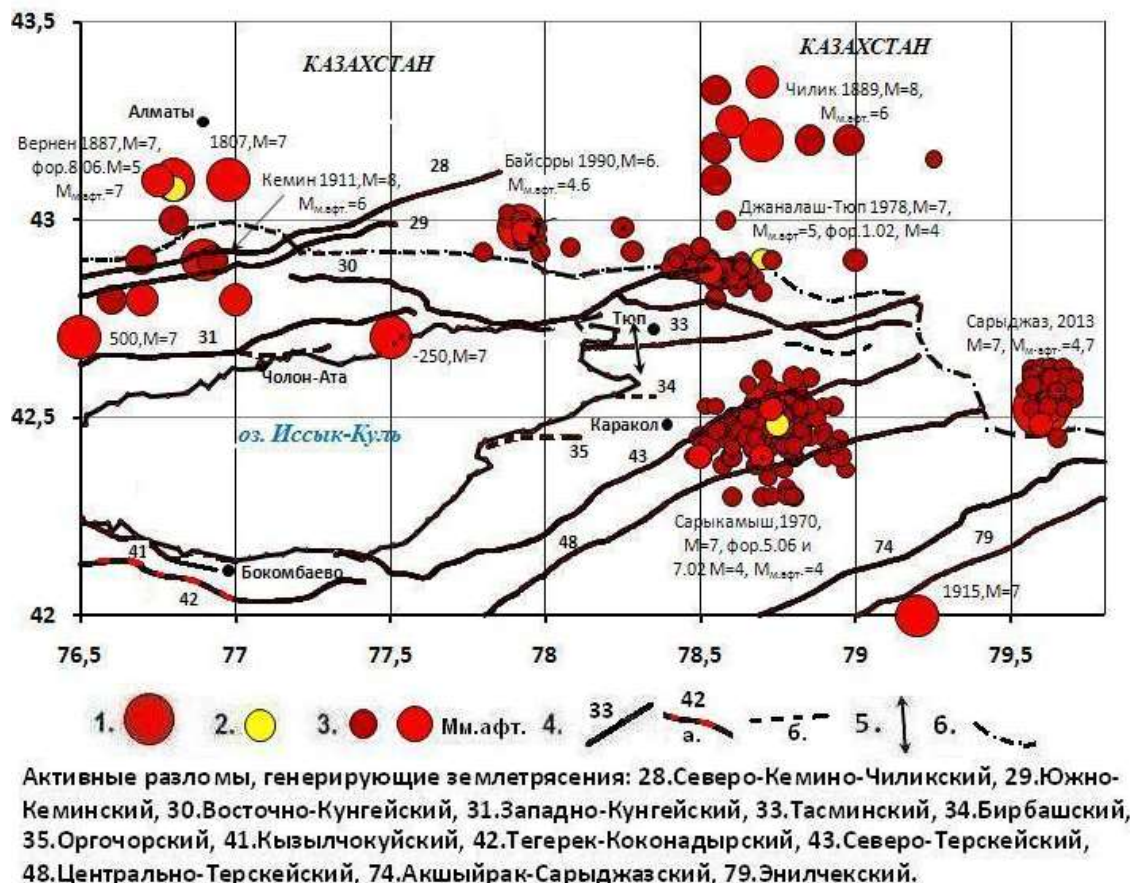


Рисунок 1. Карта эпицентров исторической, инструментальной сейсмичности ($M \geq 6.0$) и активных разломов в пределах координат $\varphi = 42.00^\circ - 43.50^\circ N$ и $\lambda = 76.50^\circ - 79.75^\circ E$. 1. Эпицентры землетрясений (величина радиуса эпицентра отображает значение энергетического класса - K_R) с $K_R \geq 15.0$ - красные кружочки [6], 2. форшоки с $K_R \geq 8.0$ - жёлтые кружочки, 3. афтершоки с $K_R \geq 8.0$ - бордовые кружочки [7], красным цветом отмечены максимальные афтершоки [7]. 4. Активные разломы, генерирующие землетрясения [8] - а. сегменты активного разлома, б. активные разломы; 5. Профиль измерения $\rho_{эфф}$ и φ с шагом 50 м при перпендикулярном пересечении Тасминского разлома (№33); 6. Государственная граница.

Из рисунка 1 видно, что в радиусе ≈ 80 км от профиля измерения относительного электрического сопротивления горных пород $\rho_{эфф}$ и φ , разлом охватывает очаговые области землетрясений: Чиликского 1889 г. ($M=8.3$), Джаналаш-Тюпского 1978 г. ($M=7.0$), Байсорунского 1990 г. ($M=6.0$) и Сарыкамьшского 1970 г. ($M=7.0$). Все землетрясения сопровождались повторными толчками – афтершоками, отличающихся пространственными размерами области их распространения, продолжительностью афтершокового процесса и его интенсивности во времени (таблица 1).

Таблица 1 - Каталог «форшоков» и сильных афтершоков землетрясений Чиликского 1889 г., Сары-Камышского 1970 г., Джаналаш-Тюпского 1978 г. и Байсорунского 1990 г.

Дата г.м.д	Время ч.м.с	Название землетрясения, регион	Ю – интенсивность	Координаты		Глубина (h, км)	M _{ЛН}	K _R
				φ° N	λ° E			
1889.07.11	22 14±10	Чилик, Казахстан	10	43.20	78.70	40	8.3	18
1889.07.11	01 30	афт.				30	5.5	13.8
1889.07.14	02 30	афт.				30	6.0	15.0
1889.08.16		афт.					5.5	13.8
1889.08.17	06 15	афт.				15	6.0	15.0
1889.08.18	05 32	афт.				32	5.5	13.8
1889.11.11	17	афт.					5.5	13.8
1970.06.05	04 42 02	<i>фор. Сары-Камыш</i>		42.52	78.73		4.1	11.4
1970.06.05	04 53 05	Сары-Камыш, Кыргызстан	8-9	42.52	78.73	15	6.8	15.6
1970.06.05	06 28 45	афт.		42.40	78.50	6	3.9	11.0
1970.06.05	07 29 33	афт.		42.40	78.22	6	3.9	11.0
1970.06.05	14 04 18	афт.		42.40	78.70	6	3.9	11.0
1970.06.05	23 38 14	афт.		42.50	78.80	6	3.9	11.0
1970.06.06	15 39 52	афт.		42.40	78.80	6	3.9	11.0
1978.02.01	00 48 18	<i>«фор.» Джаналаш-Тюп</i>		42.90	78.90		3.8	10.0
1978.03.24	21 05 49	Джаналаш-Тюп, пригран.терр.	8-9	42.87	78.58		7.0	15.6
1978.03.24	23 50 01	афт		42.87	78.65	20	4.4	12.0
1978.03.25	02 25 19	афт		42.85	78.55	20	5.0	12.0
1978.03.26	08 51 25	афт		42.87	78.53	20	5.0	12.3
1978.03.26	22 59 40	афт		42.90	78.42	15	4.7	12.0
1978.03.30	04 00 02	афт		42.87	78.50	15	4.4	12.0
1990.11.12	12 28 52	Байсоры, Казахстан	8	42.98	77.92	15	6.4	15.0
1990.11.12	12 41 22	афт.		42.95	77.93		3.8	10.8
1990.12.28	00 26 15	афт.		42.97	77.93		4.6	11.6

В качестве примера на рисунке 2 приведено пространственно-временное распределение эпицентров землетрясений с $K_R \geq 6.0$ в пределах координат $\varphi=42.00^\circ-43.50^\circ N$ и $\lambda=76.50^\circ-79.75^\circ E$, за девять месяцев (с 6.06.1977 г. по 24.03.1978 г.) до Джаналаш-Тюпского землетрясения 1978 г. с $K_R=15.6$, $M=7.0$.

Из рисунка 2 видно, что за девять месяцев (с 6.06.1977 г. по 24.03.1978 г.) до основного толчка, в распределении землетрясений $K_R \geq 6.0$ выделяется активная область, в направлении с юго-запада на северо-восток к очаговой области Чиликского землетрясения 1889 г. ($M=8.0$). С января 1978 г., за три месяца до землетрясения наступил период активизации с проявлением землетрясений с $K_R \geq 8.0$, который мог выражать вероятность ожидаемого сильного землетрясения в среднесрочном плане.

Измерения проводились на установке СДВР - 4, применяемой в геофизической разведке по методу Радиокип (разработка ЦНИГРМ Мин. Гео.СССР) с полосой пропускания 170 гГц на приемник на частоте 15.1 кГц и на установке ИПИ - 300 совместно с сотрудниками Томского государственного университета: Поповым Л.Н., Захарченко В.Н.

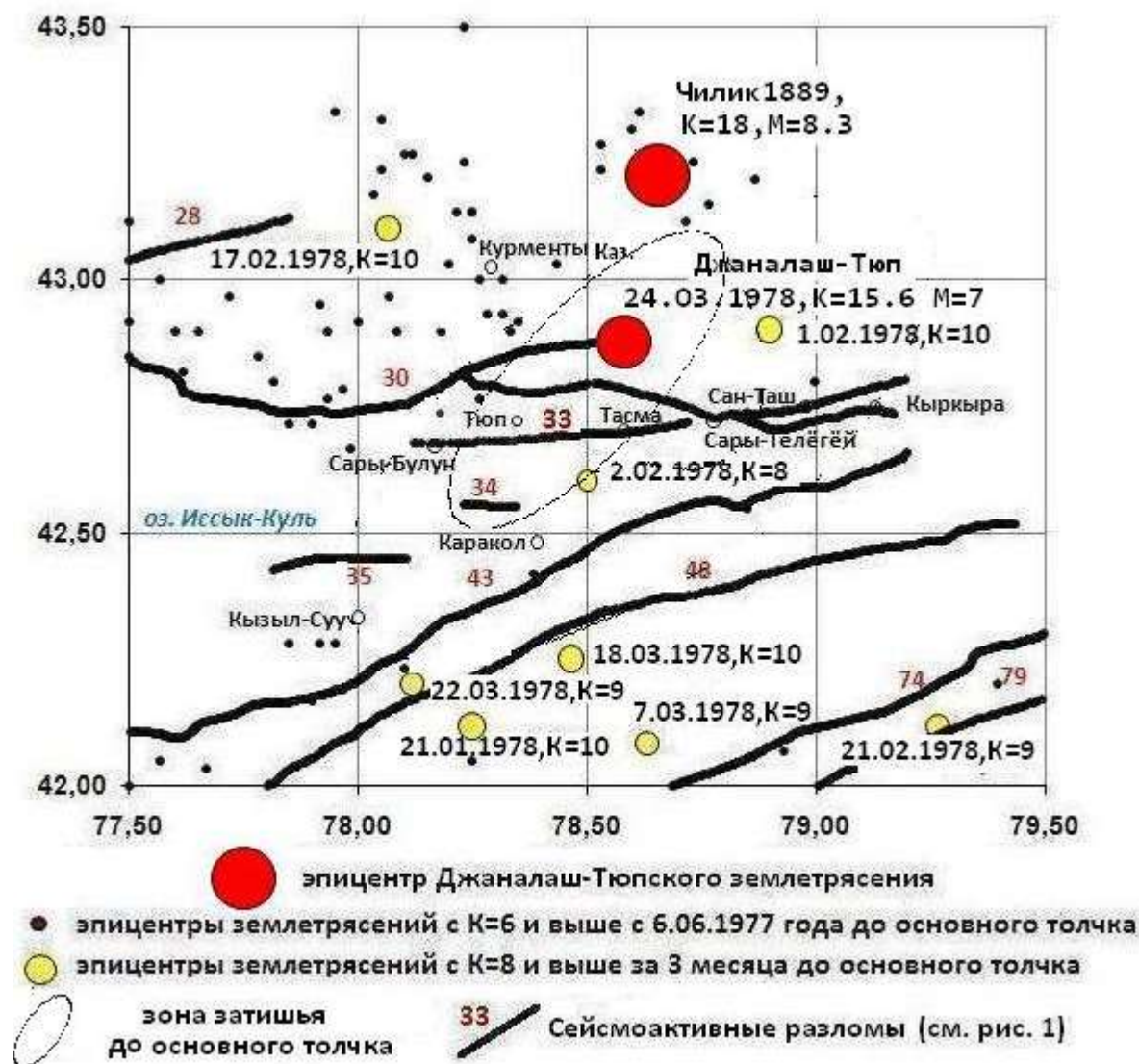


Рисунок 2. Подготовка Джаналаш-Тюпского землетрясение 1978 г., M=7.0.

Регистрировались амплитуда СДВ – сигналов горизонтальной составляющей электрического и магнитного компонент. Измерения проводились при перпендикулярном пересечении разлома (с шагом 50 м) разность фаз между E_z и H_ϕ составляющими поля и модуль импеданса Z_1 , по которому находилось электрическое сопротивление среды. По $\rho_{эфф}$ можно судить об эквивалентной средней плотности поверхности пород, по ϕ - однородность поверхностного слоя. Измерения показали, что полученные результаты позволяют определить границы разлома. На рисунке 3 приведены графики изменения $\rho_{эфф}$ и ϕ по профилю Тасминского разлома (№33).

Из рисунка 3 видно, что в зоне разлома было характерное увеличение относительного сопротивления по сравнению с общим фоновым уровнем. Параллельные исследования фазового сдвига между E_z и H_ϕ составляющими СДВ - сигнала, также показали изменения фазы в приграничных слоях разлома.

Определив точки с резкими изменениями значений ($\rho_{эфф}$), сдвига фаз и замерив, расстояние между ними, можно с наибольшей вероятностью судить о ширине разлома. В нашем случае ширина Тасминского разлома (№33) составила 160 м, когда геологи предполагают 400 м. Повторные измерения в зоне разлома показали устойчивость полученных результатов.

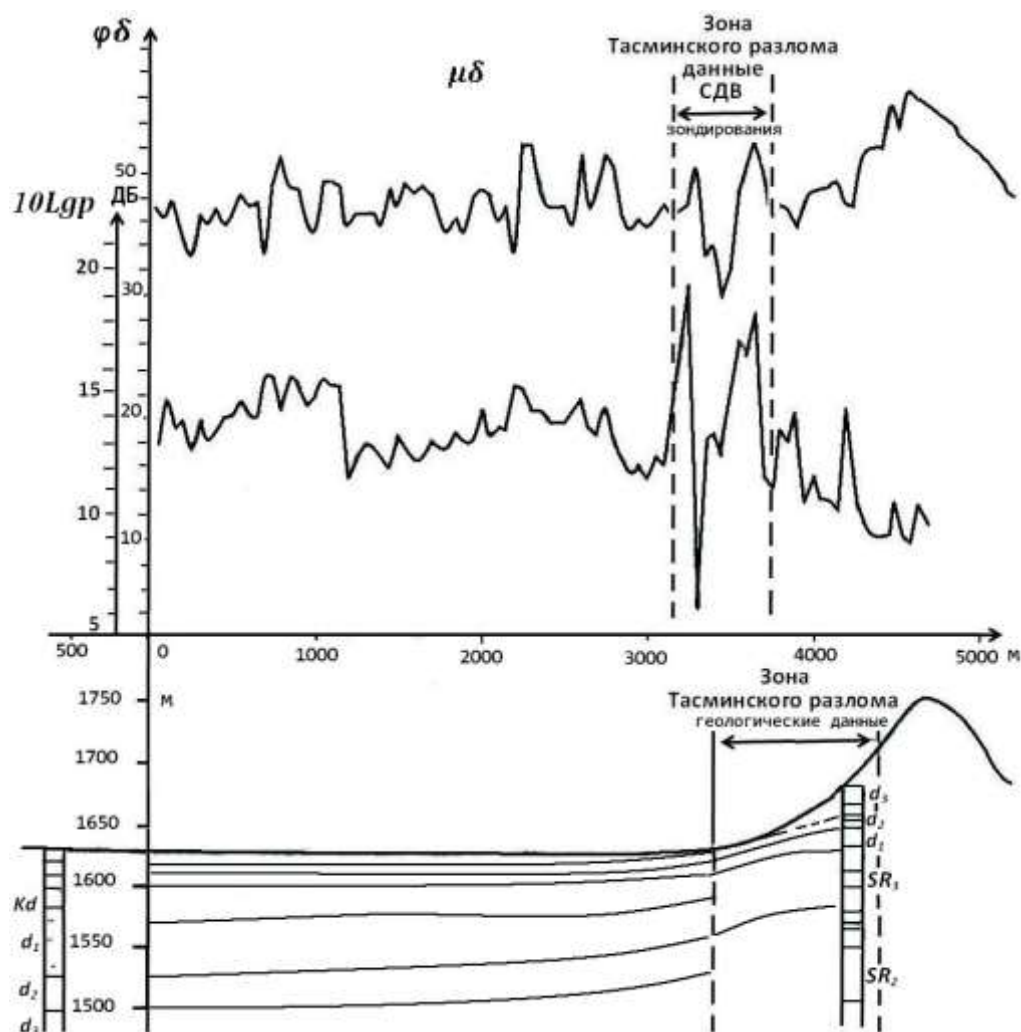


Рисунок 3. График изменения $\rho_{эфф}$ и φ по профилю Тасминского разлома (№33).

Выводы

1. Измерения относительного электрического сопротивления горных пород ($\rho_{эфф}$) в зоне Тасминского разлома с использованием установки СДВР - 4, позволили точнее определить его ширину, и определить, что в зоне разлома характерно увеличение относительного электрического сопротивления по сравнению с общим фоновым уровнем.
2. Тасминский разлом, расположенный в сейсмоактивной зоне, является одним из объектов электромагнитного мониторинга. К северу от него, на территории, относящейся к Северо-Иссыккульской сейсмоактивной зоне, расположены очаговые области Джаналаш-Тюпского 1978 г., $I_0=8-9$ и Байсорунского 1990 г., $I_0=8$. В Южно-Иссыккульской (Терской) сейсмоактивной зоне, расположен очаг Сарыкамышского землетрясения 1970 г., $I_0=8-9$ баллов.
3. Для электромагнитного мониторинга сейсмической активности целесообразно применять высокоточные методы АМТЗ (аудиомагнитотеллурических зондирований). В настоящее время в источниках [9-11] показано, что результаты таких наблюдений могут быть

использованы для изучения закономерностей вариаций ρ_k и выделить нестационарную часть сигнала, связанную с излучением очаговых зон.

4. Высокая точность измерений кажущегося сопротивления (не менее 1%) с использованием современной аппаратуры АМТЗ совместно E_z и H_ϕ - составляющими СДВ - сигнала, может использоваться для мониторинга напряженно-деформированного состояния горных пород и прогнозирования землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Электроразведка // Под ред. Тархова А.Г. Москва: Недра, 1979. - 400с.
2. Аузип А.К. Электроразведка. – Москва: Недра, 1977. - 350 с.
3. Лемзин И.Н. Разломы Кыргызской части Тянь-Шаня. – Бишкек, Илим, 2005. - 60 с.
4. Трофимов А.К. Новейшая тектоника района Сарыкамышского землетрясения. – Фрунзе: Изв. АН Кирг.ССР, № 5, 1973.
5. Абдрахматов К.Е., Джанузаков К.Д., Фролова А.Ф., Погребной В.Н. Карта Сейсмического районирования территории Кыргызской Республики. Масштаб 1:1 000 000. – Бишкек. 2011; Объяснительная записка. – Бишкек. 2012. - 51 с.
6. Абдрахматов К.Е., Берёзина А.В., Уокер Р., Фролова А.Г., Грюцнер К., Гребенникова В.В. и др. Землетрясения Кыргызстана. – Бишкек. 2022. - 205 с.
7. Каталог землетрясений Института сейсмологии Национальной Академии Наук Кыргызской Республики за 1970 - 2014 гг. Фонды Института сейсмологии НАН КР
8. Абдрахматов К.Е., Омуралиев У.Т., Омуралиев М., Омуралиева А. Сейсмическая опасность населенных пунктов и стратегических сооружений Кыргызской Республики. – Бишкек. 2019. - 98 с.
9. Сараев А.К., Головенко В.Б., Ларионов К.А., Смирнова Т.Е. Аппаратура аудиоманнитотеллурических зондирований АКФ-4М // Индустрия. 2003. № 3. 110 с.
10. Saraev A.K., Pertel M.I., Bakirov K.B., Larionov K.A. AMT-monitoring of seismic activity using ACF-4M system // The 6th China International Geo-electromagnetic Workshop. – Beijing, China, 7-10 Nov., 2003.
11. Saraev A.K., Pertel M.I., Bakirov K.B. Monitoring of the stress-strain state of rocks using natural electromagnetic fields of the audio frequency range // 17th EM Induction workshop. – Hyderabad, India, Okt. 18-23, 2004.

Рецензент: к.т.н. Камчибеков М.П.