

# **Badanie zjawisk elektromagnetycznych występujących na osuwiskach**

**Krzysztof Maniak**

**Wrocław 2007**

Składam podziękowania mojemu Promotorowi dr. hab. inż. Andrzejowi Prałatowi. Chcę też podziękować Panom dr inż. Grzegorzowi Beziukowi oraz mgr. inż. Stanisławowi Wójtowiczowi za nieocenioną pomoc w opracowaniu i wykonaniu aparatury pomiarowej, jak również za udział w przeprowadzonych pracochłonnych pomiarach terenowych.

Odrębne podziękowania chciałbym złożyć firmom i instytucjom, które umożliwiły mi wykonanie pomiarów na terenach osuwiskowych będących pod ich zarządem.

W kolejności alfabetycznej są to:

- Ekologiczne Centrum Utylizacji w Jaroszowie
- Slovenskie Magnezitove Zavody sp. z.o.o. w Jelšawie (Republika Słowacka)
- Stacja Naukowo - Badawcza Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk w Szymbarku
- Wydział Gospodarki Komunalnej i Ochrony Środowiska Urzędu Miasta w Nowym Sączu

Krzysztof Maniak

## Spis treści:

Wykaz oznaczeń.....	5
<b>1. Wprowadzenie.....</b>	<b>8</b>
<b>2. Definicja problemu – podstawowe pojęcia i metody badawcze.....</b>	<b>11</b>
<b>3. Źródła i mechanizmy generacji emisji elektromagnetycznej osuwisk.....</b>	<b>25</b>
3.1. Mechanizmy generacji samoistnych pól elektromagnetycznych z osuwisk.....	25
3.2. Stanowisko laboratoryjne do badania emisji elektromagnetycznej frakcji osuwisk.....	35
3.3. Badania emisji elektromagnetycznej wybranych frakcji osuwisk.....	43
3.3.1. Badanie próbek piaskowca.....	44
3.3.2. Badanie próbek dolomitu szarego.....	46
3.3.3. Badanie próbek magnezytu.....	48
3.3.4. Badanie próbek żwiru i piasku.....	50
3.3.5. Badanie próbek piasku i iłu.....	52
3.4. Podsumowanie.....	52
<b>4. Propagacja fali elektromagnetycznej w ośrodkach.....</b>	<b>56</b>
4.1. Dipol magnetyczny umieszczony w przestrzeni swobodnej.....	57
4.2. Dipol magnetyczny umieszczony w jednorodnym ośrodku półprzewodzącym.....	60
4.3. Padanie fali elektromagnetycznej na granicę dwóch ośrodków.....	63
<b>5. Metody i systemy pomiarowe.....</b>	<b>67</b>
5.1. System pomiarowy do badania naturalnej emisji elektromagnetycznej osuwisk.....	67
5.2. Układ do pomiarów elektrooporowych.....	81
5.3. Układ do pomiaru impedancji wzajemnej układu anten w konfiguracji koplarniej.....	82
5.4. Układ do pomiaru potencjałów własnych na osuwiskach.....	84
<b>6. Pomiary samoistnej emisji zmiennych pól magnetycznych na obszarach osuwisk.....</b>	<b>87</b>
6.1. Lokalizacja badanych osuwisk.....	87
6.2. Organizacja i sposób prowadzenia pomiarów.....	89

6.3. Pomiary na osuwisku Kawiory w Szymbarku koło Gorlic.....	92
6.3.1. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu Teresa.....	93
6.3.2. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu Witold.....	94
6.3.3. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu Wojciech.....	95
6.3.4. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu Lesław.....	96
6.4. Pomiary na osuwisku Falkowa w Nowym Sączu.....	97
6.4.1. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu O1.....	99
6.4.2. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu O2.....	99
6.4.3. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu O3.....	100
6.5. Pomiary osuwiska skalnego w miejscowości Jelsáva.....	100
6.5.1. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu J43.....	102
6.5.2. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu J129.....	102
6.5.3. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu J133.....	103
6.5.4. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu J135.....	103
6.6. Pomiary na osuwisku Halina w Jaroszowie.....	104
6.6.1. Rejestracja natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertów pomiarowych.....	106
6.6.1.1. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu B1.....	106
6.6.1.2. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu B2.....	114
6.6.1.3. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu B3.....	116
6.6.2. Pomiary elektrooporowe.....	124
6.6.2.1. Sondowanie elektrooporowe wzdłuż odwiertu B1.....	125
6.6.2.2. Sondowanie elektrooporowe wzdłuż odwiertu B2.....	125
6.6.2.3. Sondowanie elektrooporowe wzdłuż odwiertu B3.....	126
6.6.3. Pomiary rezystywności pozornej układem anten w konfiguracji koplarnarnej.....	126
6.6.4. Pomiary rozkładu potencjałów własnych na obszarze osuwiska.....	127
6.6.5. Pomiary przemieszczenia reperów.....	128
6.7. Podsumowanie prac pomiarowych.....	130
<b>7. Zakończenie.....</b>	<b>135</b>
<b>Wykaz literatury.....</b>	<b>138</b>
<b>Dodatek – Dokumentacja fotograficzna aktywności osuwiska Halina w Jaroszowie.....</b>	<b>146</b>

## Wykaz oznaczeń

$\vec{A}$  – magnetyczny potencjał wektorowy

$\vec{B}$  – wektor indukcji magnetycznej

$c = 3 \cdot 10^8$  [m/s] – prędkość światła

$C$  – pojemność kondensatora

$d$  – odległość geometryczna

$\Delta d$  – przemieszczenie warstw osuwiska

$e$  – ładunek elementarny  $1,60219 \cdot 10^{-19}$  [C]

$\vec{E}$  – pole elektryczne

$f$  – częstotliwość

$f_0$  – częstotliwość środkowa

$f_d$  – częstotliwość dolna graniczna, – 3 [dB]

$f_g$  – częstotliwość górna graniczna, – 3 [dB]

$2\Delta f = f_g - f_d$  – pasmo przenoszenia

$f_{rez}$  – częstotliwość rezonansowa

$\vec{F}$  – siła

$g$  – głębokość

$h$  – wysokość

$h_{sk}$  – wysokość skuteczna anteny

$\vec{H}$  – pole magnetyczne

$H_r, H_\varphi, H_\theta$  – składowe pola magnetycznego w układzie współrzędnych sferycznych

$H_x, H_y, H_z$  – składowe pola magnetycznego w układzie współrzędnych kartezjańskich

$I$  – natężenie prądu elektrycznego

$\vec{J}_c$  – gęstość prądu elektrycznego

$\vec{J}_v$  – gęstość przepływu strumienia cieczy

$\vec{k}$  – wektor falowy

$k_B = 1,380662 \cdot 10^{-23}$  [J/K] – stała Boltzmana

$K_U$  – wzmacnienie napięciowe

$l$  – długość

$L$  – indukcyjność cewki

$\vec{m}$  – dipolowy moment magnetyczny

$n$  – koncentracja jonów w elektrolicie

$N$  – liczba impulsów

$p$  – ciśnienie

$\vec{p}$  – elektryczny moment dipolowy

$P$  – wektor polaryzacji elektrycznej (polaryzacja)

PEE – Pulsed Electromagnetic Emission

PVEP – zob. PEE

$q$  – ładunek elektryczny

$Q$  – dobroć obwodu, cewki

$r$  – promień okręgu, odległość punktu obserwacji od źródła fali elektromagnetycznej

$R$  – rezystancja

$S$  – powierzchnia

SEM – siła elektromotoryczna

$SEM_A$  – siła elektromotoryczna wytworzona w antenie

$t$  – czas, temperatura

$T$  – okres

$U$  – napięcie

$W$  – energia

$V$  – potencjał elektryczny

$v$  – prędkość liniowa

$v_P$  – prędkość pełznięcia osuwiska

$z$  – liczba zwojów

$Z$  – impedancja

$Z_0 = 120\pi$  [ $\Omega$ ] – impedancja wzajemna układu anten w wolnej przestrzeni

$Z_W$  – impedancja wzajemna układu anten

$\alpha$  – kąt

$\gamma$  – liczba falowa ośrodka

$\Gamma$  – współczynnik odbicia

$\epsilon$  – przenikalność elektryczna

$\epsilon_0$  – przenikalność elektryczna próżni  $1/(4\pi \cdot 9 \cdot 10^9)$  [F/m]

$\zeta$  – potencjał elektrokinetyczny

$\eta$  – lepkość cieczy

$\lambda$  – długość fali

$\mu$  – przenikalność magnetyczna

$\mu_0$  – przenikalność magnetyczna próżni  $4\pi \cdot 10^{-7}$  [H/m]

$\pi = 3,14159\dots$

$\Pi$  – parametr porowatości ośrodka

$\rho$  – rezystywność pozorna

$\sigma$  – konduktywność

$\tau$  – stała czasowa

$\chi$  – podatność elektryczna

$\omega$  – pulsacja

## 1. Wprowadzenie

Badanie osuwisk jest częstym i istotnym przedmiotem prac podejmowanych głównie przez geofizyków i geologów. Działania te wynikają z faktu znacznego zagrożenia osiedli mieszkalnych i innej infrastruktury człowieka aktywnością usytuowanych w ich pobliżu osuwisk. Nie sposób bowiem na obecnym poziomie wiedzy dotyczącej rozwoju i dynamiki osuwisk określić dostatecznie dokładnie czasu i miejsca, w którym nastąpi osunięcie. Istnieją oczywiście specyficzne czynniki sprzyjające rozwojowi osuwisk, takie jak budowa geologiczna terenu, rozptyw wód podziemnych, sezonowa intensywność opadów atmosferycznych itp. Czynniki te w przypadku aktywnych osuwisk są cyklicznie monitorowane. Nadal jednak poszukiwane są nowe metody badawcze mogące stanowić wiarygodne zwiastuny aktywności osuwisk.

Problem związany z zagrożeniem aktywnością osuwisk stał się szczególnie istotny w naszym kraju po serii intensywnych opadów oraz powodzi, które wystąpiły w 1997 roku i później [88]. Wtedy to uaktywniło się i odnowiło wiele osuwisk, szczególnie w województwach południowo-wschodniej Polski. W regionie tym występuje największa liczba osuwisk. Bezpośrednim następstwem tych zdarzeń było wystąpienie szeregu osunięć, powodując znaczne straty materialne w indywidualnych gospodarstwach oraz poważną degradację sieci dróg i innej infrastruktury publicznej. Z perspektywy lat okazało się jednak, że o wiele groźniejsze w skutkach są osuwiska, w których w wyniku znacznego nawodnienia i wypłukania warstw wewnętrznych została naruszona ich stabilność. Osuwiska te uaktywniają się w sposób przypadkowy, głównie po większych opadach atmosferycznych, stanowiąc ciągłe zagrożenie do dziś. W celu rozwiązania problemu zagrożeń ze strony osuwisk lub przynajmniej znacznej jego minimalizacji w 2001 roku uruchomiono ogólnopolski program rządowy o nazwie „Ochrona Przeciwosuwiskowa”. W ramach programu przeznaczono znaczne środki pieniężne na prace związane z badaniem, monitorowaniem oraz zabezpieczeniem osuwisk. Programem objęto też projekty działań związanych z likwidacją szkód spowodowanych przez aktywność osuwisk. Głównie były to prace związane z naprawą, zabezpieczeniem i przebudową dróg, oceną przydatności oraz ewentualnym remontem budynków uszkodzonych przez osunięcia. Równolegle w latach 2001÷2004 zrealizowany został międzynarodowy program badawczy „ALARM” (Assesment of Land Risk and Migration in the Mountain Area), mający za zadanie wypracowanie skutecznych metod zapobiegania i wczesnego informowania o zagrożeniu osuwiskowym [65]. W pracach brały udział zespoły naukowców z Polski, Francji i Włoch. Całość badań finansowano ze środków V Programu Ramowego Unii Europejskiej i KBN.

Obecnie w Polsce w pracach związanych z badaniem i monitorowaniem osuwisk stosuje się głównie tradycyjne, wykorzystywane od lat metody geofizyczne, takie jak wgłębne profilowanie inklinometryczne oraz pomiar przemieszczenia sieci stałych reperów\* powierzchniowych umieszczonych na stoku badanego osuwiska. Wymienione metody, szczególnie metoda inklinometryczna, posiadają niewątpliwe zalety, do których należy zaliczyć jednoznaczność i pewność interpretacji wyniku pomiaru. Jako główną wadę tych metod można wskazać długotrwałość cyklu pomiarowego, sięgającego niekiedy kilku miesięcy. Ponadto nie jest możliwe przy ich pomocy ciągłe monitorowanie zachodzących wewnątrz osuwiska procesów geodynamicznych, a tylko cykliczny pomiar przemieszczenia wybranych punktów wewnątrz i na powierzchni osuwiska.

---

\* **reper** – stabilizowany punkt wysokościowej osnowy geodezyjnej, dla którego wyznaczono wysokość w przyjętym układzie odniesienia



Równocześnie wykorzystywane są nowe metody, dotychczas nie stosowane w geofizyce lub stosowane w praktyce badawczej, a nie wykorzystywane do monitorowania osuwisk. Przykładem może być znaczny w ostatnich latach wzrost zainteresowania metodami georadarowymi GPR, jak i technikami śledzenia przemieszczeń osuwisk wykorzystującymi system GPS. Nowe metody badawcze są o tyle cenne, że w przeciwieństwie do większości tradycyjnych metod geofizycznych, umożliwiają ciągłe monitorowanie osuwiska. Na podstawie otrzymanych wyników i dzięki zastosowaniu odpowiednich modeli i algorytmów możliwe jest typowanie z różnym skutkiem miejsca i czasu wystąpienia zachwiania stabilności struktury osuwiska, co jest częstym początkiem (prekursorem) procesu osuwiskowego. Praktyka pokazuje, że tego typu podejście w prognozowaniu aktywności osuwiska jest niewystarczające. Poszukuje się więc kolejnych metod, umożliwiających ciągłe śledzenie rozwoju i zmian procesów zachodzących wewnątrz osuwisk. Jak dotąd problem ten nie został zadowalająco rozwiązany, pozostając nadal otwartym.

Uznać należy więc problem badania osuwisk za istotny i wart podjęcia na łamach rozprawy doktorskiej, mając na uwadze zapoczątkowane ostatnio w Czechach i Niemczech badania samoistnej emisji pól elektromagnetycznych z osuwisk [6-14,22,31-32,41,45-46,49, 101,109]. Wyniki tych prac zaprezentowano w dalszej części rozprawy.

Autor w swych badaniach podjął się zadania rejestracji i analizy naturalnych pól elektromagnetycznych, obecnych na obszarach występowania osuwisk, dążąc na tej podstawie do wskazania miejsc możliwej niestabilności osuwiska. Działania te zostały poprzedzone rozpoznaniem charakteru samoistnych pól elektromagnetycznych związanych z aktywnością osuwisk. Wykorzystano w tym celu informacje zawarte w dostępnej literaturze oraz badania własne autora. Prace związane z badaniem samoistnych pól elektromagnetycznych na terenach osuwisk można uznać w Polsce za pionierskie. Również na świecie niewielu badaczy podejmuje tematykę badań pól elektromagnetycznych na obszarach osuwisk. Powszechnie natomiast prowadzone są badania emisji elektromagnetycznej skał poddanych naprężeniom mechanicznym, co praktycznie wykorzystywane jest od lat w sejsmologii oraz górnictwie jako zwiastun spodziewanej aktywności tektonicznej. W przypadku osuwisk o jednolitej budowie skalnej lub osuwisk o mieszanej budowie gruntowo-skalnej, zjawisko emisji elektromagnetycznej ze skał wskazywane jest jako dominujące w rejestrowanej wypadkowej samoistnej emisji pól elektromagnetycznych.

Rejestracja pól elektromagnetycznych o małych natężeniach, związanych z aktywnością osuwisk, wymaga rozwiązania szeregu problemów wynikłych ze specyfiki pomiaru słabych sygnałów w obecności silnych sygnałów zakłócających. Ponadto konstrukcja mechaniczna urządzenia musi zapewnić długotrwałą eksploatację, trwałość i hermetyczność sondy pomiarowej, wprowadzanej do odwiertów wypełnionych zazwyczaj wodą.

Praca złożona jest z pięciu zasadniczych części. W rozdziale drugim autor dokonał na podstawie dostępnych pozycji literatury przeglądu dotychczasowego stanu badań osuwisk, w których wykorzystano zjawisko samoistnej emisji pól elektromagnetycznych. Przedstawiono też inne, obecnie powszechnie stosowane w badaniach osuwisk, metody geotechniczne i geoelektryczne jak również nowoczesne metody georadarowe oraz wykorzystujące system GPS. Zaprezentowane zostały też przykładowe, stosowane przez badaczy, systemy służące do pomiarów i rejestracji pól elektromagnetycznych naturalnego pochodzenia. W rozdziale trzecim podjęto, na podstawie prezentowanych w literaturze badań i rozważań teoretycznych, próbę wytłumaczenia mechanizmu generacji badanych naturalnych pól elektromagnetycznych z osuwisk. Jednak pełne i wyczerpujące wyjaśnienie tych zjawisk wymaga kompleksowych badań z zakresu geodynamiki, fizyki ciała stałego i elektrochemii, które ze względu na rozległość tematyczną i złożoność zagadnienia nie zostały podjęte przez autora rozprawy.

W rozdziale trzecim zaprezentowano również stosowane przez autora laboratoryjne metody badawcze włącznie z opisem konstrukcji laboratoryjnego stanowiska pomiarowego. Przedstawiono także wyniki badań laboratoryjnych samoistnej emisji elektromagnetycznej z próbek frakcji gruntowych i skalnych poddanych obciążeniu mechanicznemu.

W kolejnym, czwartym rozdziale rozprawy, rozpatrzono teoretyczne zagadnienia związane z propagacją fal elektromagnetycznych w różnych ośrodkach.

Rozdział piąty zawiera opis systemu pomiarowego do badania aktywności magnetycznej osuwisk, który został opracowany i skonstruowany przez autora rozprawy. Rozpatrzono też inne metody pomiarowe wykorzystane w prowadzonych badaniach osuwisk.

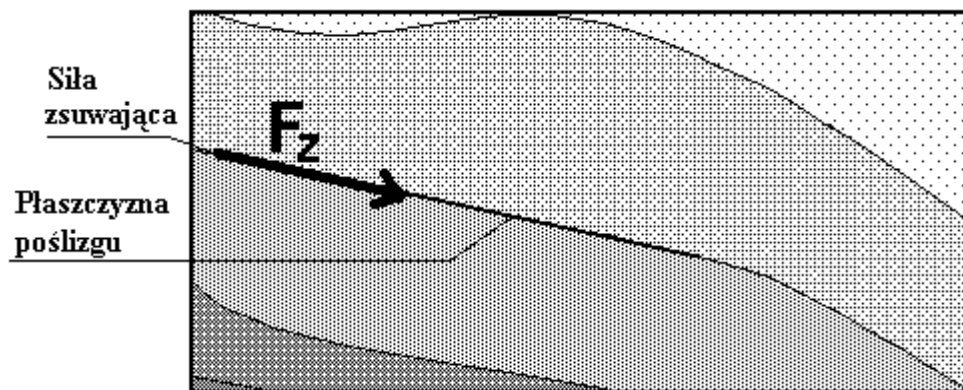
Najobszerniejszy szósty rozdział poświęcony jest badaniom naturalnej emisyjności elektromagnetycznej rzeczywistych obszarów osuwiskowych o różnym stopniu aktywności i zróżnicowanej budowie geologicznej. Badania uzupełniono istotnymi według autora pomiarami pomocniczymi, weryfikującymi poprawność i trafność wysnutych wniosków.

W ostatnim rozdziale stanowiącym podsumowanie rozprawy, przedstawiono problemy badawcze podjęte i pozytywnie rozwiązane przez autora. Wskazane zostały też zagadnienia, których wyjaśnienie wymaga przeprowadzenia dalszych prac badawczych. Zaproponowano również koncepcję praktycznego wykorzystania metody obserwacji naturalnej emisji elektromagnetycznej w procesie ciągłego monitorowania aktywności geodynamicznej osuwisk, co jest szczególnie istotne z punktu widzenia budowy systemu wczesnego ostrzegania o mającej nastąpić aktywacji osuwiska. Systemy takie, wykorzystujące zasób innych metod badawczych, stosowane są już w geoinżynierskiej praktyce badań osuwisk.

Rozprawę ze względu na charakter poruszonych zagadnień i sposób prowadzonych badań należy zaklasyfikować do prac o charakterze eksperymentalno-pomiarowym. Należy w tym miejscu podkreślić, że badania dotyczące emisyjności elektromagnetycznej osuwisk dotychczas prowadzono w Polsce w ograniczonym zakresie. Natomiast szerzej wykonywane był laboratoryjne pomiary samoistnej emisyjności elektromagnetycznej próbek skalnych poddanych mechanicznemu obciążeniu osiowemu [76,94].

## 2. Definicja problemu – podstawowe pojęcia i metody badawcze

W terminologii geofizycznej istnieje pojęcie stopnia aktywności osuwiska, które określa prawdopodobieństwo wystąpienia zagrożenia ruchem osuwiska na danym terenie w określonym czasie [18,104] pod wpływem zdefiniowanych czynników atmosferycznych. Najczęściej badanie osuwiska sprowadza się do wykrycia płaszczyzny, na której następuje ruch poślizgowy warstw osuwiska w wyniku istnienia siły zsuwającej  $\vec{F}_z$ , co w uproszczony sposób przedstawiono na rys. 2.1. Powstała w osuwisku siła zsuwająca jest konsekwencją ogółu czynników, określanych wspólnie terminem aktywności geodynamicznej. Określenie aktywności geodynamicznej będzie stosowane w dalszej części rozprawy, zarówno w odniesieniu do osuwisk gruntowych jak i skalnych. Uaktywnienie ruchu osuwiska poprzedzone jest nagromadzeniem znacznych naprężeń mechanicznych w obszarze przyległym do płaszczyzny poślizgu [7]. Prócz uwarunkowań wynikających z budowy geologicznej osuwiska nie bez znaczenia są też czynniki atmosferyczne takie jak długotrwałe i intensywne opady deszczu, wiosenne roztopy, itp. [64,69].



Rys. 2.1. Zobrazowanie płaszczyzny poślizgu w osuwisku [18]

Płaszczyzna, po której przemieszczają się przyległe warstwy osuwiska zwana jest często w literaturze płaszczyzną poślizgu osuwiska (ang. slip surface). Natomiast osuwisko jako całość, za nazewnictwem anglojęzycznym, zwane jest potocznie ciałem osuwiska (ang. landslide body). Zależnie od typu osuwiska może występować tylko jedna płaszczyzna poślizgu lub może być ich wiele. Mogą znajdować się one oddzielnie, na różnych głębokościach lub tworzyć zwarte skupisko. Należy też wziąć pod uwagę fakt zróżnicowania charakteru i dynamiki procesów osuwiskowych [37]. Spotykane są osuwiska o bardzo powolnym ciągłym ruchu (ang. creep movement), rzędu kilku milimetrów rocznie, bez wyraźnie zaznaczonej płaszczyzny poślizgu i granicy osuwiska. W przypadku szybszego, niekoniecznie ciągłego ruchu warstw, z wyraźnie określoną płaszczyzną poślizgu mówimy o procesie zsuwania (ang. sliding movement). Odmienna sytuacja występuje w przypadku osuwisk powierzchniowych lub o płytko usytuowanej strefie poślizgu. Obserwuje się tu w przypadku osuwisk gruntowych zjawisko płynięcia (ang. flow movement) warstw powierzchniowych, w przypadku osuwisk skalnych natomiast efekt lawiny (ang. fall movement).

Do badań osuwisk wykorzystywane są klasyczne metody geofizyczne jak i nowoczesne metody geoelektryczne, elektromagnetyczne i inne. Najstarszą i najczęściej obecnie stosowaną przez geofizyków metodą badań osuwisk jest metoda inklinometryczna [101]. Pomiar wykonywane są w specjalnie uzbrojonych odwiertach (tzw. kolumnach

inklinometrycznych), wykonanych i zakotwionych w osuwisku. Ruch osuwiska powoduje przemieszczenie kolumny z pozycji początkowej, określonej na podstawie pomiaru zerowego. Wprowadzona do odwiertu sonda inklinometryczna mierzy pochyłość kolumny na danej głębokości. Pomiary wykonuje się cyklicznie np. co miesiąc, kwartał, umożliwiając na podstawie stosownych obliczeń wyznaczenie głębokościowego rozkładu prędkości płynięcia osuwiska (mm/miesiąc). Obecnie stosowane są automatyczne urządzenia do pomiarów inklinometrycznych, stanowiące nierzadko część większych systemów wczesnego ostrzegania o mającej nastąpić aktywności osuwiska [50].

Miejsce wykonania kolumn inklinometrycznych musi zostać wybrane tak, by badania dostarczyły jak najwięcej informacji na temat aktywności osuwiska. Podyktowane jest to zazwyczaj znacznym kosztem wykonania i uzbrojenia odwiertów. W decyzji o wyborze miejsca pomiaru pomocna jest obserwacja osuwiska pod kątem wystąpienia pęknięć, uskoków, wypiętrzeń powierzchni itp. Wskazana jest również znajomość przebiegu sieci wód podziemnych oraz dotychczasowej aktywności osuwiska [19]. W literaturze anglojęzycznej obserwacje takie określane są jako GIS (ang. Geographical Information Systems).

Równie często do badań osuwisk wykorzystywane są metody sejsmiczne, do których należą metoda refrakcji sejsmicznej [16,20,59], monitorowania mikrosejsmicznego [43,60] oraz geoakustyczna [9]. W metodach sejsmicznych mierzona jest głównie amplituda fali sejsmicznej propagowanej w postaci drgań mechanicznych o niskich częstotliwościach [37], fal akustycznych lub pojedynczych impulsów sejsmicznych. Źródłem fali sejsmicznej może być uderzenie młota, płyty drgającej, wahadła pobudzającego lub eksplozja materiału wybuchowego. Do detekcji drgań sejsmicznych stosowane są geofony. Wykonywane są też pomiary prędkości propagowanych w ciele osuwiska fal sejsmicznych [16,59]. Stwierdzono, że w warstwach nieruchomego podkładu skalnego prędkość propagacji fal sejsmicznych jest największa i wynosi średnio 1500÷5000 m/s. W stabilnych częściach osuwiska lub warstwach osuwiskowych prędkość propagowanej fali sejsmicznej wynosi 300÷1500 m/s. Jak wykazały badania, aktywność osuwiska powoduje wzrost prędkości propagacji fali sejsmicznej w strefie poślizgu w stosunku do stref stabilnych [59]. Metody sejsmiczne stosowane są głównie do badania osuwisk posiadających zróżnicowaną wielowarstwową budowę geologiczną o wyraźnie zaznaczonych granicach warstw geologicznych [60].

Należy też wspomnieć o nowatorskiej, stosowanej również w badaniach osuwisk, metodzie ultradźwiękowego obrazowania wnętrza struktur geologicznych noszącej nazwę BHTV (ang. Borehole Televierer) [106]. Do nieobudowanego odwiertu wprowadzona zostaje sonda pomiarowa, zawierająca układ nadawczo-odbiorczy kluczowanej fali ultradźwiękowej o częstotliwości  $f=1,4$  MHz (przebieg typu „burst”). Możliwe jest więc teoretycznie uzyskanie rozdzielczości obrazowania w powietrzu nie gorszej niż 1 mm. Współpracujący system pomiarowy rejestruje czas powrotu oraz amplitudę fali odbitej od badanej struktury. Na tej podstawie możliwe jest zobrazowanie warstw, przez które prowadzony jest odwiert pomiarowy. Przykładowo warstwa wilgotnego łu, która może stać się prekursorem ruchu osuwiskowego, wywołuje znaczny spadek amplitudy sygnału powracającego do odbiornika. Wynika to z faktu, że ośrodki o dużej wilgotności dobrze propagują falę ultradźwiękową i znaczna jej część wnika głęboko do wnętrza ośrodka.

Odrębną grupę metod stosowanych do badań osuwisk stanowią metody elektryczne oraz elektromagnetyczne. Mierzone są zjawiska elektryczne lub elektromagnetyczne w badanej strukturze geologicznej osuwiska, które mogą być pochodzenia naturalnego lub wywołane w sposób sztuczny. Od dawna w badaniach osuwisk stosowane są metody profilowania i sondowania elektrooporowego. W tym przypadku badana jest rezystywność pozorna  $\rho$  warstw ośrodka, wyrażona w  $\Omega\text{m}$ . W praktyce pomiarowej stosowane są zarówno proste sieci trój- i czteroelektrodowe w konfiguracji Wennera, Schlumbergera [73,97] jak i rozbudowane wieloelektrodowe sieci, przeznaczone głównie do badania rozległych

obszarów [15]. Z punktu widzenia badania stabilności osuwisk istotne jest określenie stref o dużym nawodnieniu czyli małej rezystywności, których obecność zapoczątkowuje rozwój procesów osuwiskowych [16,27,60-62]. Często badania osuwisk metodami elektrooporowymi wykonywane są łącznie z pomiarami refrakcji sejsmicznej [60], co dobrze odzwierciedla przebieg kanałów wód podziemnych.

Równolegle z metodami elektrycznymi w badaniach osuwisk stosowane są metody elektromagnetyczne. W ogólnym przypadku system pomiarowy jest układem dwóch anten, z których jedna emituje zmienne pole magnetyczne, druga zaś odbiera wypadkowe pole będące sumą pola bezpośrednio pochodzącego z anteny nadawczej oraz pola powstałego w obecności badanego ośrodka. Własności ośrodka wpływają na wartość impedancji wzajemnej układu anten  $Z_w$ , którą definiujemy jako stosunek SEM wzbudzonej w antenie odbiorczej do prądu płynącego w antenie nadawczej [5]. Często wprowadza się pojęcie unormowanej impedancji wzajemnej układu anten  $Z_w/Z_0$  (gdzie:  $Z_0$  – impedancja wzajemna układu anten w przestrzeni swobodnej), która zależy m.in. od rezystywności, przenikalności elektrycznej oraz grubości warstw (warstwy) badanego ośrodka [5,66-67]. W przypadku osuwisk wykorzystuje się zarówno zabiegi sondowania [59], o maksymalnej głębokości penetracji do 100 m, jak i profilowania elektromagnetycznego w odwiertach, przy użyciu sond indukcyjnych [20,27].

Ważnym sposobem oceny warunków hydrogeologicznych osuwisk jest metoda pomiaru potencjałów własnych SP (ang. self potential method). Mierzony jest rozkład potencjałów napięć stałych na badanym obszarze przy pomocy elektrod o specjalnej konstrukcji, nie powodującej efektu polaryzacji na styku elektroda – grunt. Typowe mierzone wartości bezwzględne potencjałów własnych wynoszą od kilku do kilkuset mV w stosunku do ustalonego potencjału odniesienia. Zjawisko to wywołane jest procesem filtracji, wynikającym z przepływu wody w gruncie [97]. W strefach zwiększonego nawodnienia, związanych z miejscowym podniesieniem lustra wody, obserwowane są dodatnie anomalie potencjału własnego. Miejsca drenażu, jak i trasy przepływu wód podziemnych aktywnych osuwisk wykazują ujemne anomalie SP [16,37]. Zauważalny jest również wzrost anomalii potencjału własnego zgodny z kierunkiem przepływu wód podziemnych [103].

Duże możliwości obrazowania płytkich osuwisk zapewniają urządzenia georadarowe GPR (ang. Ground Penetration Radar). Głębokość penetracji georadaru dochodzi do kilkunastu metrów, silnie zależąc od składu geologicznego, wilgotności gleby oraz częstotliwości pracy urządzenia [2,20,68]. Należy zwrócić uwagę, że badania z wykorzystaniem georadaru należą do badań nieinwazyjnych, co jest istotną zaletą metody. Istnieje również możliwość sondowania georadarem głębszych warstw osuwisk, dzięki odpowiedniej konstrukcji głowicy pomiarowej umożliwiającej wprowadzanie jej do odwiertu. Głowice takie oferowane są m.in. przez firmę Mala-Geoscience.

Do pomiaru przemieszczeń wybranych punktów osuwiska w czasie stosowany jest również system GPS (ang. Global Positioning System). Śledzone jest przemieszczenie odbiornika lub sieci odbiorników GPS, umieszczonych na aktywnym zboczu osuwiska [26,45]. Ważne jest, by odbiornik został umieszczony na stabilnej podstawie, którą zazwyczaj jest odpowiednio zakotwiony cokół betonowy. Przy współpracy odbiornika ze stacją bazową (tzw. permanentną) uzyskuje się dokładność rejestracji przemieszczeń na poziomie pojedynczych milimetrów (np. dla zaawansowanych systemów pomiarowych firmy Leica). Przeszkodą w masowej aplikacji systemu GPS jest wysoka cena urządzenia, szczególnie gdy stosowana jest stacja bazowa, co obecnie w praktyce staje się regułą. Nowatorski sposób śledzenia ruchu osuwiska, wykorzystujący system GPS przedstawiono w pracy [24]. W rozwiązaniu tym pojedynczy odbiornik GPS współpracuje z systemem czterech sekwencyjnie przełączanych anten, rozmieszczonych na badanym obszarze zbocza

osuwiskowego. Sygnał z każdej anteny rejestrowany jest przez 15 minut. Rozwiązanie takie znacząco zmniejsza koszt urządzenia, nie wpływając negatywnie na jakość pomiarów.

Jednak nadal opracowywane są nowe metody pomiaru przemieszczenia warstw osuwiska, jak ta, w której zastosowano przewodzący drut z pamięcią kształtu [34].

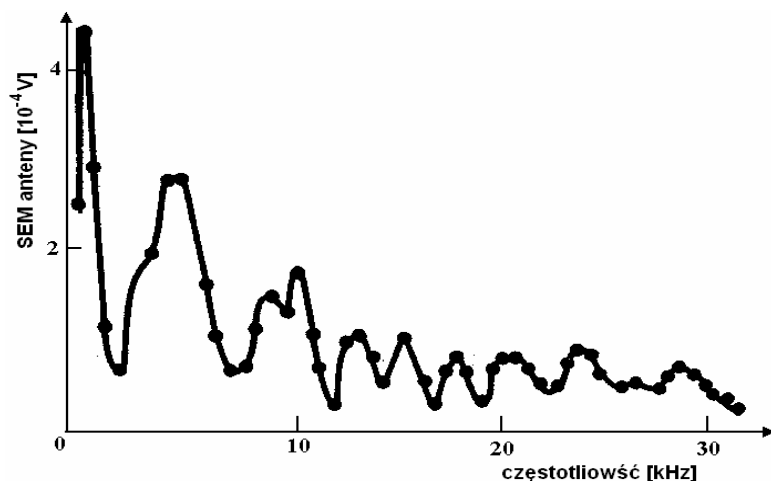
Budowane są również laboratoryjne modele osuwisk w celu symulacji rozwoju procesów osuwiskowych [58,64]. Stosowane bywają też zabiegi sztucznej aktywacji wydzielonych obszarów rzeczywistych osuwisk [56,69]. Osunięcie następuje zwykle w wyniku sztucznego nawodnienia osuwiska. Podobne badania wykonuje się też na modelach osuwisk [72]. Eksperymenty te mają sens jedynie w przypadku badania procesów zachodzących w płytkich przypowierzchniowych osuwiskach gruntowych.

Za szczególnie ważne w świetle prac badawczych podjętych przez autora rozprawy, uznać należy metody badawcze wykorzystujące pomiar naturalnego, samoistnego promieniowania elektromagnetycznego, powstającego pod wpływem procesów geodynamicznych zachodzących w aktywnych osuwiskach.

Masowe badania samoistnych pól elektromagnetycznych towarzyszących niszczeniu różnorodnych materiałów mineralnych rozpoczęto końcem lat 40-tych XX wieku, choć pierwsze doniesienia na ten temat można spotkać już w literaturze z połowy lat 30-tych. Początkowo stwierdzono, że skały poddane działaniu sił ściskających stają się źródłem pól elektromagnetycznych o charakterze impulsowym. Zauważono też związek pomiędzy aktywnością sejsmiczną, a różnorodnymi anomalnymi zjawiskami elektromagnetycznymi. Efekty te zaczęto wykorzystywać głównie w sejsmologii do prognozowania mających nastąpić trzęsień ziemi, jak też w górnictwie do przewidywania tąpnięć kopalnianych [48]. W drugiej połowie lat 70-tych ubiegłego stulecia rozpoczęto badania osuwisk, obserwując samoistne pola elektromagnetyczne powstające w wyniku nasilenia procesów geodynamicznych towarzyszących ich aktywności. Zauważono też silny związek pomiędzy anomalnymi polami elektromagnetycznymi, a miejscami występowania poślizgu osuwiska [109]. Stwierdzono jednak, że w tym przypadku rejestrowane natężenia pól elektromagnetycznych są znacznie niższe niż w przypadku aktywności sejsmicznej lub niszczenia skał. Pomiar naturalnych pól elektromagnetycznych wyzwolonych w procesach osuwiskowych musi spełniać szereg wymogów, w odniesieniu do sposobu rejestracji jak i konstrukcji aparatury pomiarowej. Często badania prowadzone są w pobliżu źródeł zakłóceń elektromagnetycznych takich jak osiedla ludzkie, drogi, linie energetyczne itp. Wynika z tego wniosek, że pomiary w większości przypadków muszą być prowadzone w odwiertach wykonanych na osuwisku. Rejestrowane powinny być także pola elektromagnetyczne bezpośrednio przy powierzchni ziemi, w miejscu wykonywania pomiarów. Wskazane są też pomiary tła elektromagnetycznego na nieaktywnych obszarach badanych osuwisk. Dla silnie aktywnych osuwisk, znacznie oddalonych od potencjalnych źródeł zakłóceń elektromagnetycznych pomiary aktywności można wykonać antenami umieszczonymi na powierzchni ziemi. Jednak w praktyce są to warunki trudne do zapewnienia.

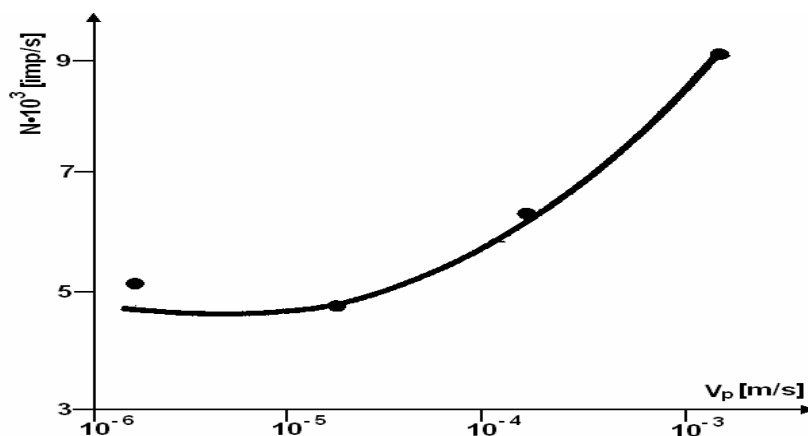
Jako detektor promieniowania elektromagnetycznego stosowana jest najczęściej antena magnetyczna współpracująca z odpowiednim oprzyrządowaniem [38,52-53,55-56,90].

W pracy [55] przedstawiono pomiary naturalnej emisji elektromagnetycznej wykonane na obszarze aktywnego osuwiska erozyjnego Stawłuchar na Krymie. Osuwisko o długości 235 m tworzą jednorodne osady iłowo-żwirowe, a począwszy od 5÷6 metra głębokości zalegają licznie rozdrobnione warstwy piaskowca w postaci płatów o grubości nie większej niż 0,5 m. Grubość ciała osuwiska zmienia się od 23÷25 m w górnej części do 7 m przy jego podstawie. Osuwisko usytuowane jest w odległości 5 km od najbliższych źródeł zakłóceń elektromagnetycznych. Ponadto punkty pomiarowe dodatkowo osłonięto metalowymi ekranami. Zakres największych natężeń emitowanego pola magnetycznego obserwowano w zakresie częstotliwości mniejszych niż 10 kHz (rys. 2.2).



Rys. 2.2. Amplituda rejestrowanego sygnału w funkcji częstotliwości [55]

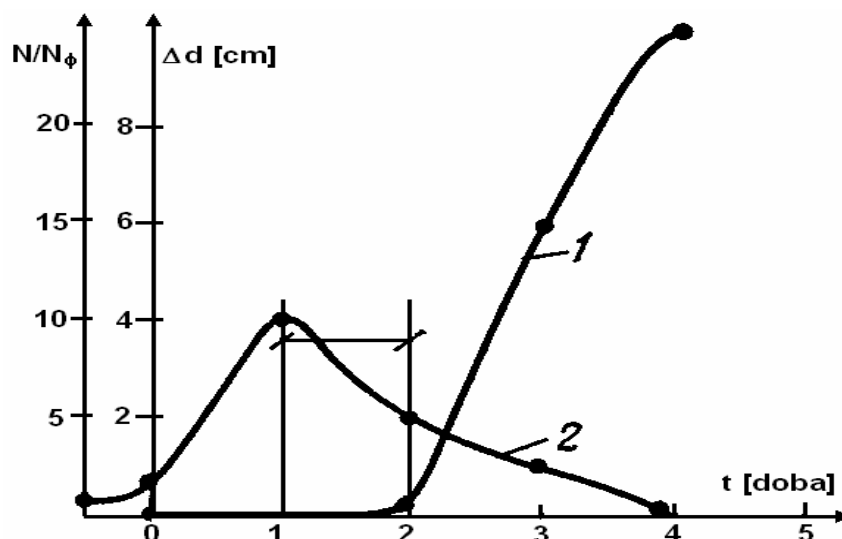
Pomiary aktywności osuwiska przeprowadzono licznikiem impulsów o progu czułości ustalonym na poziomie  $50 \mu\text{V}$  i interwale zliczania 180 s. Do rejestratora podłączono antenę magnetyczną umożliwiającą odbiór sygnałów o częstotliwości  $f_0$  z zakresu  $1\div 3$  kHz. Częstotliwość pracy urządzenia dobrano eksperymentalnie dążąc do minimalizacji wpływu dalekich wyładowań atmosferycznych na wynik pomiaru. Aktywność osuwiska wyrażono liczbą rejestrowanych impulsów pola magnetycznego N, nieliniowo zależną od szybkości pełznięcia osuwiska (rys. 2.3). Przemieszczenie wybranych punktów obserwacyjnych na powierzchni osuwiska mierzono przy pomocy sieci reperów.



Rys. 2.3. Zależność liczby rejestrowanych impulsów od szybkości pełznięcia osuwiska [55]

Empirycznie stwierdzono, że minimalna prędkość pełznięcia osuwiska, powodująca zauważalny wzrost liczby rejestrowanych impulsów przy pomiarach anteną magnetyczną umieszczoną na powierzchni zbocza osuwiska wynosi  $V_{\text{Pmin}} = 3,7$  mm/dobę.

Ciekawym z punktu widzenia praktycznej aplikacji metody był wykonany przez autorów pracy eksperyment polegający na czterodobowej rejestracji aktywności elektromagnetycznej osuwiska w okresie poprzedzającym lawinową jego aktywację. Rejestrowano przyrost liczby impulsów pola magnetycznego w stosunku do poziomu tła  $N_\phi$  z równoczesnym pomiarem przemieszczenia  $\Delta d$  osuwiska.



Rys. 2.4. Pełnienie osuwiska w czasie (krzywa 1) oraz liczba rejestrowanych impulsów elektromagnetycznych (krzywa 2) [55]

Na podstawie rezultatów eksperymentu (rys. 2.4) widać, że lawinową aktywację osuwiska poprzedza występująca z dobowym wyprzedzeniem wzmocniona aktywność elektromagnetyczna osuwiska. Zjawisko to daje więc możliwość prognozowania mającego nastąpić nagłego, lawinowego ruchu osuwiska. Wcześniejsze badania aktywności elektromagnetycznej osuwiska Stawłuchar przedstawione w pracach [52-53] miały za zadanie wydzielenie aktywnej strefy osuwiska za pomocą rejestracji liczby impulsów promieniowania magnetycznego. Zastosowano w tym celu fabryczny magnetometr z dołączoną anteną magnetyczną. Zliczano impulsy o amplitudach przekraczających próg czułości urządzenia wynoszący 20  $\mu\text{V}$ . Stwierdzono że aktywna część osuwiska emituje średnio przeszło czterokrotnie większą liczbę impulsów niż strefy ustabilizowane.

Podobne badania wykonano też na sztucznie uaktywnionej części okresowo czynnego osuwiska Czerwona Dubrawa w dolinie rzeki Prut [56]. Poślizg płytko położonych stref obserwowano w nawodnionych, bogatych w il warstwach osuwiska, przy czym jako decydujący czynnik wyzwalający poślizg wskazano intensywny opad deszczu. Przy dobowej sumie opadów 80÷120 mm obserwowano średnią dobową prędkość płynięcia osuwiska na poziomie 40 mm. Do badań wybrano obszar o wymiarach 150×200 m położony na stoku o nachyleniu 16÷18°, gdzie wykonano wykop symulujący proces erozji, a całość obszaru nawodniono. Przemieszczenie sztucznie aktywowanej części osuwiska kontrolowano przy pomocy sieci powierzchniowych reperów. Pełny proces osunięcia trwał, zależnie od punktu obserwacji 1÷1,5 doby. Znaczny wzrost prędkości płynięcia wystąpił w końcowej fazie procesu osuwiskowego. Mierzono impulsowy charakter pola magnetycznego w szerokim zakresie częstotliwości 1÷50 kHz, zliczając impulsy o amplitudzie przekraczającej 10  $\mu\text{V}$  w oknie czasowym 180 s. Podobnie jak w przypadku przedstawionym w [55] obserwowano prawie natychmiastowy wzrost emisji pola magnetycznego w momencie aktywacji osuwiska, nie obserwując jeszcze przemieszczenia reperów. Miejscami najsilniej rejestrowanej emisji pól magnetycznych były pęknięcia gruntu i uskoki.

Podobnie w przypadku osuwisk poddanych uprzednio zabiegom stabilizacji, stosowana jest metoda obserwacji samoistnych impulsowych pól magnetycznych. Oceniana jest skuteczność wykonanych prac zabezpieczających z jednoczesnym wykrywaniem nowych stref niestabilności osuwiska. Przykładem może być osuwisko w dolinie rzeki Uż [38], gdzie pomimo wykonania zabiegów stabilizacyjnych nastąpiło jego powtórne uaktywnienie. Osuwisko o szerokości 200 m rozwinęło się w warstwach żółto-brunatnego łu z licznymi



wtrąceniami w postaci drobnych skał piaskowca szarego. Stabilny podkład skalny zalega na głębokościach większych niż 15 m. Powierzchniowe badania osuwiska przeprowadzono stosując fabryczny licznik impulsów pola magnetycznego o regulowanej skokowo w ośmiu podzakresach czułości toru pomiarowego od  $2 \cdot 10^{-3}$  do  $1,5 \cdot 10^{-5}$  A/m. Stabilne strefy osuwiska emitowały słabe pole magnetyczne o natężeniu na poziomie  $10^{-5}$  A/m, uznane w praktyce za sumaryczny poziom tła występujący w miejscu obserwacji. W strefach aktywnych obserwowano pola o natężeniach średnio 5÷10 razy większych od poziomu tła. Na podstawie pomiarów porównawczych zauważono, że wartość natężenia pola magnetycznego silnie zależy od intensywności zachodzących procesów osuwiskowych. Zwiększoną liczbę impulsów pola magnetycznego N obserwowano też w miejscach widocznych uskoków i pęknięć gruntu.

Interesującym przykładem urządzenia do badania powierzchniowej emisyjności elektromagnetycznej osuwisk może być nowoczesny, przenośny system pomiarowy RFINSS-PM opracowany i wykonany przez ZUGRE we Lwowie [93]. Miernik wyposażony w wymienną kartę pamięci o pojemności 256 kB, posiada trzy niezależne tory rejestrujące o pasmie pomiarowym 2÷50 kHz i wzmacnieniu regulowanym w zakresie 0÷40 dB. Mierzona jest liczba impulsów lub uśredniona wartość amplitudy sygnału w możliwym do wyboru czasie 1, 2, 10 lub 60 s. Dane pomiarowe przetwarzane są we współpracującym z miernikiem programie komputerowym. Aparaturę wykorzystywano praktycznie m.in. w badaniach osuwisk na obszarze Karpat Ukraińskich.

Metoda pomiaru impulsowych pól magnetycznych stosowana jest też w przypadku oceny intensywności procesów geodynamicznych zachodzących na warstwach skalnych, tworzących masywy górskie. Pomiaru takie wykonano przy ocenie czynników niszczących działających na ściany tunelu hydrotechnicznego o długości 7 km, przebiegającego przez Jałtański masyw górski Górnego Krymu [91]. Na ścianach hydrotunelu obserwowano liczne pęknięcia betonowej obudowy. Pomiaru pól magnetycznych przeprowadzono przyrządem wykonanym na bazie fabrycznego radiometru SRP-2 z dołączoną anteną magnetyczną pracującą na częstotliwości  $20 \pm 0,2$  kHz. Czułość toru pomiarowego radiometru wynosiła 10  $\mu$ V. Ogólne warunki, w jakich dokonywano pomiaru uznano za korzystne, ze względu na ulokowanie hydrotunelu w górach z dala od osiedli ludzkich oraz innych źródeł zakłóceń elektromagnetycznych. Badania prowadzono wewnątrz obiektu, co należy uznać za dodatkowy czynnik sprzyjający eliminacji zakłóceń. Równocześnie wykonano porównawcze badania elektrooporowe skał otaczających hydrotunel. Duże wartości natężeń pól magnetycznych obserwowano w miejscach zalegania bloków skalnych, w których nie nastąpiła relaksacja naprężeń mechanicznych. Intensywność emitowanych pól magnetycznych zależna była od wymiarów bloków skalnych oraz ich rodzaju. Miejsca występowania minimów intensywności promieniowania magnetycznego odpowiadały punktom tektonicznego kontaktu warstw skalnych, które są wolne od naprężeń wewnętrznych. Wyraźnie widoczne było to również w przebiegu krzywej profilowania elektrooporowego w postaci miejsc o niskiej wartości rezystywności.

Znaczącym mankamentem powierzchniowych metod rejestracji samoistnych pól elektromagnetycznych jest niemożność dokładnego określenia głębokości występowania źródła impulsowego pola magnetycznego, związanego z istnieniem płaszczyzn poślizgu lub miejsc zwiększonego naprężenia ośrodka skalnego.

Podobnie w badaniach tunelu kolejowego Feuerberg w południowo-zachodnich Niemczech zastosowano metodę pomiaru impulsowego pola magnetycznego do wskazania miejsc zwiększonych naprężeń mechanicznych spowodowanym naporem masywu górskiego na ściany tunelu [49]. Tunel o długości 966 m i średnicy 6,5 m przebiega w masywie górskim podlegającym powolnym procesom geodynamicznym, co powoduje niszczenie ścian tunelu. Zaobserwowano silną korelację pomiędzy liczbą rejestrowanych impulsów, a profilem

naprężeń mechanicznych wzdłuż tunelu oszacowanym na podstawie badań porównawczych oraz oceny wizualnej. Pomiary wykonano wykorzystując fabryczny rejestrator impulsów pola magnetycznego o nazwie Cereskop (prod. Ceres GmbH, Stafford Germany), zliczający impulsy z czasem bramkowania 100 ms w pasmie 30÷50 kHz, przy maksymalnym wzmocnieniu toru pomiarowego 102 dB. Wynik pomiaru podawany jest w bezwymiarowych jednostkach względnych. Przyrząd wyposażono w ferrytową antenę magnetyczną przystosowaną do eksploatacji zarówno w odwiertach, jak i na powierzchni ziemi.

Innym przykładem wykorzystania przyrządu Cereskop jest monitorowanie aktywności osuwiska zagrażającego drodze w pobliżu rzeki Mosel (Niemcy) [46]. W partiach najsilniejszego rozwoju osuwiska obserwowano przesunięcia dochodzące do 1,6 cm/miesiąc.

Przedstawione w pracach [38,52-53,55-56] wyniki badań dotyczą osuwisk rozwiniętych na płytkim podłożu skalnym, wykazując stosunkową dużą szybkość płynięcia, dochodzącą w końcowej fazie rozwoju osunięcia do kilku centymetrów na dobę.

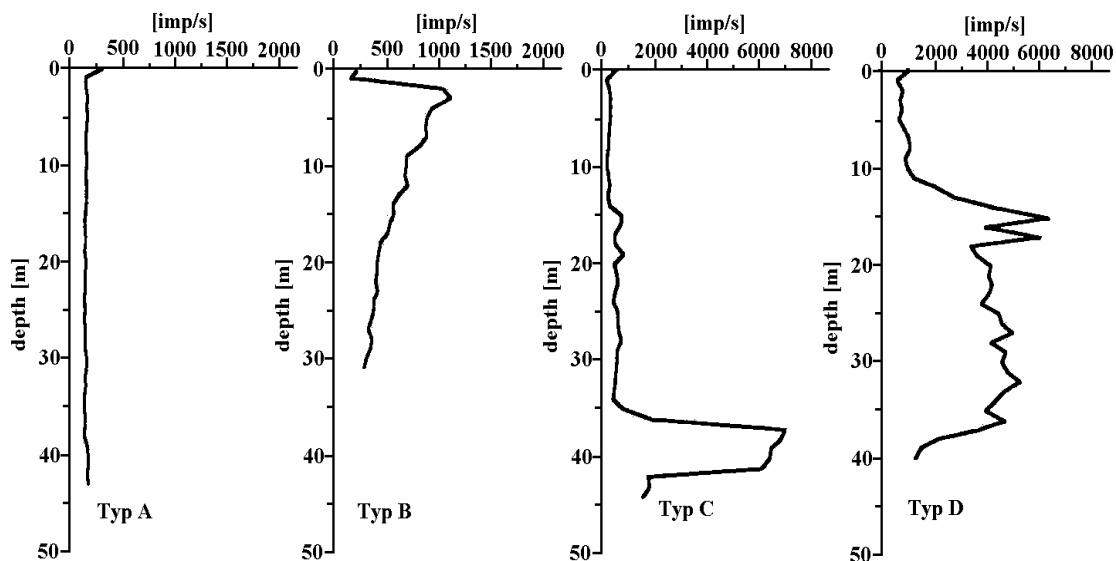
Odmianą naturę aktywności przejawiają średnio- i wolnoperłujące głębokie osuwiska, rozwinięte w ilastych i piaszczystych gruntach z umiarkowaną ilością wtrąceń materiału skalnego. Trudności związane z obserwacją impulsowych pól elektromagnetycznych są tu znacznie większe. Problem pomiarowy polega na rejestracji bardzo słabych pól elektromagnetycznych, pochodzących od poszczególnych warstw osuwiska i występujących w obecności zewnętrznych pól pochodzenia naturalnego lub sztucznego, które traktowane są tu jako wypadkowe źródło zakłóceń. Pierwsze wzmianki na temat pomiaru aktywności elektromagnetycznej głębokich, powolnych osuwisk podano w pracy [109], gdzie przedstawiono wyniki pomiarów osuwiskowego zbocza w dolinie rzeki Váh (Republika Słowacka). W tego typu przypadkach rejestracja pól elektromagnetycznych odbywa się w odwiertach wykonanych w osuwisku, obudowanych elastycznym materiałem nie powodującym tłumienia fal elektromagnetycznych, np. rurami PCV.

Do odwiertu wprowadzona zostaje sonda pomiarowa, rejestrująca składową elektryczną lub magnetyczną pola elektromagnetycznego. Metoda pomiaru impulsowych pól elektromagnetycznych, jak i same pola określane są wspólną nazwą PEE (ang. Pulsed Electromagnetic Emission). W literaturze spotkać można również alternatywną nazwę metody PVEP, co jest skrótem wyrażenia w języku czeskim „naturalne wysokoczęstotliwościowe pole elektromagnetyczne”.

W tym miejscu należy zaznaczyć, że, z punktu widzenia podziału pasma częstotliwości radiowych [95], pola elektromagnetyczne o częstotliwościach kilkunastu czy nawet kilkudziesięciu kHz uznawane są za niskie. Z drugiej strony, mając na uwadze naturalne (samoistne) pola elektromagnetyczne leżące w kręgu zainteresowań geologów i geofizyków, częstotliwości powyżej kilkunastu kHz określane są jako wysokie. Dobrym przykładem mogą być tu badania prądów tellurycznych, obserwowanych w zakresie od ok.  $10^{-5}$  Hz do pojedynczych kiloherców [97]. Zgodnie z podziałem częstotliwości pól elektromagnetycznych obowiązującym w geologii i geofizyce, przyjęto uważać pola elektromagnetyczne będące wynikiem aktywności osuwisk za wysokie.

Aktywność PEE osuwiska na danej głębokości odwiertu pomiarowego wyrażona jest liczbą impulsów zliczonych w jednostce czasu lub uśrednioną wartością natężenia rejestrowanej składowej pola elektromagnetycznego. Spotkać można również sposób wyrażania aktywności PEE osuwiska przy pomocy jednostek umownych (ang. relative units). Wynika to z faktu stosowania różnych typów urządzeń o odmiennym sposobie prezentacji wyniku. Z punktu widzenia praktycznej użyteczności metody nie stanowi to większego problemu, gdyż szczególnie interesujące są kształty krzywych PEE w odwiertach, a nie liczba zliczonych impulsów w kolejnych punktach pomiarowych.

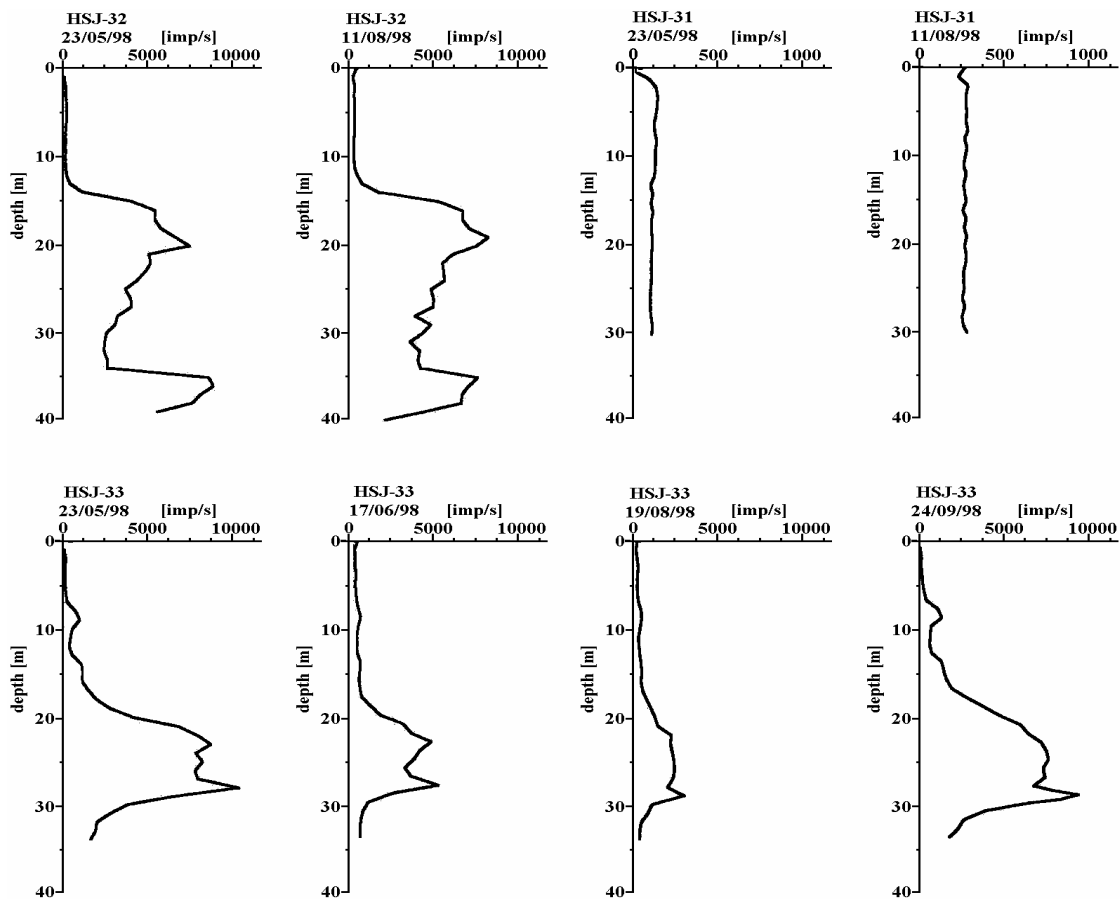
W ogólnym przypadku [45,109] wyróżnia się cztery podstawowe typy krzywych możliwych do uzyskania na podstawie badania osuwisk metodą PEE (rys. 2.5).



Rys. 2.5. Podstawowe typy pól PEE rejestrowanych w odwiertach pomiarowych [109]

- typ A Wzdłuż odwiertu rejestruje się w przybliżeniu stałą liczbę impulsów w czasie. Przebieg ten jest charakterystyczny dla osuwisk (lub ich części) w stanie stabilnym. Nie występują tu siły oraz naprężenia mogące powodować osunięcia. Oczywiście nie można stwierdzić, co dzieje się na głębokościach większych niż głębokość odwiertu. Wartość stałej liczby rejestrowanych impulsów nazywana potocznie „promieniowaniem tła”.
- typ B Rejestrowana jest tu zwiększona liczba impulsów przy powierzchni ziemi, ulegająca zmniejszeniu wraz z głębokością. Stan ten jest charakterystyczny dla płytkich osuwisk, w których aktywne są wierzchnie warstwy.
- typ C Obserwowany jest szybki wzrost liczby rejestrowanych impulsów na pewnej głębokości  $g$ , by po zagłębieniu sondy pomiarowej o kolejne kilka metrów znów wrócić do wartości początkowej. Na podstawie takiej postaci przebiegu PEE można wnioskować o występowaniu na głębokości  $g$  płaszczyzny poślizgu warstw osuwiska. Podobny efekt obserwowano, gdy na głębokości występowania zwiększonej emisji PEE zalegał duży blok lub warstwa skalna.
- typ D Widoczny jest tu podział osuwiska na dwie warstwy. Warstwa przypowierzchniowa znajduje się w stanie stabilnym. Nie występują w niej naprężenia oraz siły zsuwające, o czym świadczy niewielka liczba rejestrowanych impulsów. Warstwy znajdujące się głębiej podlegają procesom osuwiskowym.

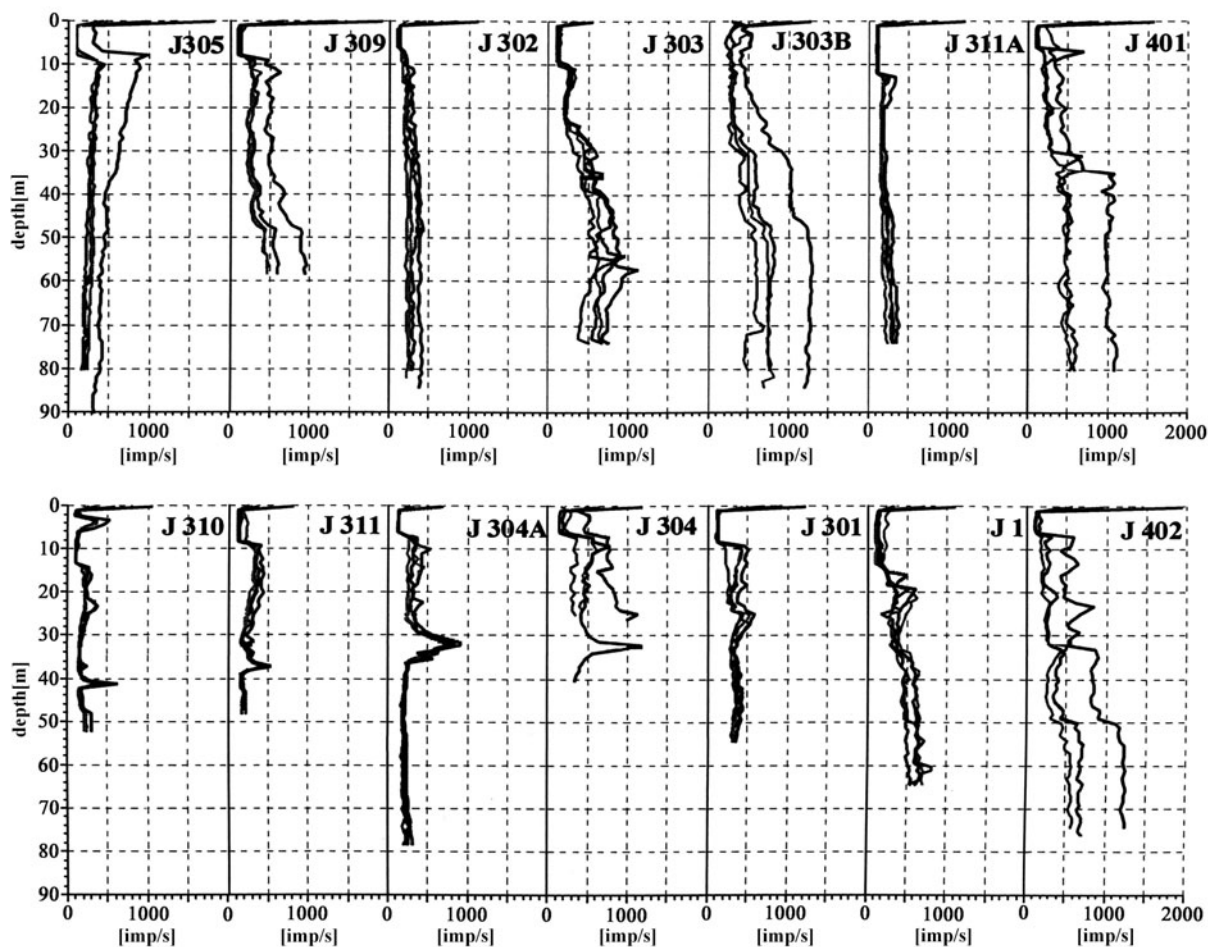
Prawidłowością stwierdzoną na podstawie długoterminowej rejestracji pól magnetycznych w odwiertach jest niezmienny charakter krzywych PEE dla danego odwiertu w czasie. Widoczne są zazwyczaj znaczne przesunięcia zakresu emitowanej liczby impulsów dla kolejnych pomiarów w przypadku czasowych zmian dynamiki procesów geodynamicznych (rys. 2.6). W przypadku wygaśnięcia aktywności osuwiskowej w miejscu obserwacji następuje zanik anomalnego promieniowania magnetycznego.



Rys. 2.6. Czasowa zmienność rejestrowanych pól PEE [109]

Elektromagnetyczna metoda oceny aktywności osuwisk często traktowana jest jako pomocnicza [102] lub stosowana na równi z innymi tradycyjnymi metodami geofizycznymi. Przykładem kompleksowego wykorzystania metody PEE mogą być prowadzone w latach 1999÷2003 badania osuwiska Karolinka, położonego w dolinie rzeki Vsetinske Becný [6,8,11,13]. Osuwisko o długości stoku 300 m i szerokości 500 m zbudowane jest z ilu rozdzielonego warstwami piaskowca występującego w postaci płatów o średniej grubości 5÷25 cm, maksymalnie 100 cm. Prócz metody rejestracji naturalnego impulsowego pola magnetycznego stosowano m.in. metodę inklinometryczną, geoakustyczną i elektrooporową. Maksymalna głębokość odwiertów pomiarowych wynosiła 110 m, równomiernie pokrywając aktywny obszar osuwiska.

Na większości krzywych PEE można zaobserwować dwa charakterystyczne zjawiska (rys. 2.7). Pierwsze z nich to obniżenie aktywności PEE w obecności stalowych zwieńczeń odwiertu (tzw. koronek), co jest stosowane w praktyce do wykrywania pęknięć i zniszczeń stalowych obudów odwiertów [12,14]. Drugie ze zjawisk to wzrost wartości pola PEE bezpośrednio przy powierzchni gruntu, a następnie jego stopniowy zanik i stabilizacja. Wynika to z obecności silnych pól elektromagnetycznych zakłócających, występujących na powierzchni w otoczeniu odwiertu pomiarowego. Identyczne zjawisko obserwował autor rozprawy w czasie prowadzonych przez siebie prac pomiarowych.



Rys. 2.7. Przebiegi pól PEE w wybranych punktach pomiarowych na osuwisku Karolinka [6]

Obserwując kształty poszczególnych krzywych PEE w odwiertach stwierdzono, że można je podzielić na trzy zasadnicze grupy. Pierwszą grupę stanowią odwierty, w których pole PEE nie zmienia się, a zaobserwowane wartości tego pola są niskie, co świadczy o stabilności badanego fragmentu osuwiska. Przykładem mogą być odwierty J305, J302, J311A i w przybliżeniu odwierty J1, J301 (rys. 2.7). Drugą grupę stanowią odwierty położone w dolnej, najaktywniejszej części osuwiska; J304, J304A, J311 i J310. Widoczne tu są wyraźne, pojedyncze anomalie występujące głównie w górnych warstwach osuwiska, szczególnie, gdy odwierty znajdują się w pobliżu dużych stromości zbocza (odwierty J304 i J304A), czyli miejsc szczególnie podatnych na osunięcia. Ogólnie podwyższone poziomy pól PEE rejestrowano na głębokościach występowania płaszczyzn poślizgu lub w ich sąsiedztwie.

Ostatni charakterystyczny kształt krzywych PEE można zaobserwować w odwiertach położonych w górnej części osuwiska, dla których nie można wyróżnić poszczególnych anomalii. Zjawisko to obserwowano głównie w odwiertach umiejscowionych w pobliżu granic osuwiska (J303, J303B i J402). Przymuszczalnie osunięciu ulegają tu całe partie osuwiska, bez wyraźnego zaznaczenia płaszczyzn poślizgu.

Na podstawie porównania wyników pomiarów pól PEE i innych metod monitorowania stosowanych w badaniu osuwiska Karolinka, stwierdzono największą zbieżność przebiegów PEE z wynikami pomiarów geokustycznych.

Podobne pomiary naturalnych pól magnetycznych przeprowadzono na osuwiskach Ujal i Orlova [7], czyniąc podobne obserwacje jak w przypadku osuwiska Karolinka.

Przykładem wykorzystania metody PEE jako pomocniczej mogą być badania osuwiska Wielka Causa (Republika Słowacka) prowadzone wiosną 1995 roku [102]. Do pomiaru prędkości przemieszczenia osuwiska zastosowano sieć inklinometryczną. Metodą PEE określano intensywność naprężeń występujących w ciele osuwiska, stosując umowną pięciostopniową skalę, gdzie wartości 1 odpowiada stan stabilny, a 5 – stan skrajnej niestabilności. Podobne badania prowadzono na osuwisku Okoličné (Republika Słowacka) w latach 1996÷2001 [101]. Prócz pomiarów pól elektromagnetycznych PEE, obserwowano przemieszczenie sieci reperów geodezyjnych umieszczonych na stoku osuwiska. Wykonano również standardowe pomiary inklinometryczne oraz pomiary ciśnienia wewnątrz osuwiska. Stwierdzono najsilniejszą aktywność elektromagnetyczną dla obszarów osuwiska, których przemieszczenie roczne przekraczało 60 mm. Dla obszarów o przesuwie 20÷60 mm/rok aktywność PEE osuwiska była względnie wysoka, dając wiarygodne, potwierdzone pomiarami inklinometrycznymi, informacje na temat dynamiki przemieszczeń osuwiska. W przypadku szybkości peźnięcia mniejszej niż 20 mm/rok rejestrowano bardzo słabą aktywność elektromagnetyczną osuwiska lub nie rejestrowano jej wcale.

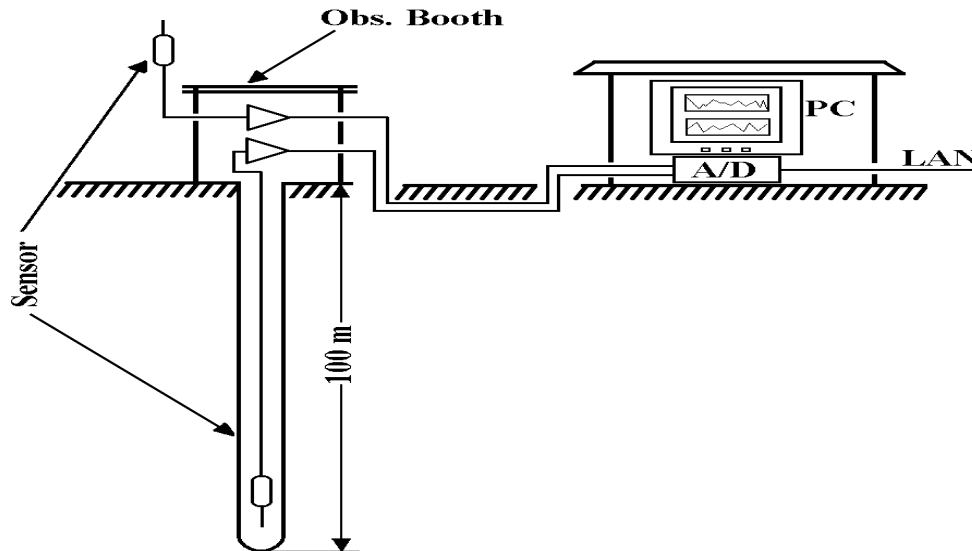
Ogólnie widoczne jest dążenie, by wszędzie tam, gdzie wykonywane są badania inklinometryczne, prowadzić równoległe pomiary naturalnych pól elektromagnetycznych i na tej podstawie dokonywać oceny wiarygodności metody PEE [31].

W zaprezentowanych w literaturze wynikach pomiarów naturalnych pól elektromagnetycznych PEE, wykonanych na terenie Republiki Słowackiej i Republiki Czeskiej, stosowano urządzenie wyposażone w ferrytową antenę magnetyczną dostrojona do częstotliwości roboczej  $f_0=14,5$  kHz i szerokości pasma  $\Delta f=2$  kHz. Przedstawiono też modyfikację urządzenia rejestrującego, umożliwiającą pomiary pól magnetycznych PEE w pasmie 10÷20 kHz [41]. Na podstawie badań laboratoryjnych [22,32] jak i pomiarów rzeczywistych osuwisk, stwierdzono, że wymagana czułość przyrządu przy częstotliwości  $f_0=14,5$  kHz powinna być nie niższa niż  $5 \cdot 10^{-6}$  A/m.

Zazwyczaj do pomiaru samoistnej emisji elektromagnetycznej osuwisk stosowany jest tylko jeden odbiornik (sonda pomiarowa) wprowadzany do odwiertu. Mierzący nie dysponuje w tym przypadku bieżącą informacją o charakterze pól magnetycznych na powierzchni ziemi. Zauważono jednak istotny wpływ bliskości osiedli ludzkich i związanej z tym infrastruktury, na wynik pomiaru pól magnetycznych w odwiercie [10]. Obserwowano obecność zakłócających pól elektromagnetycznych w odwiertach wykonanych w pobliżu domu mieszkalnego, usytuowanego w miejscu braku aktywności osuwiskowej. W odwiercie wykonanym w odległości czterech metrów od budynku stwierdzano zakłócenia na głębokościach do 12 m, natomiast w odwiercie odległym o osiem metrów nastąpił zanik zakłóceń już na głębokości 5 m. Według autorów publikacji zależność tłumienia zakłóceń w funkcji głębokości można w przybliżeniu uznać za liniową. Jednak zasadniczym mankamentem prezentowanych badań był brak znajomości charakteru zakłóceń. Nie prowadzono bowiem równoległego pomiaru pola magnetycznego na powierzchni w pobliżu odwiertu. Komentarz ograniczono do stwierdzenia, że oprócz źródeł emitujących zakłócenia o częstotliwości sieci energetycznej i jej harmonicznych, musiały istnieć też źródła generujące pola elektromagnetyczne o szerokim widmie częstotliwościowym (np. sprzęt gospodarstwa domowego). Również w pracy [41] przedstawiono wyniki pasmowej, w zakresie 10÷20 kHz, analizy wpływu zakłóceń elektromagnetycznych pochodzących od osiedli ludzkich na rejestrowane pola PEE.

W badaniu podziemnych pól elektromagnetycznych naturalnego pochodzenia wskazana jest równoczesna obserwacja pól elektromagnetycznych obecnych na powierzchni ziemi. Za przykład mogą posłużyć badania naturalnego ziemskiego promieniowania elektromagnetycznego prowadzone w Kyoto w latach 1999÷2000 na terenie bez aktywności osuwiskowej [99]. Badania kontynuowano w latach następnych [100]. Głównym celem

przedsięwzięcia była obserwacja anomalii elektromagnetycznych związanych z prekursorami bliskich i dalekich trzęsień ziemi. Rejestrowano w sposób ciągły pole elektryczne za pomocą dwóch identycznych pod względem budowy elektrycznej odbiorników współpracujących z antenami dipolowymi. Jedną z anten umieszczono w odwiercie pomiarowym o średnicy 10 cm i głębokości 100 m, drugą na powierzchni ziemi w pobliżu odwiertu (rys. 2.8).



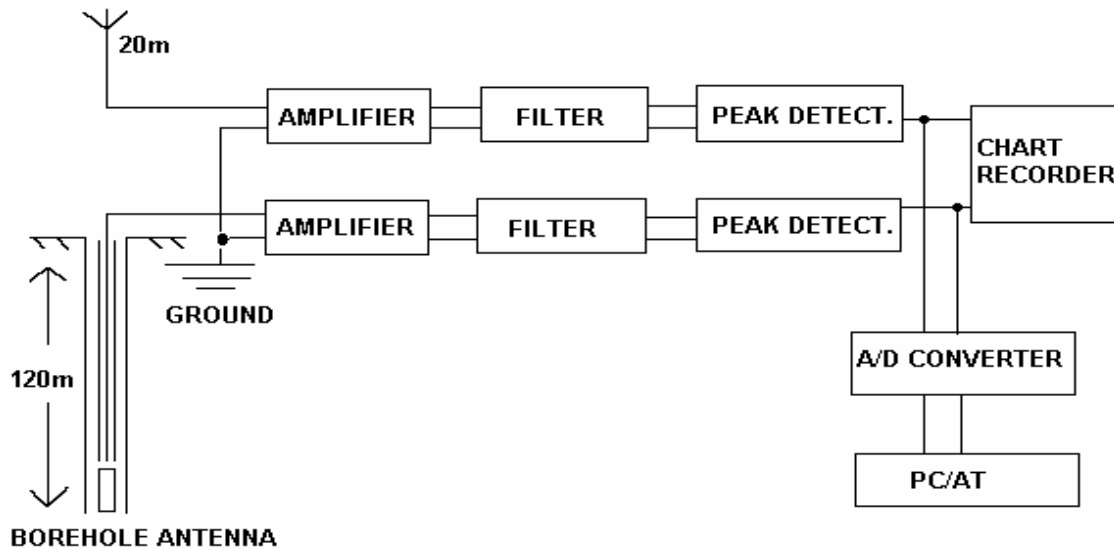
Rys. 2.8. Schemat blokowy systemu pomiarowego [99]

Rejestrowano widmo częstotliwości w zakresie  $0\div 1,6$  kHz, równocześnie dla sygnałów pochodzących z anteny podziemnej i naziemnej. Maksymalne, niezależnie regulowane wzmocnienie każdego z torów pomiarowych wynosiło 60 dB. Nie określono natomiast zakresu natężeń pól elektrycznych możliwych do rejestracji przez system pomiarowy. Stałym komponentem obydwu sygnałów była składowa związana z częstotliwością sieci 60 Hz oraz jej harmoniczne występujące w całym zakresie widma. Dobrze rejestrowane były zjawiska atmosferyczne, głównie burze. W przypadku silnych burz poziom sygnału rejestrowanego w odwiercie był średnio tylko o 4 dB niższy niż na powierzchni ziemi. Deszcze bez towarzyszących im wyładowań atmosferycznych objawiały się w postaci niskoczęstotliwościowych anomalii o pasmie nie przekraczającym kilkuset herców i rejestrowane były praktycznie tylko przez odbiornik naziemny. Szczególnie istotne dla obserwatorów były okresy podwyższonej aktywności elektromagnetycznej występującej w okresie poprzedzającym (nawet z miesięcznym wyprzedzeniem) trzęsienia ziemi. Impulsowe pole elektryczne związane z aktywnością sejsmiczną, o widmie z zakresu częstotliwości  $0,2\div 1,6$  kHz rejestrowane było przez obydwa odbiorniki. Amplituda pola elektrycznego na powierzchni była średnio o 14 dB niższa od tej, którą rejestrowano w odwiercie.

Nie przedstawiono tu wyczerpujących rozważań na temat mechanizmów generacji obserwowanych impulsowych pól elektrycznych. Stwierdzono tylko, że ich źródłem są zjawiska piezoelektryczne uaktywnione procesami geodynamicznymi skorupy ziemskiej poprzedzającymi trzęsienie ziemi. Zdaniem autorów dochodzi wtedy do znacznej kumulacji naprężeń, które ulegają relaksacji w czasie trwania trzęsienia ziemi.

Podobny sposób długoterminowej obserwacji pól elektrycznych towarzyszących prekursorom trzęsienia ziemi stosowano w trakcie pomiarów prowadzonych w miejscowości Agra (Indie) w 1998 roku [92]. W czasie prac badawczych analizowano również wpływ niskoczęstotliwościowego jono- i magnetosferycznego szumu elektromagnetycznego na

wypadkowe rejestrowane pole elektromagnetyczne. Antenę podziemną umieszczoną w odwiercie (rys. 2.9) wykonano z drutu miedzianego długości 120 m i średnicy 4 mm hermetycznie zamkniętego w osłonie z tworzywa sztucznego. Na powierzchni ziemi rozpięto pionowo antenę o wysokości 20 m, wykonaną z takiego samego materiału jak antena podziemna. Sygnały z obydwu anten doprowadzono do identycznych torów pomiarowych i wstępnie wzmacniano o 40 dB. Za wzmacniaczem umieszczono filtr pasmowoprzepustowy o częstotliwości środkowej  $f_0=3$  kHz i pasmie przepustowym  $\Delta f=500$  Hz.



Rys. 2.9. Schemat blokowy systemu pomiarowego do rejestracji pola elektrycznego [91]

Docelowo po detekcji mierzony sygnał zostaje zamieniony na chwilową wartość napięcia stałego i po przetworzeniu zapisany w komputerze lub w innym urządzeniu rejestrującym. Stwierdzono, że pola elektryczne pochodzenia jonosferycznego wykazują krótkotrwałe, kilkugodzinne maksimum swej aktywności zależne od pory dnia, w przeciwieństwie do ciągłych w okresie przed trzęsieniem ziemi sejsmicznych pól elektrycznych.

Przedstawione przykładowe rozwiązania systemów pomiarowych umożliwiających rejestrację podziemnych, jak i naziemnych pól elektrycznych należy traktować jako modelowe. Na tej podstawie autor rozprawy opracował i skonstruował własny system pomiarowy, przystosowany do specyfiki rejestracji słabych naturalnych pól magnetycznych związanych z aktywnością osuwisk.

Na podstawie dostępnych w literaturze informacji na temat pomiarów samoistnych pól elektromagnetycznych z osuwisk aktywnych, autor wysnuł następującą tezę naukową rozprawy doktorskiej:

***Rejestracja i analiza samoistnego niskoczęstotliwościowego promieniowania elektromagnetycznego pochodzącego z osuwisk stwarza nowe możliwości oceny stanu ich stabilności.***



### **3. Źródła i mechanizmy generacji emisji elektromagnetycznej osuwisk**

W rozdziale wskazano mechanizmy wywołujące proces generacji naturalnego promieniowania elektromagnetycznego towarzyszącego aktywności osuwisk. Zaprezentowano też wyniki wykonanych przez autora rozprawy badań laboratoryjnych na próbkach skał oraz gruntów, pod kątem emisji pól elektromagnetycznych powstałych wskutek wymuszonych naprężeń mechanicznych. Dla potrzeb dalszych rozważań celowe jest dokonanie podziału osuwisk na osuwiska gruntowe, osuwiska skalne oraz mieszane osuwiska gruntowo-skalne [19]. Dla każdego z wymienionych typów osuwisk spodziewany jest inny mechanizm generacji pól elektromagnetycznych. Należy podkreślić, że mechanizm emisji elektromagnetycznej z ciał stałych obciążonych mechanicznie nie został dotychczas zbadany i wyjaśniony w zadowalający sposób. Wielu badaczy podaje różne, czasami sprzeczne, informacje na temat mechanizmów mogących wyzwolić emisję samoistnych pól elektromagnetycznych obserwowaną w przypadku aktywacji osuwisk. Zależnie od budowy geologicznej, rodzaju aktywności oraz rozważanego zakresu widma częstotliwościowego wskazywane są różnorodne mechanizmy odpowiedzialne za samoistną emisję pól. Prawdziwość wielu hipotez potwierdzona została eksperymentami na poziomie badań laboratoryjnych oraz pomiarami samoistnej emisji pól elektromagnetycznych na terenach aktywnych osuwisk. Jednak, zgodnie ze zdaniem większości badaczy, jako główne procesy geodynamiczne wywołujące emisję elektromagnetyczną osuwisk wymieniane są siły ściskające oraz siły tarcia występujące pomiędzy przemieszczającymi się warstwami osuwiska, co zwykle związane jest z istnieniem płaszczyzny poślizgu. Siły te są transformowane na emitowane przez aktywne osuwisko pole elektromagnetyczne.

#### **3.1. Mechanizmy generacji samoistnych pól elektromagnetycznych z osuwisk**

Często do opisu zjawisk elektromagnetycznych związanych z procesami osuwiskowymi stosowany jest model wykorzystywany w badaniach i interpretacji procesów elektrosejsmicznych. Różnice tkwią wyłącznie w źródle i sposobie propagacji zaburzeń mechanicznych. W procesach sejsmicznych np. trzęsieniach ziemi, zaburzenie mechaniczne propagowane jest w ośrodku sprężystym, za jaki można uważać skorupę ziemską, od epicentrum do odległych niekiedy miejsc obserwacji [25]. Aktywność osuwiska generuje wiele lokalnych zaburzeń mechanicznych, wytwarzających w efekcie zmienne pola elektromagnetyczne, co tłumaczą odpowiednie mechanizmy elektrosejsmiczne. Zakłada się tu, że w ciele aktywnego osuwiska istnieje wiele lokalnych, blisko położonych stref o zwiększonych wartościach naprężeń mechanicznych, które ulegają szybkiej relaksacji, powodując powstanie nowych skupisk podwyższonego naprężenia [25]. W strefach aktywności osuwiska proces ten trwa ciągle, a miejsca chwilowych lokalnych maksimum naprężeń mechanicznych stają się źródłami emisji pól elektromagnetycznych. Nie ma dotychczas pełnej zgody co do charakteru i widma częstotliwości obserwowanych pól elektromagnetycznych. W większości pozycji literaturowych autorzy stwierdzają, że obserwowane są pola o charakterze impulsowym i maksymalnych częstotliwościach widma dochodzącym do 50 kHz [38,55-56]. Ponadto liczba emitowanych impulsów w jednostce czasu zwiększa się w miarę wzrostu intensywności naprężeń występujących w osuwisku. Tłumaczy to powszechnie obserwowane zjawisko narastającej emisji pól elektromagnetycznych przed katastrofalnym procesem osunięcia, które szybko ustępuje po osunięciu. W dostępnej obecnie literaturze brak doniesień na temat kompleksowych badań tego typu.

Ogólnie uważa się, że w wyniku naprężeń związanych z rozwijającym się procesem osuwiskowym uwolniona zostaje pewna porcja energii, głównie mechanicznej, zależna od rozmiarów, budowy oraz sposobu niszczenia osuwiska [7]. Niewielka część energii emitowana jest w postaci promieniowania elektromagnetycznego, co potwierdzają badania laboratoryjne [25]. W praktyce rejestrowane jest wypadkowe pole elektromagnetyczne o składowych różnorodnej natury [12]:

$$W_{PVEP} = W_{PE} + W_K + W_{VT} + W_T + W_V + W_{TP} + W_{BP} \quad (3.1)$$

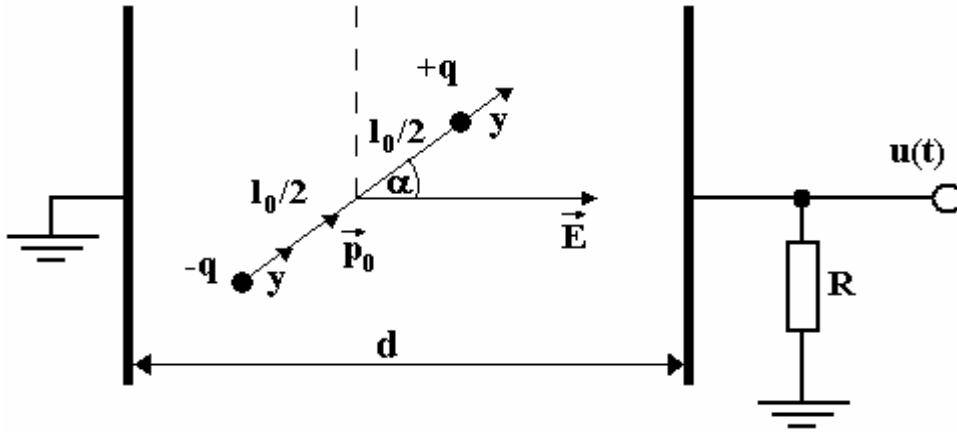
gdzie:  $W_{PE}$  – energia zjawisk piezoelektrycznych  
 $W_K$  – energia powstająca podczas niszczenia kryształów i sieci krystalicznych  
 $W_{VT}$  – energia wyzwolana podczas mikropęknięć  
 $W_T$  – energia powstająca podczas tarcia minerałów  
 $W_V$  – energia wynikająca z przepływu wód podziemnych, związana z istnieniem elektrycznej warstwy podwójnej  
 $W_{TP}$  – energia wysokoczęstotliwościowych prądów tellurycznych  
 $W_{BP}$  – energia wysokoczęstotliwościowych prądów błędzących.

Powyższa, ogólna zależność nie rozstrzyga, które z wymienionych zjawisk dominują w procesie aktywacji osuwisk, ani jaki jest mechanizm zamiany poszczególnych rodzajów energii na odpowiadające im elementarne pola elektromagnetyczne. Obecnie prowadzone są liczne badania laboratoryjne dotyczące emisji elektromagnetycznej ciał stałych poddanych naprężeniom, lecz dotychczas nie uzyskano zadowalającej odpowiedzi co do genezy zjawiska. Stosunkowo dużo prac poświęcono emisji elektromagnetycznej ze skał poddanych mechanicznemu niszczeniu. Wyniki tych badań w praktyce wykorzystane zostały do prognozowania tąpnięć kopalnianych, trzęsień ziemi i innych zjawisk sejsmicznych [54,79,94]. Samoistne pola elektromagnetyczne generowane w skałach w wyniku naprężeń mechanicznych rozpatrywane są też jako zwiastuny aktywności osuwisk skalnych lub gruntowych ze znaczną zawartością zwietrzałego materiału skalnego [55,91].

Jak już wspomniano, w procesie rozwoju osuwisk zachodzi wiele podobnych zjawisk do tych, które obserwowane są w początkowej fazie aktywności sejsmicznej [3,25]. W sejsmicznie aktywnym epicentrum następuje kumulacja znacznych naprężeń, czego skutkiem jest wytworzenie się sieci mikropęknięć oraz fluktuacja płynów w porowej lub kapilarnej strukturze skał i gruntów. Wymienione zjawiska występują we wszystkich typach aktywnych osuwisk, będąc prawdopodobnym źródłem emisji pól elektromagnetycznych [38,52-53,56,91].

Proces tworzenia się mikropęknięć o długości od pojedynczych milimetrów do dziesiątych, a nawet setnych części milimetra, dotyczy głównie skał, jak również spoistych gruntów [96]. Tworzące się w ciele stałym mikropęknięcie można rozpatrywać jako źródło przebiegu elektrycznego o charakterze tłumionych oscylacji. W ten sposób tłumaczony jest efekt samoistnej emisji pól elektromagnetycznych ze skał osadowych pozbawionych kryształów kwarcu np. kreda [86-87] jak również skał bogatych w kwarc jak np. piaskowiec, granit [29].

Przyjmuje się, że brzegi mikropęknięcia obdarzone są różnoimiennym ładunkiem elektrycznym [52]. Według [42] elektryczny schemat równoważny wytworzonego w ciele stałym mikropęknięcia można przedstawić w postaci kondensatora o pojemności  $C$ , którego jedna z okładek jest uziemiona, a druga obciążona rezystancją  $R$  (rys. 3.1).



Rys. 3.1. Elektryczny schemat zastępczy szczelinowego mikropęknięcia [42]

Dla wytworzonego w ciele stałym mikropęknięcia na podstawie zasady zachowania energii można zapisać [42]:

$$\vec{E} \left( \sum_{k=1}^N q_k \vec{v}_k \right) dt = Ri^2 dt + C u du \quad (3.2)$$

gdzie:  $q_k$  – elementarny ładunek elektryczny na krawędziach szczeliny  
 $v_0$  – prędkość propagacji ładunków  
 $\vec{E}$  – natężenie pola elektrycznego  
 $Ri^2 dt$  – energia wydzielona na rezystancji obciążenia  
 $Cu du$  – energia zgromadzona pomiędzy okładkami kondensatora  
 $N$  – liczba ładunków elektrycznych zgromadzonych pomiędzy okładkami kondensatora.

Lewa strona równania (3.2) reprezentuje energię elektryczną uwolnioną w czasie pęknięcia.

Równanie (3.2) można przedstawić w postaci równoważnej:

$$\frac{1}{C} \vec{E}_1 \left( \sum_{k=1}^N q_k \vec{v}_k \right) = \frac{u}{\tau} + \frac{du}{dt} \quad (3.3)$$

gdzie:  $\vec{E}_1 = \frac{\vec{E}}{u}$   
 $\tau = RC$

Para nieruchomych ładunków  $-q$ ,  $+q$  odległych o  $l_0$  tworzy dipol elektryczny o momencie dipolowym  $\vec{p}_0$  (rys. 3.1). W wyniku tłumionych drgań krawędzi szczeliny, ładunek zmienia swe położenie przestrzenne w czasie zgodnie z zależnością:

$$y(t) = y_0 e^{-\delta t} \sin(\omega t) \quad (3.4)$$

gdzie:  $\delta$ ,  $\omega$  – stałe drgań tłumionych  
 $y_0$  – położenie spoczynkowe ładunku

Proces rozładowania kondensatora powoduje zanik zgromadzonego ładunku:

$$q = q_0 e^{-\beta t} \quad (3.5)$$

gdzie:  $q_0$  – początkowa wartość ładunku  
 $\beta$  – stała zaniku ładunku

Na podstawie powyższego zmienny w czasie dipolowy moment elektryczny zapisujemy jako:

$$\vec{p}(t) = q_0 e^{-\beta t} (l_0 + 2y_0 e^{-\delta t} \sin(\omega t)) \vec{p}_0 \quad (3.6)$$

gdzie:  $\vec{p}_0$  – moment dipolowy nieruchomego układu ładunków.

Ostatecznie równanie różniczkowe (3.3) można zapisać:

$$\frac{du}{dt} + \frac{u}{\tau} = a e^{-bt} \sin(\omega t + \varphi) \quad (3.7)$$

gdzie:  $a = \frac{2q_0 v_0 \cos(\alpha)}{Cd}$

$$b = \delta + \beta$$

$d$  – odległość pomiędzy okładkami kondensatora (szerokość szczeliny)

$\alpha$  – kąt pomiędzy wektorem natężenia pola elektrycznego  $\vec{E}$ , a kierunkiem poruszania się ładunków

$$\operatorname{tg}(\varphi) = -\frac{\omega}{\delta}$$

Rozwiązanie problemu przyjmuje postać [42]:

$$u(t) = u_1(t) + u_2(t) = U_0 e^{-\frac{t}{\tau}} - \frac{a e^{-bt}}{\sqrt{\omega_0^2 + \omega^2}} \sin(\omega t + \varphi) \quad (3.8)$$

gdzie:  $U_0$  – stała całkowania.

Wyznaczone na podstawie równania (3.8) napięcie  $u(t)$  na kondensatorze  $C$  złożone jest z dwóch składników. Pierwszy stałonapięciowy komponent  $u_1(t)$  związany jest z procesem rozładowania kondensatora przez rezystancję obciążenia  $R$  ze stałą czasową  $\tau = RC$ . Składowa zmiennoprądowa  $u_2(t)$  wynika z tłumionego drgania ścianek mikropeknięcia.

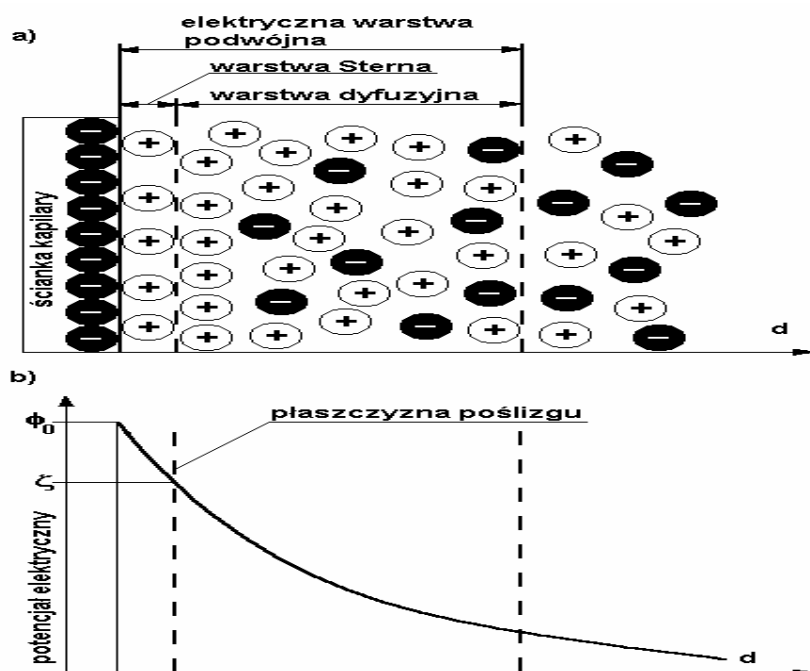
Zakres częstotliwości, w którym obserwowana jest emisja pól elektromagnetycznych wytworzonych w wyniku tworzenia się mikropeknięć jest szeroki. Przykładowo dla eksperymentów przeprowadzonych na próbkach kredy i ceramiki obserwowano widmo emisji elektromagnetycznej w zakresie  $10^4 \div 10^7$  Hz [96].

Innym często wskazywanym źródłem emisji pól elektrycznych jest przepływ wód podziemnych przez warstwy osuwiska, będące ośrodkiem porowatym. Towarzysząca temu emisja zmiennych pól elektromagnetycznych wynika z zaburzeń oscylacyjnych lub impulsowych w przepływie płynu. Model ten najczęściej stosowany jest do opisu zjawisk

występujących w osuwiskach rozwiniętych w warstwach łu, gdzie również obserwowana jest emisja pól elektromagnetycznych.

Jak stwierdzono, partie osuwiska o zwiększonym nawodnieniu stają się miejscem prawdopodobnego rozwoju poślizgu warstw [16]. Ponadto aktywne strefy osuwiska charakteryzują się podwyższonym poziomem ciśnienia cieczy w porównaniu do stref stabilnych.

Występowanie zjawisk natury elektrycznej w wyniku przepływu płynu przez ośrodki porowy związane jest z mechanizmami znanymi z teorii elektrochemii. Podstawą do dalszych rozważań jest pojęcie elektrycznej warstwy podwójnej EDL (ang. electrical double layer) i związanego z nią potencjału elektrokinetycznego tzw.  $\zeta$ -potencjału występującego w układach koloidalnych. Nasycone płynem warstwy geologiczne tworzące osuwisko można rozpatrywać w mikroskali jako sieć kapilar wytworzonych w ziarnistej strukturze ośrodka. W płynie wypełniającym kapilary unoszone są jony, które oddziałując z ziarnami ośrodka tworzą elektryczną warstwę podwójną, co przedstawiono na rys. 3.2 stosując model Sterna [89].



Rys. 3.2. Model Sterna elektrycznej warstwy podwójnej: a) rozkład jonów w pobliżu ściany kapilary b) rozkład potencjału w funkcji odległości od ściany kapilary [89]

Zgodnie z rys. 3.2a warstwa kationów znajdująca się w warstwie Sterna, bezpośrednio przyległej do ściany kapilary o potencjale powierzchniowym  $\Phi_0$ , pozbawiona jest możliwości przemieszczania się w roztworze w wyniku silnego przyciągania elektrostatycznego oraz działania sił van der Waals'a [84]. Kationy znajdujące się w warstwie dyfuzyjnej posiadają możliwość przemieszczania się w roztworze, jednak w wyniku oddziaływań elektrostatycznych ich koncentracja jest zwiększona. Płaszczyzna rozdzielająca warstwę jonów nieruchomych i warstwę dyfuzyjną nazywana jest płaszczyzną poślizgu. Ma ona ściśle określony potencjał, zwany  $\zeta$ -potencjałem lub potencjałem elektrokinetycznym. Wartość potencjału  $\zeta^*$  silnie zależy od rodzaju ośrodka nasyconego cieczą, jak i właściwością samej cieczy, którą w większości przypadków traktować można jako elektrolit.

\* Przykładowo dla kaolinitu średnia wartości  $\zeta$ -potencjału wynosi 10÷50 mV.

Ze wzrostem stężenia elektrolitu wartość  $\zeta$ -potencjału maleje. Poza granicą warstwy dyfuzyjnej koncentracja anionów i kationów w roztworze ulega wyrównaniu.

Dla słabych elektrolitów koncentracja kationów  $n^+(d)$  oraz anionów  $n^-(d)$  w funkcji odległości od ścianki kapilary opisują zależności [84]:

$$n^+(d) = n^0 \exp\left(\frac{-ze\varphi(d)}{k_B t}\right) \quad (3.9)$$

$$n^-(d) = n^0 \exp\left(\frac{ze\varphi(d)}{k_B t}\right) \quad (3.10)$$

gdzie:  $k_B$  – stała Boltzmann

$n^0$  – koncentracja równowagowa jonów w elektrolicie

$t$  – temperatura

$z$  – wartościowość (walencyjność) jonów

$\varphi(d)$  – potencjał elektryczny w odległości  $d$  od ścianki kapilary.

Warstwa Sterna wraz z warstwą dyfuzyjną tworzą elektryczną warstwę podwójną EDL (ang. electrical double layer). Przebieg potencjału elektrycznego w funkcji odległości od ściany kapilary przedstawiono na rys. 3.2b.

Zależności łączące przepływ cieczy w jednorodnym ośrodku porowatym ze zjawiskami natury elektrycznej przybierają postać [1,21,30]:

$$\vec{J}_v = L_{11} \nabla(-p) + L_{12} \nabla(-V) \quad (3.11)$$

$$\vec{J}_c = L_{21} \nabla(-p) + L_{22} \nabla(-V) \quad (3.12)$$

gdzie:  $\vec{J}_v$  – gęstość strumienia cieczy [m/s]

$\vec{J}_c$  – gęstość prądu [A/m<sup>2</sup>]

$p$  – ciśnienie strumienia cieczy [N/m<sup>2</sup>]

$V$  – potencjał elektryczny [V]

$L_{11}, L_{12}, L_{21}, L_{22}$  – współczynniki proporcjonalności.

Przyjmując grubość elektrycznej warstwy podwójnej za znacznie mniejszą niż krzywizna powierzchni ziarn ośrodka, współczynniki  $L_{11} \div L_{22}$  definiuje się następująco [30]:

$$L_{11} = K/\eta \text{ [m}^4\text{/N}\cdot\text{s]} \quad (3.13)$$

$K$  – przenikalność elektroosmotyczna [m<sup>2</sup>]

$\eta$  – lepkość dynamiczna cieczy [N·s/m<sup>2</sup>]

$$L_{12} = L_{21} = -\epsilon\zeta/\eta = ke \quad (3.14)$$

$ke$  – współczynnik sprzężenia elektroosmotycznego [m<sup>2</sup>/V·s]

$\epsilon$  – przenikalność dielektryczna cieczy [F/m]

$\zeta$  – potencjał elektrokinetyczny [V]

$$L_{22} = \sigma - \text{konduktywność elektryczna cieczy [S/m]}. \quad (3.15)$$

Przyłożony do końców kapilary gradient ciśnienia wywołuje przepływ cieczy, co z kolei wywołuje gradient potencjału elektrycznego zwany potencjałem strumieniowym (ang. streaming potential). Strumień cieczy powoduje unoszenie jonów większościowych znajdujących się w warstwie dyfuzyjnej w kierunku wylotu kapilary, gdzie tworzy się ich nadmiarowa koncentracja. Po przeciwnej stronie kapilary, u jej wlotu, występuje niedobór jonów większościowych warstwy dyfuzyjnej. Przykładowo, gdy w warstwie dyfuzyjnej znajduje się nadmiar kationów to wylot kapilary ma potencjał dodatni, wlot – ujemny.

Zakładając brak zewnętrznych źródeł prądu i równomierność przepływu cieczy przez ośrodek, można wyznaczyć różnicę potencjału elektrycznego  $V$  w obwodzie w stanie jałowym ( $J_C=0$ ) występującą pod wpływem zmian ciśnienia  $p$ . Związek ten wyrażony jest zależnością Helmholtza-Smoluchowskiego [30,89]:

$$\nabla(-V) = -\frac{L_{21}}{L_{22}} \nabla(-p) \quad (3.16)$$

Na podstawie powyższej zależności definiowany jest współczynnik sprzężenia potencjału strumieniowego  $C_C$  [89], wyrażony w [mV/atm.] lub [mV/0,1MPa].

$$C_C = \frac{\nabla(-V)}{\nabla(-p)} = -\frac{L_{21}}{L_{22}} = \frac{\varepsilon \zeta}{\eta \sigma} \quad (3.17)$$

Gdy do rozpatrywanej próbki porowatego materiału doprowadzona zostanie różnica potencjałów elektrycznych, to nastąpi przepływ cieczy w kierunku wyższego potencjału, tzw. efekt elektroosmozy (ang. electroosmosis effect). Wtedy  $\nabla(-p)=0$  i z równań (3.11),(3.12) mamy [30]:

$$J_V = L_{12} \nabla(-V) \quad (3.18)$$

$$J_C = L_{22} \nabla(-V) \quad (3.19)$$

Zgodnie z zasadą Onsagera, obowiązującą dla większości procesów sprzężonych, macierz współczynników fenomenologicznych jest symetryczna, tzn. obowiązuje zależność  $L_{ik} = L_{ki}$  dla dowolnego  $i, k$  [70].

W naszym przypadku można zapisać  $L_{12} = L_{21}$ , co daje [30]:

$$\begin{pmatrix} J_F \\ J_C \end{pmatrix}_{\Delta p=0} = -\begin{pmatrix} \Delta V \\ \Delta p \end{pmatrix}_{J_C=0} \quad (3.20)$$

Powyższa zależność znana też jako prawo Saxensa określa zasadę wzajemności pomiędzy potencjałem strumieniowym a elektroosmozą dla ośrodka porowatego nasyconego cieczą.

Rozpatrzmy teoretyczną próbkę ośrodka porowego w kształcie walca o powierzchni podstawy  $S$  i długości  $l$ , przez którą wymuszany jest przepływ cieczy zgodny z kierunkiem długości  $l$ , pod wpływem różnicy ciśnienia  $\Delta p$ . Porowa struktura walca o wypadkowej rezystywności  $\rho_P$  nasycona jest cieczą o rezystywności  $\rho_C$ . Zgodnie z zależnościami (3.16) i (3.17), można wyznaczyć napięcie  $U_P$  występujące na końcach próbki [89]:

$$U_p = \frac{\varepsilon \zeta \rho_c}{\eta} \Delta p \quad (3.21)$$

Rezystancja  $R_p$  porowej struktury próbki wynosi [3]:

$$R_p = \frac{\rho_p l}{S} \quad (3.22)$$

Prąd  $I_p$  przepływający przez próbkę można określić zależnością [3,38]:

$$I_p = \frac{\varepsilon \zeta \rho_c}{\eta \rho_p} S \frac{\Delta p}{l} \quad (3.23)$$

gdzie:  $\Pi = \rho_c / \rho_p$  – współczynnik porowatości dynamicznej [3,38,75].

Traktując próbkę w kształcie walca o promieniu podstawy  $r$  jako prostoliniowy przewodnik, przez który przepływa prąd o wartości  $I_p$ , zgodnie z prawem Biota-Savarta można wyznaczyć natężenie pola magnetycznego w punkcie obserwacji odległym o  $d$  od próbki ( $d \gg r$ ) [57]:

$$\vec{H}_p = \frac{I_p}{4\pi} \int_l \frac{d\vec{l} \times \vec{d}}{d^3} \quad (3.24)$$

Uwzględniając zależność (3.23) oraz przyjmując punkt obserwacji normalny do pobocznic walca otrzymujemy:

$$\vec{H}_p = \frac{l I_p}{4\pi d^2} \quad (3.25)$$

Emisja zmiennych pól elektromagnetycznych wywołanych przepływem cieczy wynika z faktu oscylacyjnych lub impulsowych zmian gradientu ciśnienia wymuszającego przepływ [23,44]. Zjawisko to nosi nazwę efektu sejsmoelektrycznego [89]. Spotykane są również określenia efekt sejsmoelektryczny drugiego rodzaju lub efekt E. Oscylacyjny charakter gradientu ciśnienia powodowany jest propagacją fali sejsmicznej, akustycznej lub innymi zaburzeniami ośrodka sprężystego. Elektrokinetyczne podstawy zjawiska potencjału strumieniowego są takie same w całym zakresie częstotliwości, jednak wartość współczynnika  $C_c$  opisanego równaniem (3.17) zależna jest od częstotliwości oscylacji cieczy w kapilarze lub ośrodku porowym. Związek ten wynika z różnic natury hydrodynamicznej. Podawane są zależności aproksymujące wartość współczynnika sprzężenia potencjału strumieniowego  $C_c$  w funkcji częstotliwości [89].

Dla kapilary zależność  $C_c(\omega)$  przyjmuje postać [89]:

$$C_c(\omega) = \frac{\Delta V(\omega)}{\Delta P(\omega)} = \left[ \frac{\varepsilon \zeta}{\eta \sigma} \right] \left[ 1 - \frac{2}{r} \sqrt{\frac{\eta}{\omega \rho}} \left( \frac{1}{\sqrt{2}} - \frac{1}{\sqrt{2}} i \right) \right] \quad (3.26)$$

gdzie:  $r$  – promień kapilary



$\rho$  – rozkład ładunku w kapilarze.

W przypadku ośrodka porowatego mamy [89]:

$$C_c(\omega) = \frac{\Delta V(\omega)}{\Delta P(\omega)} = \left[ \frac{\varepsilon \zeta}{\eta \sigma} \right] \left[ 1 - i \frac{\omega}{\omega_t} \frac{m}{4} \left( 1 - 2 \frac{d}{\Lambda} \right)^2 \left( 1 - i^{\frac{3}{2}} d_D \sqrt{\frac{\omega \rho}{\eta}} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.27)$$

gdzie:  $d_D$  – odległość Debye'a\*

$\Lambda$  – średni promień porów

$m$  – współczynnik geometrii porów

$\omega_t$  – pulsacja charakterystyczna zależna od parametrów ośrodka porowatego.

Ogólnie, wypadkowe naturalne pole elektromagnetyczne, związane z aktywnością osuwisk, transponuje się na drgania płynu, co wynika z efektu elektroosmozy opisanego zależnościami (3.18) i (3.19).

Emisja wolnozmiennych pól elektrycznych o częstotliwości  $f < 100 \text{ Hz}$  wynika również z przepływu cieczy z prędkością  $\vec{v}_C$  przez kapilarę o długości  $dl$  w polu geomagnetycznym  $\vec{B}_E$  [23]. Na każdy elektron o ładunku elementarnym  $e$ , który porusza się z prędkością  $v_C$  w polu o indukcji  $B_E^{**}$  działa siła Lorentza  $\vec{F}_L$  [57,85]:

$$\vec{F}_L = e \vec{v}_C \times \vec{B}_E \quad (3.28)$$

Siła ta powoduje uporządkowany ruch elektronów powodujący wytworzenie pola elektrycznego o natężeniu [57]:

$$\vec{E} = \vec{v}_C \times \vec{B}_E \quad (3.29)$$

Przedstawione zjawiska elektryczne związane z przepływem cieczy przez ośrodek porowaty nie oddają spotykanej w praktyce złożoności problemu. Wynika to choćby z przyjęcia jednorodności ośrodka porowatego, co w rzeczywistości jest założeniem czysto teoretycznym. Istotna jest też znajomość wartości i rozkładu gradientów ciśnień działających na ciecz płynącą przez rozpatrywaną objętość. Informację tę łatwo uzyskać w warunkach eksperymentu laboratoryjnego, gdzie z góry zadawany jest przepływ cieczy przez próbkę pod znanym ciśnieniem  $p$  [30]. W przypadku badań w terenie nie dysponuje się tego typu informacjami, szczególnie, gdy zjawiska zachodzą w mikroskali. Praktycznie możliwe jest jedynie wyznaczenie dróg przepływu dużych strumieni podziemnych, co wykorzystywane jest w metodzie pomiaru potencjałów własnych.

Równie często wskazywanym przez badaczy źródłem emisji naturalnych pól elektromagnetycznych jest efekt piezoelektryczny, szczególnie wart rozważenia w przypadku osuwisk zawierających w swym składzie frakcje bogate w materiał skalny zawierający minerały piezoelektryczne np. piaskowce, żwiry, itp. [25]. Dotyczy to zarówno osuwisk zbudowanych z dużych jednolitych bloków skalnych, osuwisk o mieszanej budowie gruntowo-skalnej (zawierających cienkie rozdzielone płyty skalne), jak i osuwisk

\* Odległość przy której wartość potencjału wynosi  $\phi_0/e$ .

\*\* Zależnie od szerokości geograficznej średnia wartość indukcji magnetycznej  $B_E \in (25 \div 70) \cdot 10^{-5} \text{ T}$  [36]

wytworzonych w gruntach zawierających rozdrobniony materiał skalny, wykazujący własności piezoelektryczne. Do najczęściej występujących w przyrodzie minerałów piezoelektrycznych zaliczyć można: kwarc, turmalin, sfaleryt, nefelin [75]. Efekt piezoelektryczny obserwowany jest również w minerałach o własnościach dielektrycznych i półprzewodnikowych, takich jak selen, tellur, greenockit, cynkit, kdmoselit.

Aktywacja efektu piezoelektrycznego następuje w wyniku wewnętrznych naprężeń, nacisku oraz tarcia występującego w trakcie rozwoju osuwiska.

Efekt piezoelektryczny obserwowany jest w ośrodkach dielektrycznych o anizotropowej budowie, posiadających odpowiednią strukturę krystalograficzną.

Zjawisko to można opisać zależnościami [22,26]:

$$\vec{P} = Z_p \cdot d_p + \epsilon_0 \cdot \chi_r \cdot \vec{E} \quad (3.30)$$

$$e_s = Z_p \cdot s + d_p \cdot \vec{E} \quad (3.31)$$

gdzie:  $\vec{P}$  – wektor polaryzacji elektrycznej (polaryzacja) [C/m<sup>2</sup>]

$\vec{E}$  – natężenie pola elektrycznego [V/m]

$Z_p$  – naprężenie

$e_s$  – naprężenie sprężyste

$d_p$  – stała naprężenia piezoelektrycznego [C/N] – dla zjawiska prostego;  
[m/V] – dla zjawiska odwrotnego

$\epsilon_0$  – przenikalność elektryczna próżni

$\chi = \epsilon_0 \cdot \chi_r$  – podatność elektryczna [F/m]

$\chi_r$  – podatność elektryczna względna

$s$  – stała podatności sprężystej.

Z zależności (3.30) wynika, że zmiana polaryzacji elektrycznej  $P$  jest proporcjonalna do naprężenia  $Z_p$  wymuszonego na próbce kryształu piezoelektrycznego, przy braku wewnętrznych samoistnych naprężeń próbki (tzw. zjawisko piezoelektryczne odwrotne). Obserwowane jest też zjawisko opisane związkami (3.31), które prowadzi do pojawienia się naprężeń wewnętrznych w kryształach pod wpływem przyłożonego pola elektrycznego  $E$  (tzw. zjawisko piezoelektryczne proste). Skokowa zmiana polaryzacji elektrycznej  $P$ , będąca źródłem szerokopasmowych pól elektromagnetycznych, wywołana jest zjawiskiem kruszenia skał oraz cyklami naprężenie – relaksacja występującymi w ciele aktywnego osuwiska.

W przypadku emisji elektromagnetycznej z próbek o znacznej zawartości kryształów o własnościach piezoelektrycznych obserwowano szerokie widmo częstotliwości w zakresie  $10^2 \div 10^6$  Hz [94]. Charakter emisji silnie zależy od rodzaju niszczonego materiału, jak i sposobu oddziaływania sił niszczących.

W przypadku skał, jako jedno ze źródeł emisji elektromagnetycznej wskazywany jest również efekt piezomagnetyczny, wywołany zmianą wartości wektora magnetyzacji  $M$  w wyniku przyłożonej siły ściskającej [25].

W większości występujących w praktyce sytuacji pomiarowych, przedstawione powyżej mechanizmy samoistnej emisji pól elektromagnetycznych występują wspólnie. Sytuacja ta wynika m.in. z budowy geomorfologicznej rzeczywistych osuwisk, zawierających w swym ciele różnorodnie, przemieszane materiały takie jak skały, żwir, piasek, itp. Każdy typ materiału wykazuje odmienne mechanizmy generowania pól elektromagnetycznych.

W praktyce nie jest możliwe dokładne określenie tak istotnych, z punktu widzenia zachodzących zjawisk elektromagnetycznych, czynników jak rozkład naprężeń wewnątrz

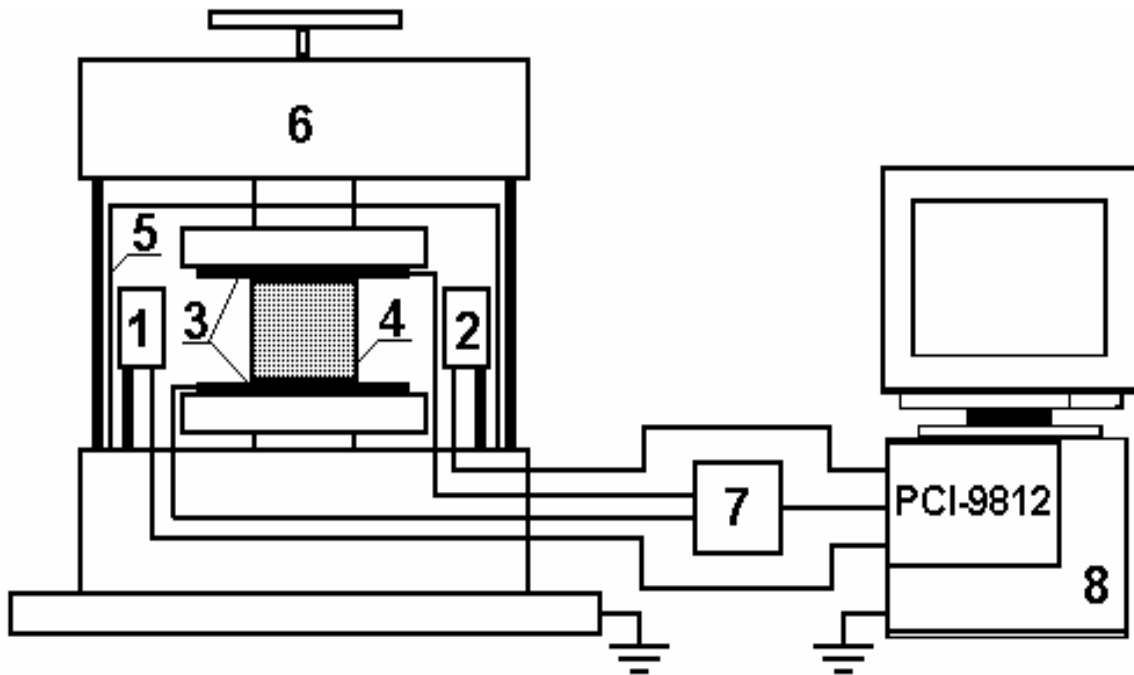
osuwiska, stopień nawodnienia poszczególnych warstw, poziom współczynnika kwasowości PH i inne.

Niemożliwe jest więc teoretyczne szacowanie spodziewanych natężeń składowych pól elektromagnetycznych na danym osuwisku. Można jednakże, mając na uwadze budowę geomorfologiczną i intensywność zachodzących procesów osuwiskowych, oszacować rząd wielkości natężenia składowych pola elektromagnetycznego.

### **3.2. Stanowisko laboratoryjne do badania emisji elektromagnetycznej z wybranych frakcji osuwisk**

W celu zbadania charakteru emisji elektromagnetycznej z frakcji podobnych do tych, które wchodzi w skład rozważanych w rozprawie osuwisk, wykonano serię pomiarów laboratoryjnych. Próbki poddano obciążeniu osiowemu, starając się zasymulować warunki naprężeń mechanicznych zachodzących w ciele osuwiska. Na decyzję o wykonaniu wstępnych pomiarów laboratoryjnych wpłynął głównie brak dostatecznej ilości informacji na temat emisji pól elektromagnetycznych z sypkich materiałów skalnych o zróżnicowanym stopniu rozdrobnienia. Informacje te zdaniem autora są konieczne w przypadku rozpatrywania emisji pól elektromagnetycznych z osuwisk gruntowych, szczególnie tych, które posiadają znaczne wtrącenia żwirów, piasków lub zwietrzałych i silnie rozdrobnionych warstw skalnych. Mechanizm emisji pól elektromagnetycznych dla osuwisk wytworzonych w warstwach skalnych wydaje być lepiej poznanym, o czym świadczy duża liczba publikacji na temat emisji elektromagnetycznej z różnorodnych skał w procesie ich niszczenia [47,76,79,86,93,107]. Szczególnie ważne na etapie badań laboratoryjnych było określenie, jaki charakter mają emitowane w procesie niszczenia próbek pola elektromagnetyczne. Dla każdego materiału zbadano widma częstotliwościowe dla obydwu składowych pola elektromagnetycznego emitowanego z próbek oraz ustalono zakres natężeń uzyskiwanych pól.

Podczas eksperymentów przeprowadzonych przez autora badano emisję pól elektromagnetycznych zarówno z próbek skalnych (dolomitu, magnezytu, piaskowca) oraz sypkich i plastycznych materiałów takich jak żwir, piasek oraz ił. Badano próbki skał w kształcie walca o wymiarach 35×60 mm lub sześciangu o boku 40 mm. Pomiarów wykonano na stanowisku laboratoryjnym zestawionym jak na rys. 3.3., otrzymując informacje pomocne autorowi rozprawy w opracowaniu aparatury do badania emisji elektromagnetycznej z aktywnych osuwisk.



Rys. 3.3. Organizacja stanowiska do badania emisji elektromagnetycznej frakcji osuwisk:  
 1 – odbiornik pola elektrycznego, 2 – odbiornik pola magnetycznego, 3 – elektrody pomiarowe, 4 – badana próbka, 5 – ekran elektromagnetyczny, 6 – prasa hydrauliczna, 7 – wzmacniacz pomiarowy, 8 – komputer PC z kartą pomiarową ADLINK PCI-9812 [opracowanie własne]

Na próbkę umieszczoną pomiędzy szczękami ręcznej prasy hydraulicznej działa obciążenie osiowe o maksymalnej możliwej do zadania wartości  $0 \div 450$  kN. Zastosowanie na stanowisku pomiarowym prasy ręcznej zamiast prasy o napędzie elektrycznym, korzystnie minimalizuje poziom zakłóceń elektromagnetycznych w miejscu badania próbki.

Podobny do prezentowanego sposób zadawania obciążeń osiowych, w szczękach prasy, stosowany jest w wielu rozwiązaniach stanowisk laboratoryjnych wykorzystywanych do badania emisji elektromagnetycznej z próbek skał oraz spoistych gruntów w trakcie ich niszczenia [79,86,94,107]. Spotykane są również konstrukcje stanowisk laboratoryjnych, umożliwiające zadawanie złożonych obciążeń z wszechosiowym włącznikiem [75]. Rozwiązania tego typu są jednak zdecydowanie trudniejsze w praktycznej realizacji ze względu na znaczny stopień komplikacji konstrukcji mechanicznej aparatury. Z tego powodu w większości przypadków eksperymenty ograniczone zostają tylko do badań emisji pól elektromagnetycznych dla obciążeń osiowych próbki.

W czasie niszczenia materiału, dzięki odpowiednim odbiornikom pomiarowym umieszczonym w pobliżu strefy zgniotu, rejestrowano składową elektryczną i magnetyczną pola elektromagnetycznego. Odbiorniki pomiarowe ustawiono na podstawkach tłumiących wykonanych z gąbki poliuretanowej. Zabieg ten ograniczył znacznie występowanie tzw. efektu mikrofonowania powodującego indukowanie siły elektromotorycznej SEM w cewce odbiornika pola magnetycznego pod wpływem drgań mechanicznych.

Wstępnie założono, że odbiornik pola elektrycznego oraz magnetycznego powinien mieć stałą czułość w pasmie  $0,1 \div 100$  kHz. Na podstawie informacji dostępnych w literaturze należy uznać, że pasmo to z wymaganym zapasem obejmuje zakres częstotliwości, w którym obserwowana była samoistna emisja pól elektromagnetycznych na obszarach aktywnych osuwisk [55-56].

Pomiarowy odbiornik pola elektrycznego zaopatrzonego w niesymetryczny dipol elektryczny o długości  $l=80$  mm. Dla anteny liniowej o długości znacznie mniejszej od  $\lambda/2$ , co spełnione jest w naszym przypadku, wysokość skuteczna anteny w rozważanym zakresie częstotliwości jest stała i wynosi [33,90]:

$$h_{sk} = \frac{l}{2} = 40 \text{ mm} \quad (3.32)$$

Wartość siły elektromotorycznej wytworzonej w antenie elektrycznej można zapisać jako [33]:

$$SEM_A = E \cdot h_{sk} \quad (3.33)$$

gdzie:  $E$  – natężenie pola elektrycznego [V/m].

Powyższa zależność jest prawdziwa wtedy, gdy spełniony jest warunek [33]:

$$h_{sk} \ll \lambda \quad (3.34)$$

Biorąc pod uwagę fakt, że w warunkach przestrzeni swobodnej zakresowi częstotliwości  $0,1 \div 100$  kHz, odpowiada długość fali z zakresu  $3 \cdot 10^6 \div 3 \cdot 10^3$  m, warunek (3.34) można uznać za spełniony.

Dipol, współpracując ze wzmacniaczem o wzmacnieniu napięciowym, umożliwia uzyskanie na wyjściu wzmacniacza napięcia o wartości:

$$U_{WY} = SEM_A \cdot K_U = E \cdot h_{sk} \cdot K_U \quad (3.35)$$

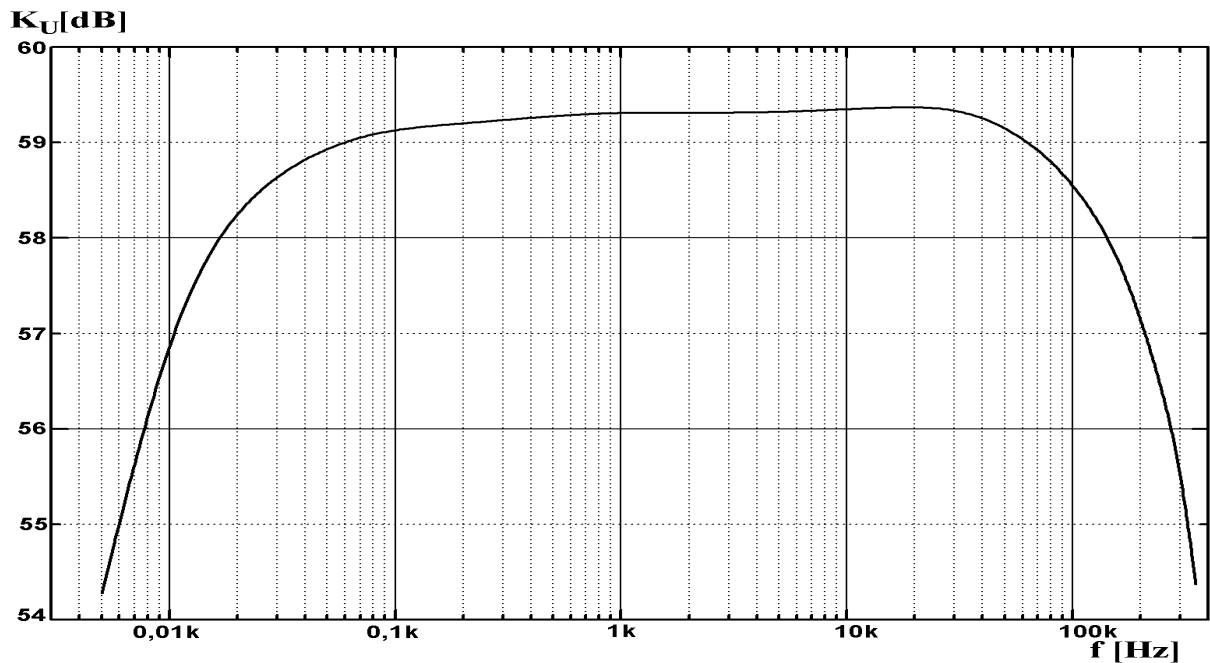
gdzie:  $K_U$  – wzmacnienie napięciowe wzmacniacza.

W odbiorniku pomiarowym skonstruowanym przez autora zastosowano wzmacniacz napięciowy o płaskiej charakterystyce amplitudowej w zakresie częstotliwości  $0,1 \div 100$  kHz, co jest widoczne na rys. 3.4.

Po przekształceniu zależności (3.35) do postaci

$$\beta = \frac{E}{U_{WY}} = \frac{1}{h_{sk} \cdot K_U} \quad (3.36)$$

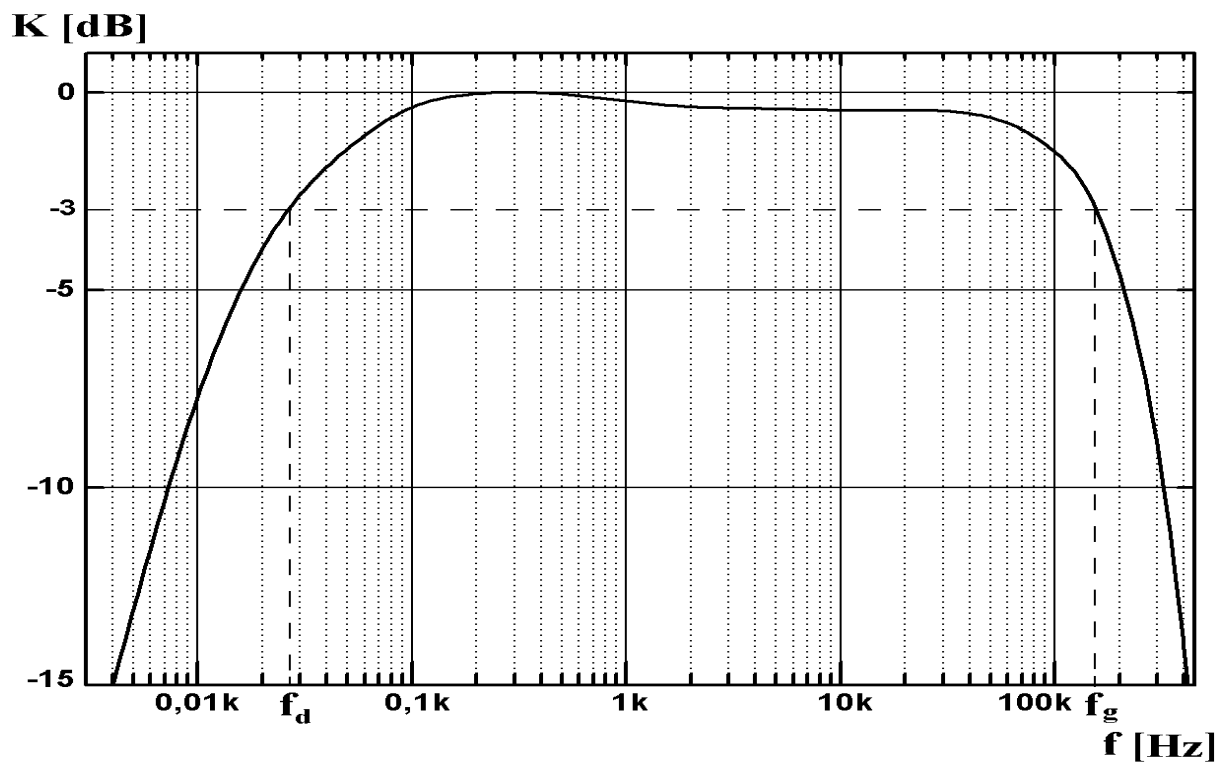
możliwe jest wyznaczenie szukanej wartości natężenia pola elektrycznego  $E$  na podstawie zmierzonego na wyjściu wzmacniacza napięcia  $U_{WY}$ , przy znajomości współczynnika  $\beta$  dla danej częstotliwości  $f$ .



Rys. 3.4. Charakterystyka amplitudowa wzmacniacza odbiornika pola elektrycznego

Dla  $h_{sk} = 4 \cdot 10^{-2}$  m i  $K_U \approx 1000$  V/V otrzymujemy  $\beta = 1/40 \text{ m}^{-1} = 0,025 \text{ m}^{-1}$ .

Wypadkową częstotliwościową charakterystykę amplitudową pomiarowego odbiornika pola elektrycznego przedstawiono na rys. 3.5.



Rys. 3.5. Charakterystyka częstotliwościowa pomiarowego odbiornika pola elektrycznego, zmierzona w polu wzorcowym o natężeniu  $E=0,5$  V/m

W założonym pasmie pracy odbiornika pola elektrycznego 0,1÷100 kHz, uzyskano stałość charakterystyki amplitudowej ze spadkiem nie przekraczającym 2 dB (rys.3.5).

W pomiarowym odbiorniku pola magnetycznego zastosowano antenę zamkniętą z rdzeniem ferrytowym. Dla anteny tego typu wysokość skuteczna  $h_{sk}$  wynosi [90]:

$$h_{sk} = \frac{2\pi z S \mu}{\lambda} = \frac{2\pi f z S \mu}{c} \quad (3.37)$$

gdzie:  $z$  – liczba zwojów anteny

$S$  – powierzchnia objęta przez zwoj anteny [ $m^2$ ]

$\lambda$  – długość fali [m]

$\mu$  – przenikalność magnetyczna skuteczna wypadkowa rdzenia anteny ferrytowej [H/m].

Poniżej częstotliwości rezonansu własnego wysokość skuteczna anteny  $h_{sk}$  wzrasta proporcjonalnie do częstotliwości z nachyleniem 20 dB/dek [90].

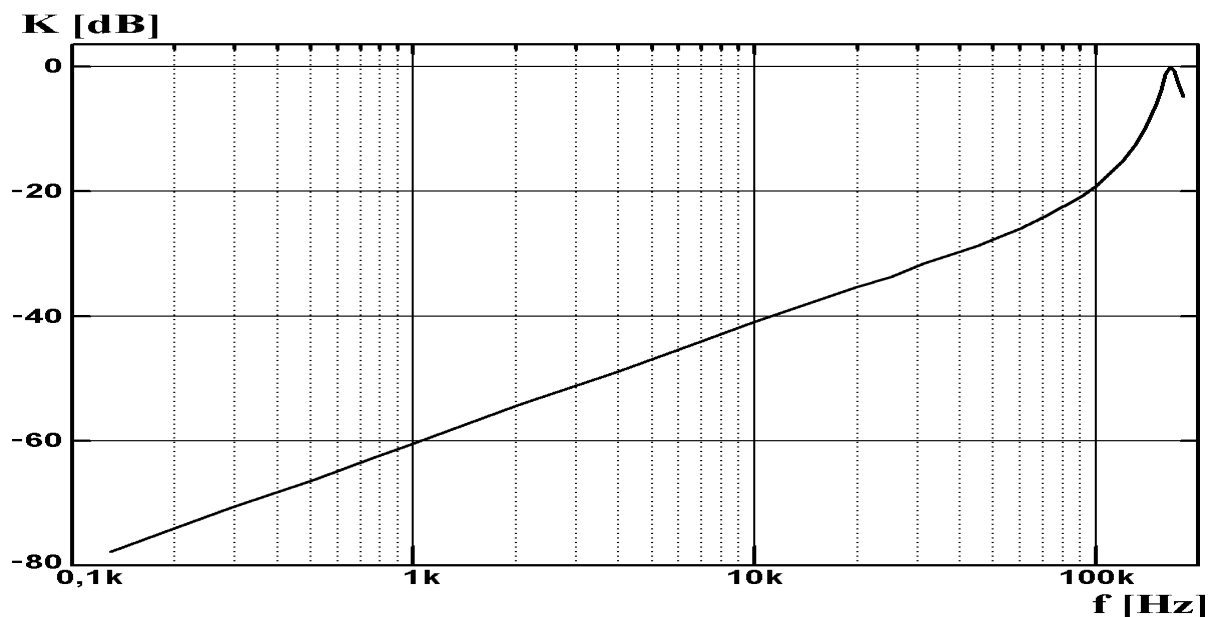
Siłę elektromotoryczną wyindukowaną w cewce anteny można wyznaczyć z zależności [90]:

$$SEM_A = Z_0 \cdot H \cdot h_{sk} \quad (3.38)$$

gdzie:  $H$  – natężenie pola magnetycznego [A/m]

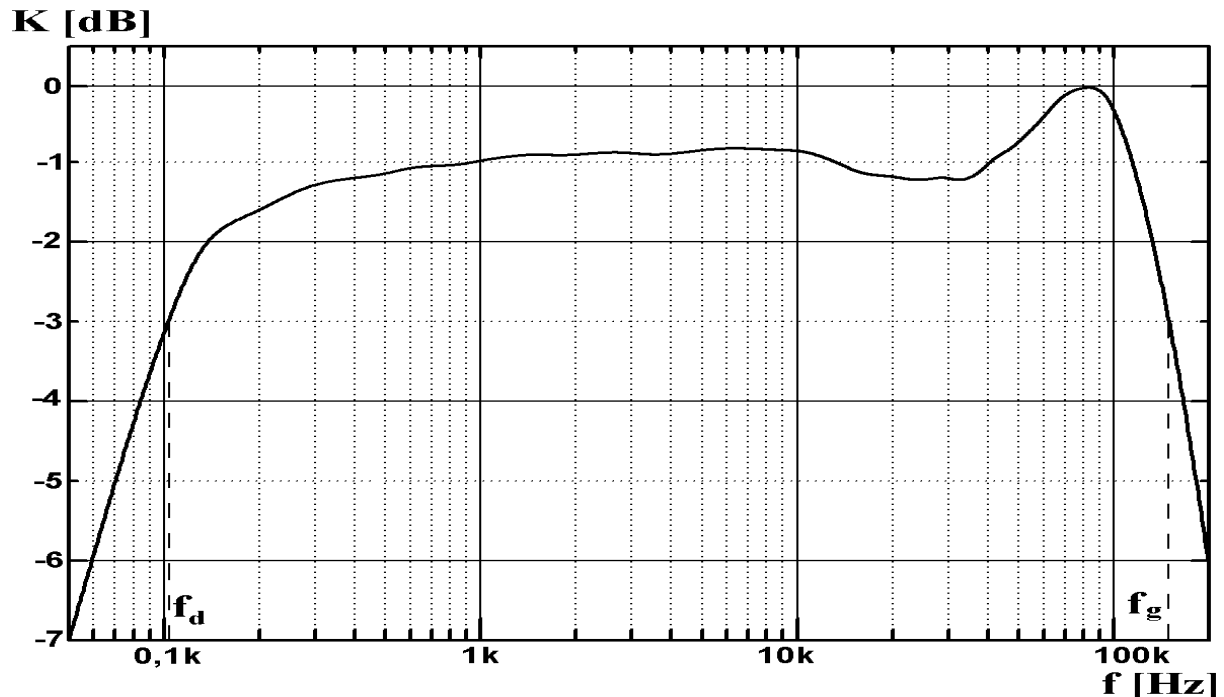
$Z_0 = 120\pi$  [ $\Omega$ ] – impedancja falowa wolnej przestrzeni.

Wartość wyindukowanej w antenie siły elektromotorycznej  $SEM_A$  zależy liniowo od wysokości skutecznej anteny. Zależność siły elektromotorycznej indukowanej w zastosowanej antenie odbiorczej w funkcji częstotliwości przedstawiono na rys. 3.6. Pomiar wykonano, dla stałej wartości wzorcowego natężenia pola magnetycznego wynoszącej 1,8 mA/m, stosując wzorec pola przedstawiony w pracy [76].



Rys. 3.6. Zależność siły elektromotorycznej  $SEM_A$  wyindukowanej w antenie magnetycznej w funkcji częstotliwości, zmierzona w polu wzorcowym o natężeniu  $H=1,8$  mA/m

By uzyskać stałą czułość odbiornika pola magnetycznego w założonym pasmie, należy skompensować wzrost siły elektromotorycznej z anteny przez dobór odpowiedniego kształtu charakterystyki amplitudowej wzmacniacza współpracującego z anteną. Do układu wzmacniacza dołączono filtr dolnoprzepustowy pierwszego rzędu, uzyskując wypadkową charakterystykę amplitudową pomiarowego odbiornika pola magnetycznego jak na rys. 3.7.

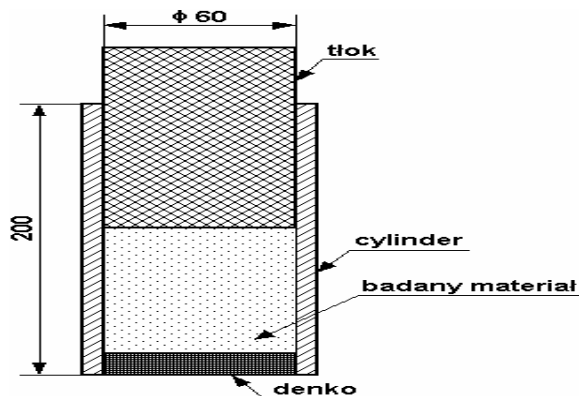


Rys. 3.7. Wypadkowa charakterystyka amplitudowa pomiarowego odbiornika pola magnetycznego, zmierzona w polu wzorcowym o natężeniu  $H=12$  mA/m

Dodatkowo, prócz badania emisji pól elektromagnetycznych, możliwa była rejestracja napięcia elektrycznego wytworzonego pomiędzy przeciwległymi ściankami próbki. Uzyskano to dzięki parze odizolowanych galwanicznie elektrod, przymocowanych do szczęk prasy. Elektrody wykonane z cienkiej srebrzonej blachy naklejonej na płytę tekstolitową o grubości 10 mm dołączono do szerokopasmowego wzmacniacza pomiarowego o wzmocnieniu 20 dB w zakresie częstotliwości DC+150 kHz i impedancji wejściowej  $10^{12}$   $\Omega$ . Opcjonalnie, w przypadku wolnozmiennych fluktuacji napięcia, możliwe było włączenie w tor wzmacniacza filtra dolnoprzepustowego czwartego rzędu o częstotliwości granicznej  $f=35$  Hz. Rozwiązanie to zapewnia eliminację wpływu częstotliwości sieci na pomiar.

Zmiany napięcia elektrycznego obserwowano wyłącznie w przypadku zgniatania wilgotnego łu lub nawodnionej mieszaniny łu z piaskiem. Zjawisko to związane jest z wywołaną naciskiem zmianą ciśnienia cieczy w porach próbki, co w konsekwencji wpływa na zmianę rozkładu potencjałów elektrycznych zgodnie z zależnościami (3.11) i (3.12). Próbki materiałów sypkich takich jak piasek, żwir lub ich mieszanina, przed umieszczeniem w szczękach prasy wsypywano do specjalnie wykonanego tekstolitowego cylindra o średnicy 60 mm i wysokości 200 mm (rys 3.8). Po umieszczeniu odpowiedniej ilości badanego materiału, cylinder zamykano wykonanym z tekstolitu tłokiem i próbkę umieszczano w prasie. W związku z obserwowanymi deformacjami cylindra, należało zbadać czy proces deformacji tekstolitu nie wywołuje emisji pól elektromagnetycznych. Po wykonaniu serii eksperymentów, polegających na zgniataniu kostek z tekstolitu, stwierdzono brak emisji pól elektromagnetycznych o natężeniach przekraczających poziom tła zakłóceń elektromagnetycznych obecnych w miejscu prowadzenia pomiarów rys. 3.9, 3.10.





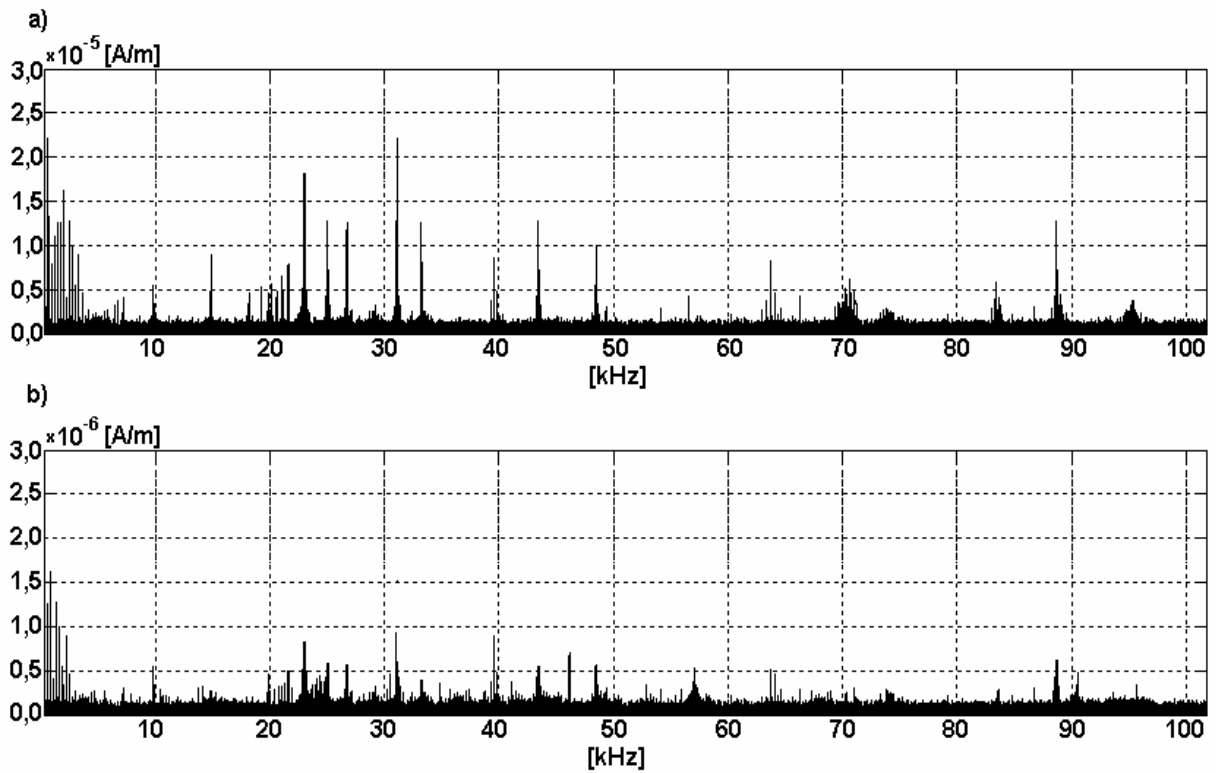
Rys. 3.8. Konstrukcja cylindra do zgniatania materiałów sypkich [opracowanie własne]

Komputer rejestrujący wyposażono w kartę pomiarową typu ADLINK PCI-9812 o następujących parametrach:

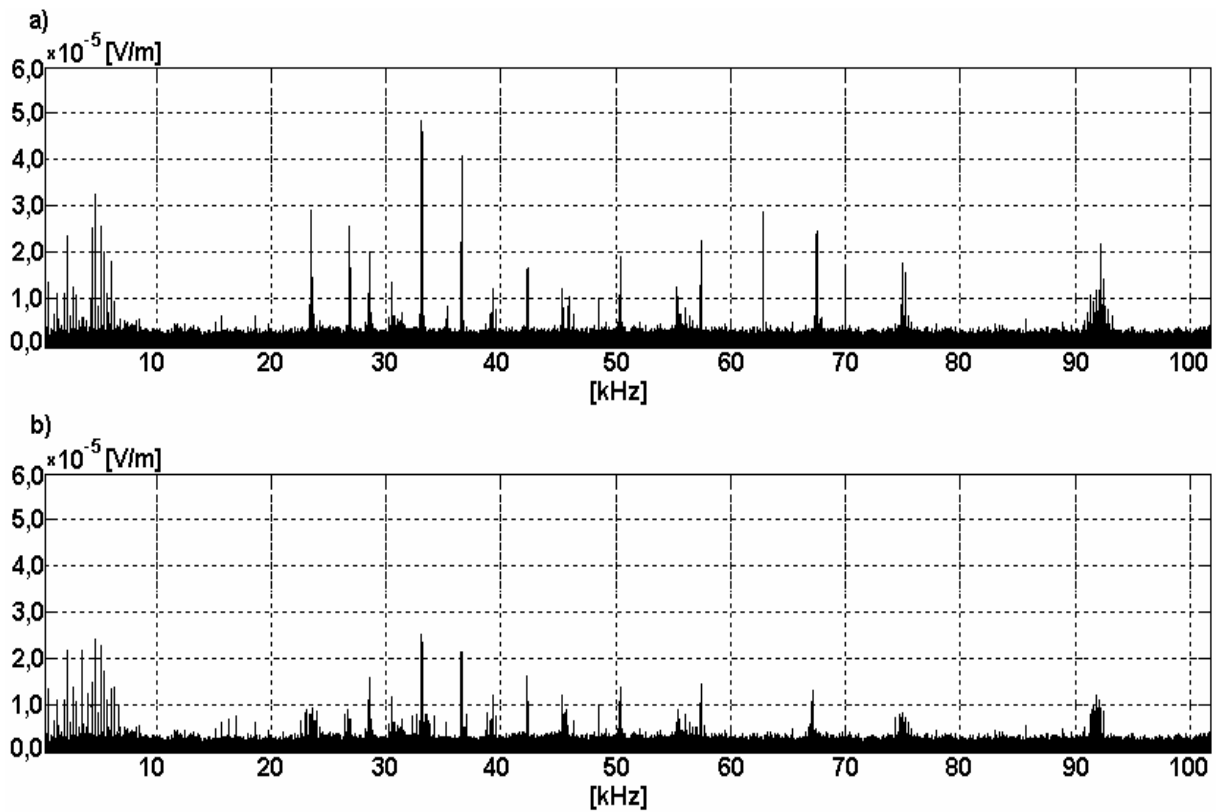
- 4 identyczne, niezależne analogowe torry pomiarowe o wejściu niesymetrycznym, akceptujące sygnały bipolarne o maksymalnej amplitudzie  $\pm 5$  V
- impedancja wejściowa toru pomiarowego, wybierana przełącznikiem przez użytkownika: 50  $\Omega$ , 1,25 k $\Omega$ , 15 M $\Omega$
- pasmo przenoszenia toru pomiarowego (-3dB): DC÷17 MHz
- przetwornik analogowo-cyfrowy o rozdzielczości 12 bitów
- maksymalna częstotliwość próbkowania mierzonego sygnału: 20 MHz
- współpraca z 32-bitowym portem PCI
- możliwa współpraca z systemami operacyjnymi: Windows 98/NT/2000/XP/2003, Linux, DOS.

W czasie pomiaru rejestrowano jednocześnie przebiegi z czujnika pola elektrycznego i magnetycznego oraz dodatkowo, w przypadku zgniatania próbek gruntu, napięcie pomiędzy elektrodami pomiarowymi. Pasma przenoszenia wszystkich trzech torów pomiarowych ograniczono do zakresu DC÷100 kHz. Wykorzystując odpowiednie oprogramowanie współpracujące z kartą pomiarową obserwowano i rejestrowano jednocześnie przebiegi czasowe badanych sygnałów oraz ich widma częstotliwościowe wyznaczone na podstawie algorytmu szybkiej transformaty Fouriera FFT [17,71].

Prasę, komputer oraz pozostałe bloki systemu pomiarowego trwale połączono z uziemieniem. W czasie prowadzenia pomiaru, ze względu na spodziewane niskie wartości natężeń składowych pola elektromagnetycznego (pkt 2), szczęki prasy wraz z czujnikami osłonięte zostały uziemionym ekranem elektromagnetycznym. Zabieg ten zmniejszył poziom rejestrowanych zakłóceń elektromagnetycznych, których głównym źródłem był przypuszczalnie komputer wchodzący w skład systemu pomiarowego. Wpływ ekranu na poziom rejestrowanych zakłóceń odpowiednich składowych pola elektromagnetycznego przedstawiono na rys. 3.9 i 3.10. Zauważalny jest korzystny wpływ ekranu na eliminację zakłóceń w zakresie częstotliwości poniżej 30 kHz, zarówno dla składowej elektrycznej i magnetycznej pola. Fakt ten należy uznać za istotny, gdyż umożliwia dokładniejszą obserwację dominujących niskoczęstotliwościowych maksimów w emisji pól elektromagnetycznych z badanych próbek (pkt 3.3). Również w zakresie częstotliwości do 20 kHz prowadzone były pomiary naturalnych pól magnetycznych emitowanych z rzeczywistych osuwisk (pkt 6).



Rys. 3.9. Wpływ ekranowania systemu pomiarowego na poziom rejestrowanych zakłóceń dla składowej magnetycznej: a) bez ekranu b) z ekranem



Rys. 3.10. Wpływ ekranowania systemu pomiarowego na poziom rejestrowanych zakłóceń dla składowej elektrycznej: a) bez ekranu b) z ekranem

### 3.3. Badania emisji elektromagnetycznej wybranych frakcji osuwisk

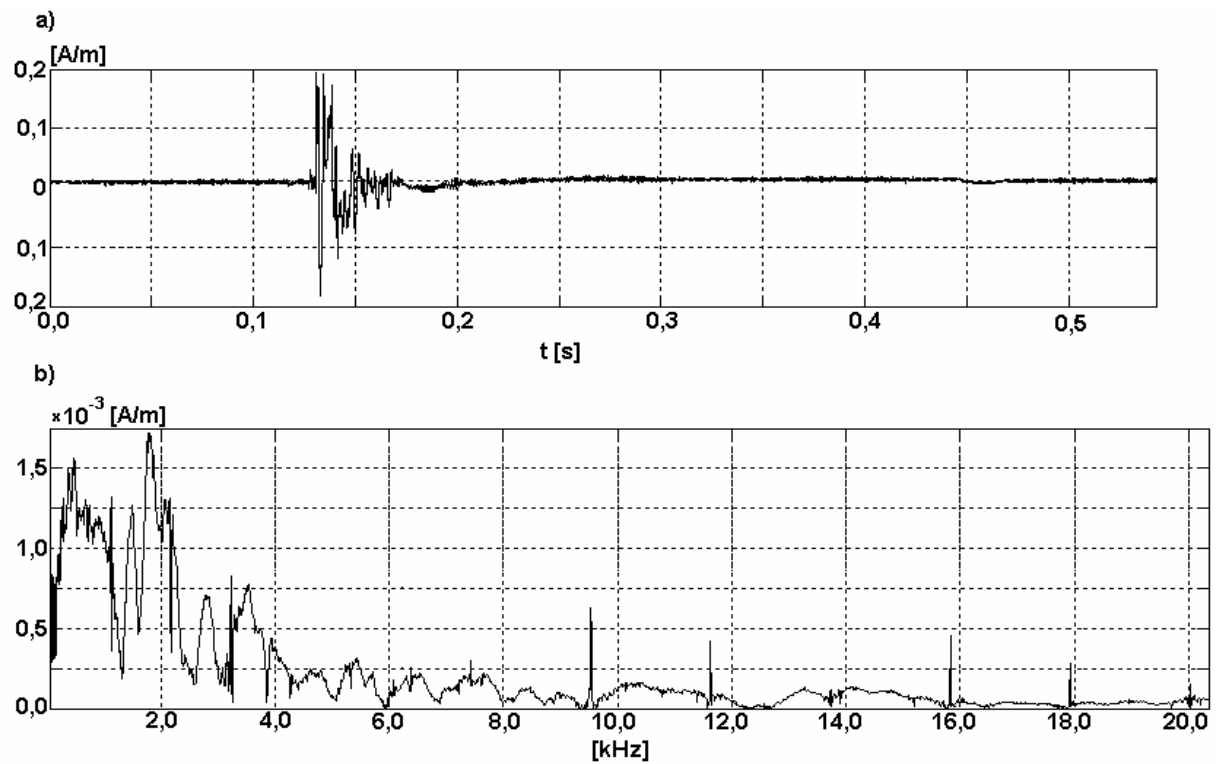
Badania emisji elektromagnetycznej ograniczono do zbioru próbek materiałów podobnych do tych, które wchodzi w skład rozpatrywanych osuwisk. W czasie badań emisji elektromagnetycznej nie dysponowano oryginalnymi próbkami skał oraz gruntów pochodzących z badanych osuwisk np. pozyskanymi z rdzeni odwiertów kontrolnych. Informacje na temat budowy geologicznej badanych osuwisk uzyskano na podstawie wyników badań geomorfologicznych wykonanych i udostępnionych autorowi przez służby geologiczne zajmujące się badaniem i monitorowaniem rozpatrywanych osuwisk.

W przypadku skalnego osuwiska w miejscowości Jelšava badane były próbki magnezytu, dolomitu szarego i piaskowca. Kolejne z badanych aktywnych osuwisk, znajdujące się w miejscowości Jaroszów ma budowę mieszaną. Górne jego partie złożone są głównie z przemieszanych spoistych frakcji iłu, piasku oraz żwiru o zróżnicowanej ziarnistości. Na powierzchni widoczne są liczne pęknięcia i rozpadliny tworzące rozległą sieć kanałów sprzyjających przenikaniu wód przypowierzchniowych do głębszych warstw osuwiska. W dolnych partiach osuwiska występują luźno rozmieszczone płyty piaskowca, silnie zniszczone w wyniku procesów podziemnej erozji. Warstwy te zdaniem geologów zajmujących się monitorowaniem stabilności osuwiska są szczególnie podatne na ruchy osuwiskowe. Dla tego osuwiska wymagane jest więc zbadanie charakteru emisji pól elektromagnetycznych z próbek piaskowca, żwiru, piasku oraz iłu. Podobną budowę geologiczną do osuwiska w Jaroszowie mają nieaktywne w trakcie prowadzonych badań osuwiska w Szymbarku oraz w Nowym Sączu.

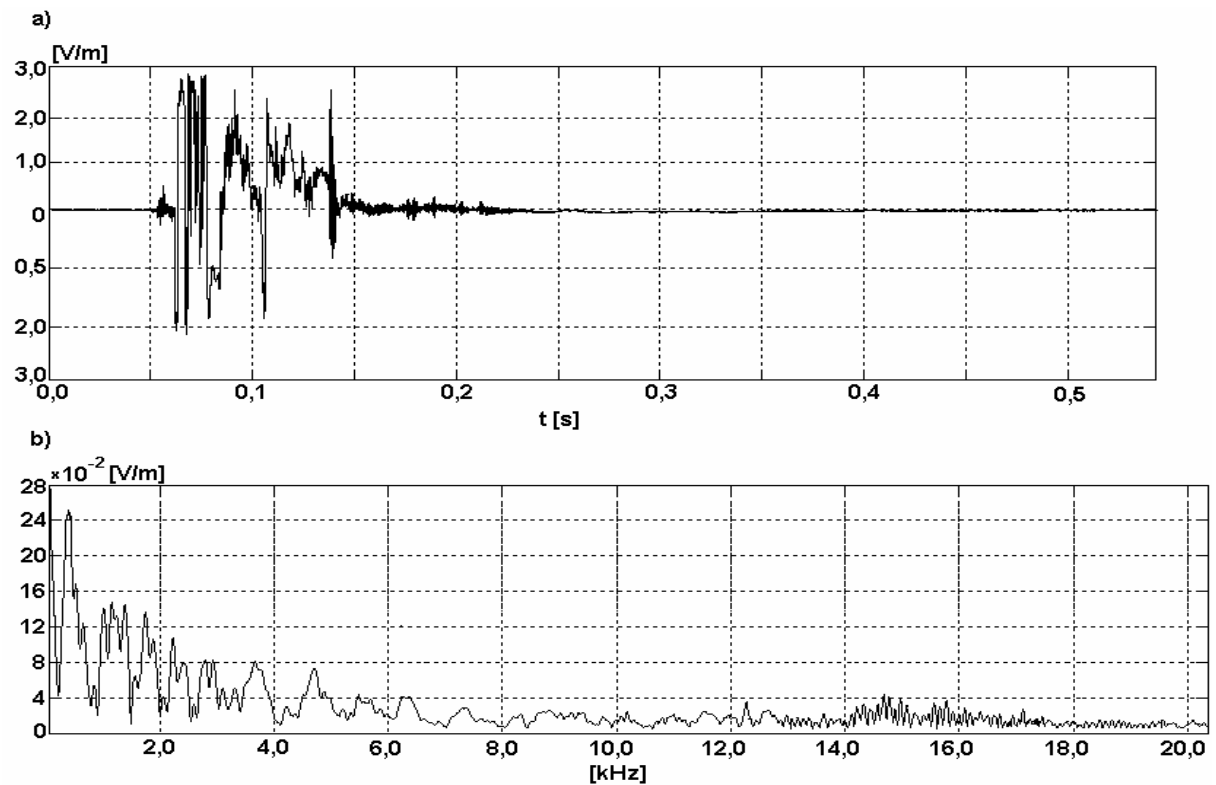
Badane laboratoryjnie próbki poddano obciążeniu osiowemu na stanowisku o konstrukcji przedstawionej w podpunkcie 3.2. Dla rejestrowanych w czasie niszczenia próbek składowych elektrycznych i magnetycznych pola elektromagnetycznego, przedstawiono przebiegi czasowe oraz odpowiadające im widma w dziedzinie częstotliwości. Prezentację obrazów widm, pomimo ich pełnej rejestracji do częstotliwości 100 kHz, ograniczono do zakresu, w którym widoczne są dobrze anomalie elektromagnetyczne wyniki z niszczenia badanych próbek.

Poczynione w trakcie prac laboratoryjnych spostrzeżenia umożliwiły określenie zakresu częstotliwości oraz spodziewanych natężeń pól elektromagnetycznych towarzyszących tworzeniu się naprężeń w skałach oraz skalnych materiałach sypkich. Strefy zwiększonych wartości naprężeń mechanicznych wskazywane są jako miejsca potencjalnej aktywacji osuwiska. Docelowo badania laboratoryjne uzupełnione o informacje dostępne w literaturze pozwoliły autorowi rozprawy na opracowanie i skonstruowanie aparatury do pomiaru emisji samoistnych pól elektromagnetycznych na obszarach osuwisk.

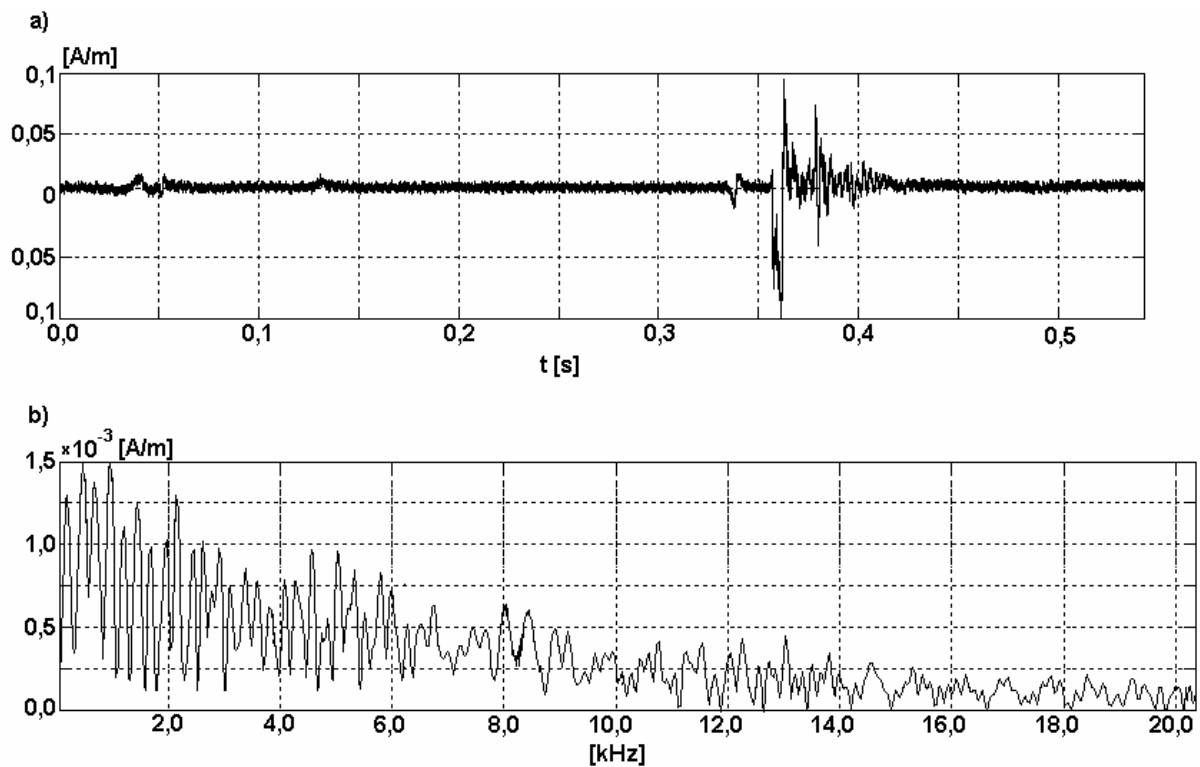
### 3.3.1. Badanie próbek piaskowca



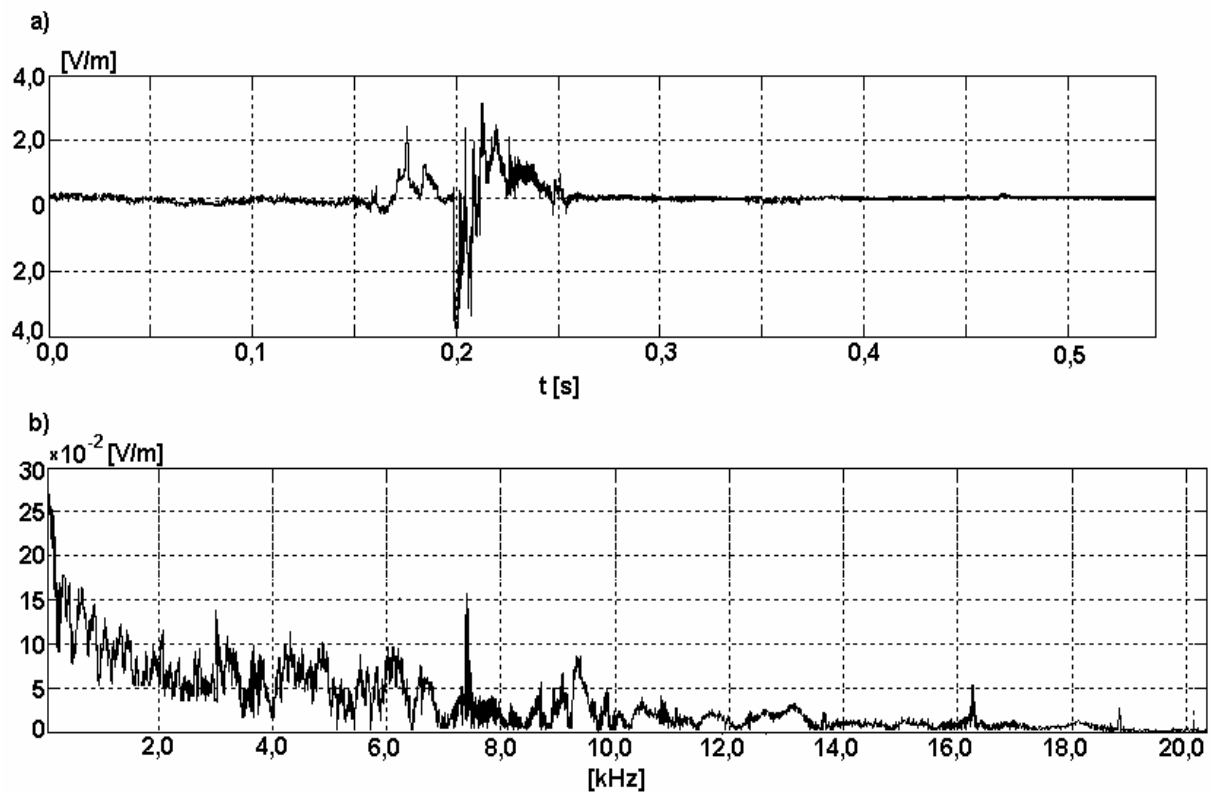
Rys. 3.11. Emisja składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego w trakcie niszczenia próbki piaskowca nr 1: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe



Rys. 3.12. Emisja składowej elektrycznej pola elektromagnetycznego w trakcie niszczenia próbki piaskowca nr 1: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe

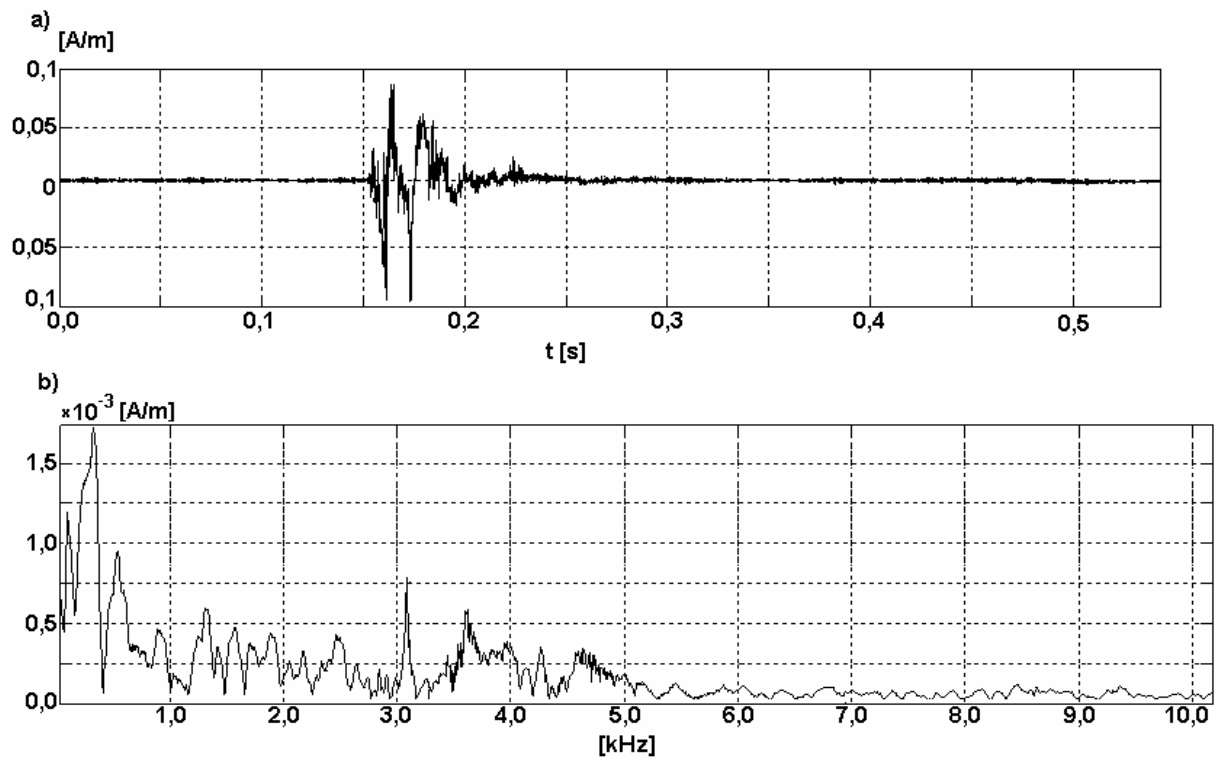


Rys. 3.13. Emisja składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego w trakcie niszczenia próbki piaskowca nr 2: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe

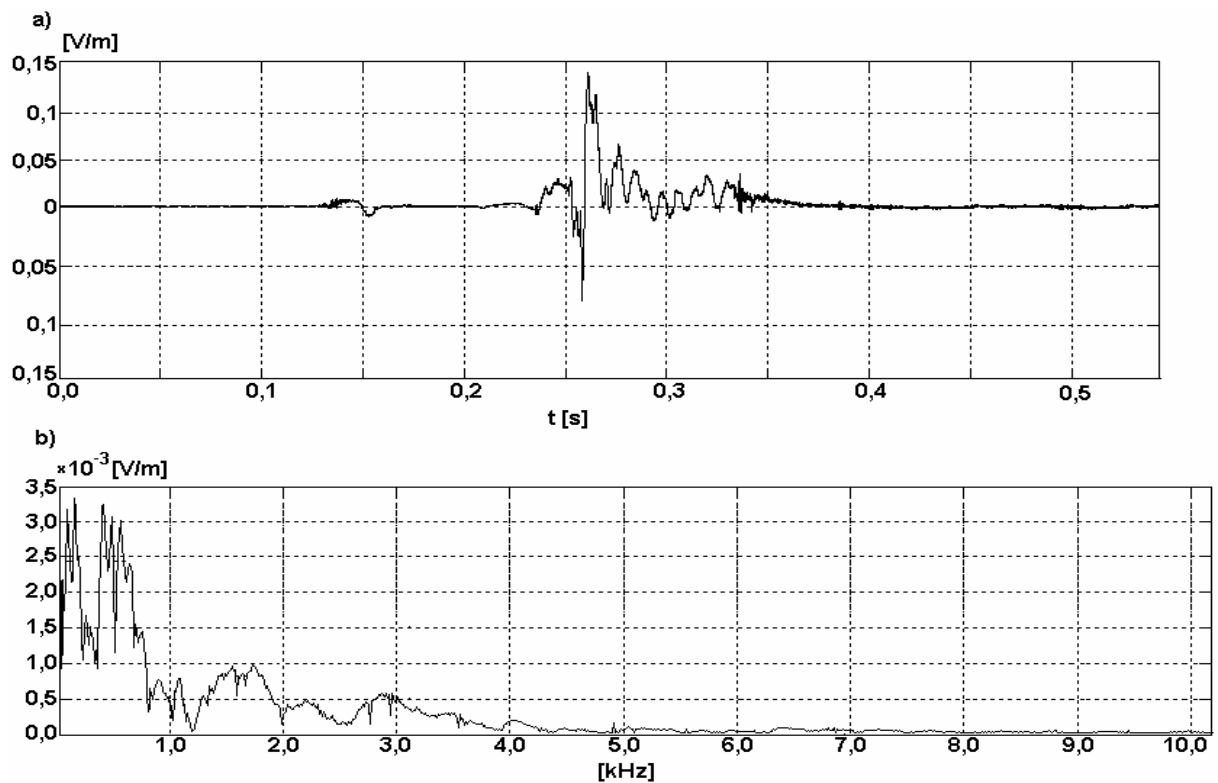


Rys. 3.14. Emisja składowej elektrycznej pola elektromagnetycznego w trakcie niszczenia próbki piaskowca nr 2: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe

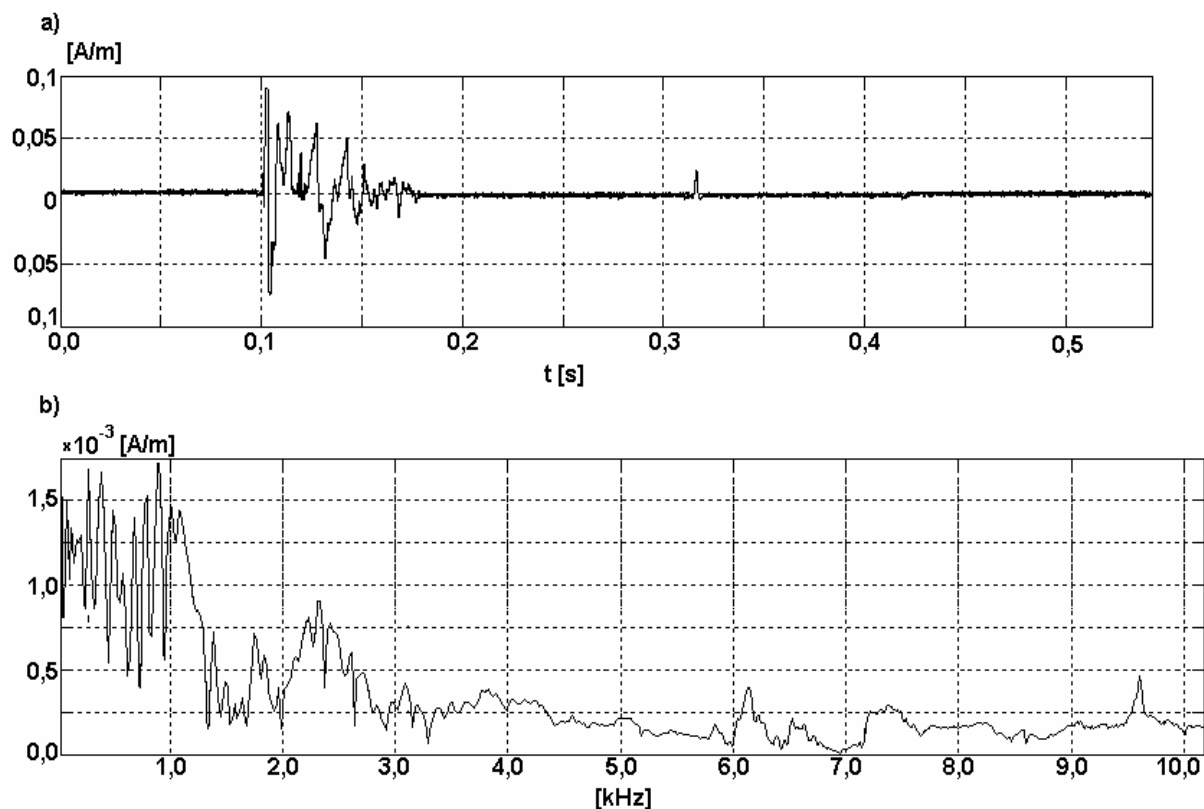
### 3.3.2. Badanie próbek dolomitu szarego



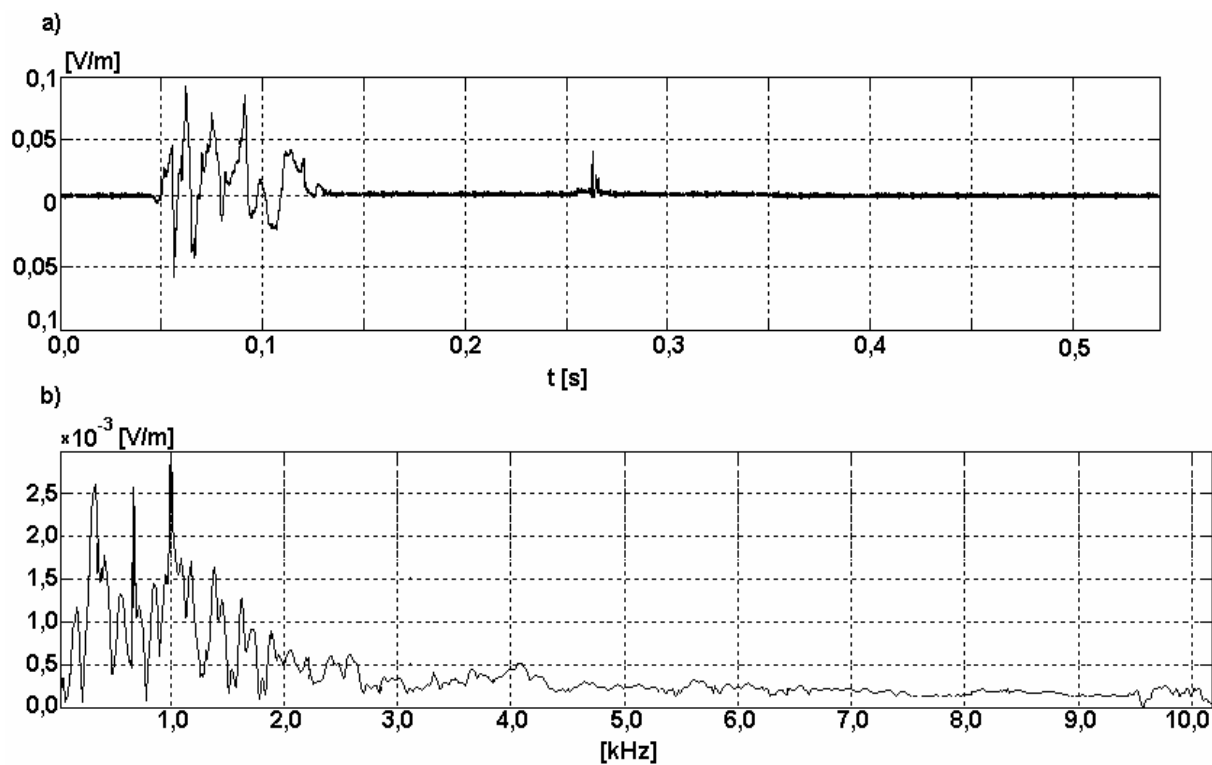
Rys. 3.15. Emisja składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego w trakcie niszczenia próbki dolomitu szarego nr 1: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe



Rys. 3.16. Emisja składowej elektrycznej pola elektromagnetycznego w trakcie niszczenia próbki dolomitu szarego nr 1: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe

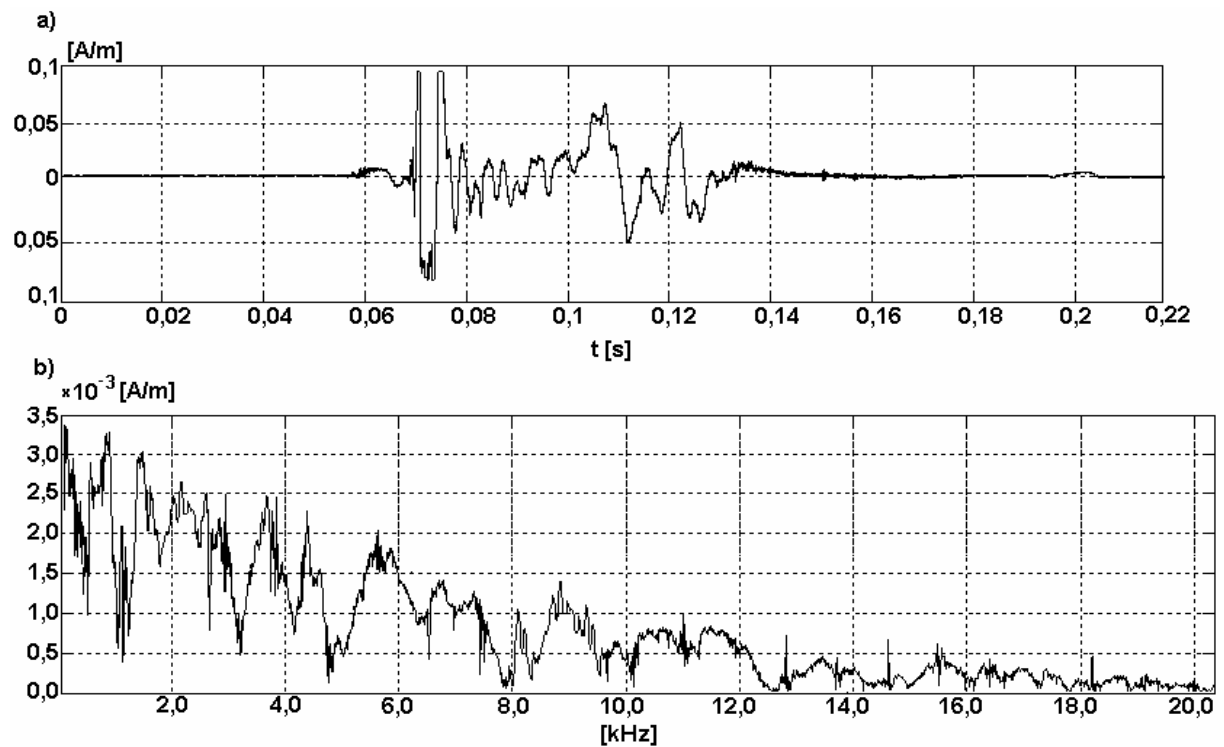


Rys. 3.17. Emisja składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego w trakcie niszczenia próbki dolomitu szarego nr 2: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe

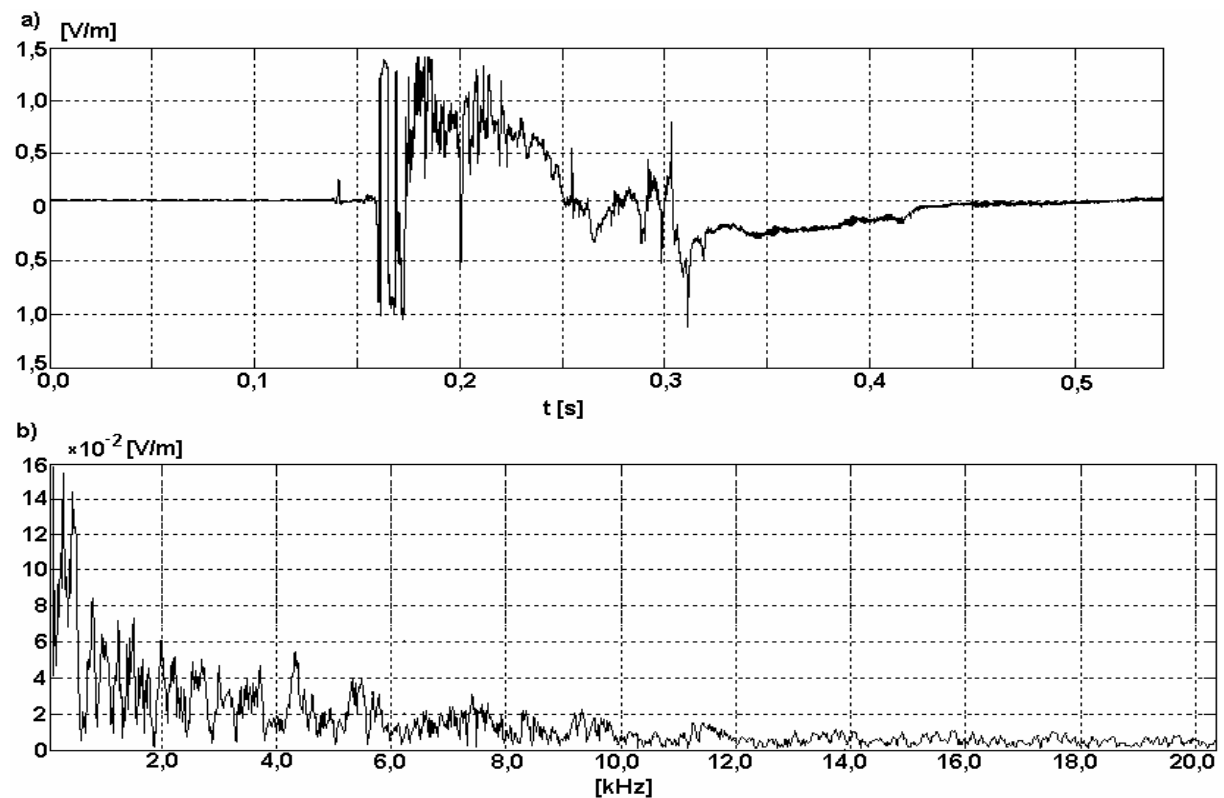


Rys. 3.18. Emisja składowej elektrycznej pola elektromagnetycznego w trakcie niszczenia próbki dolomitu szarego nr 2: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe

### 3.3.3. Badanie próbek magnezytu

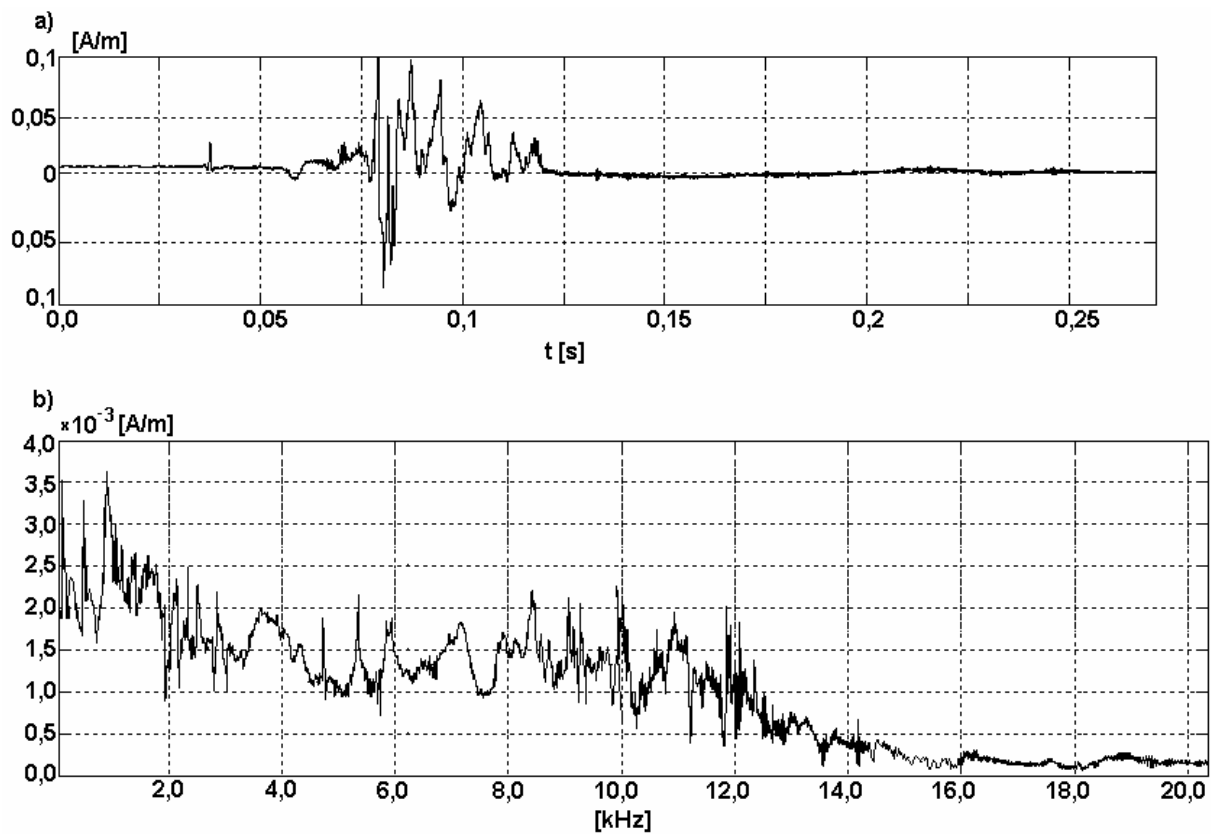


Rys. 3.19. Emisja składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego w trakcie niszczenia próbki magnezytu nr 1: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe

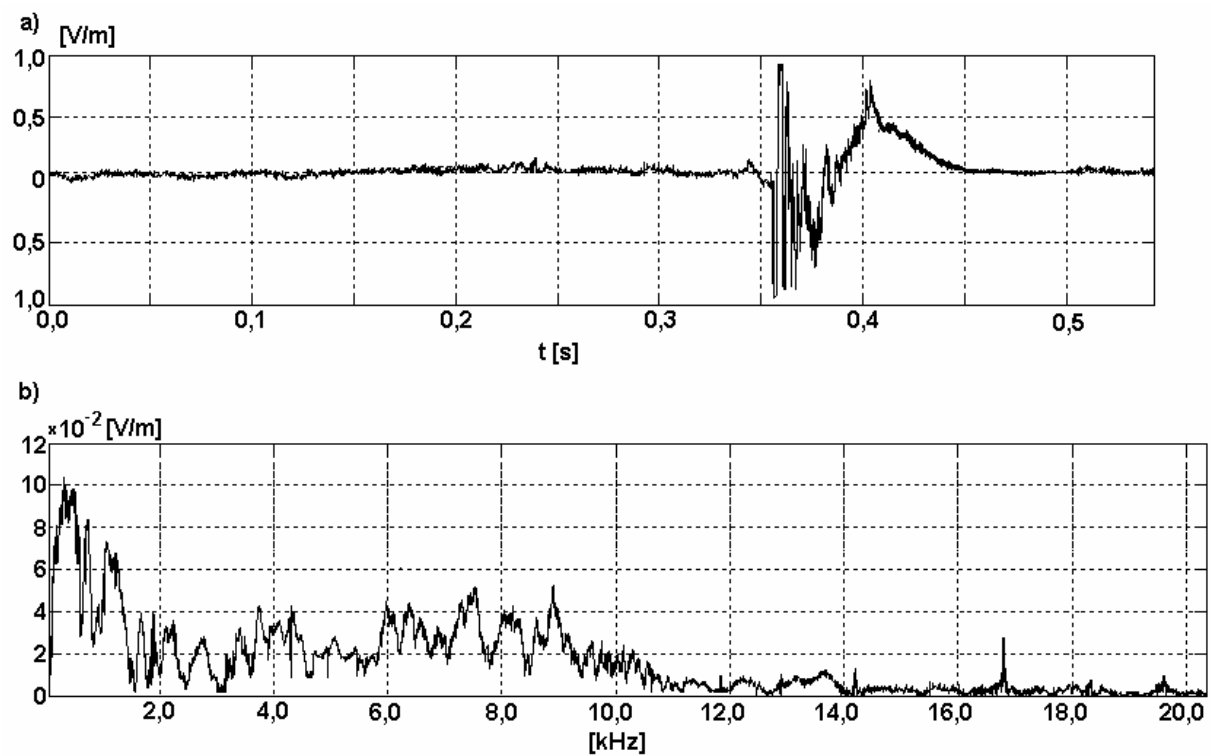


Rys. 3.20. Emisja składowej elektrycznej pola elektromagnetycznego w trakcie niszczenia próbki magnezytu nr 1: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe



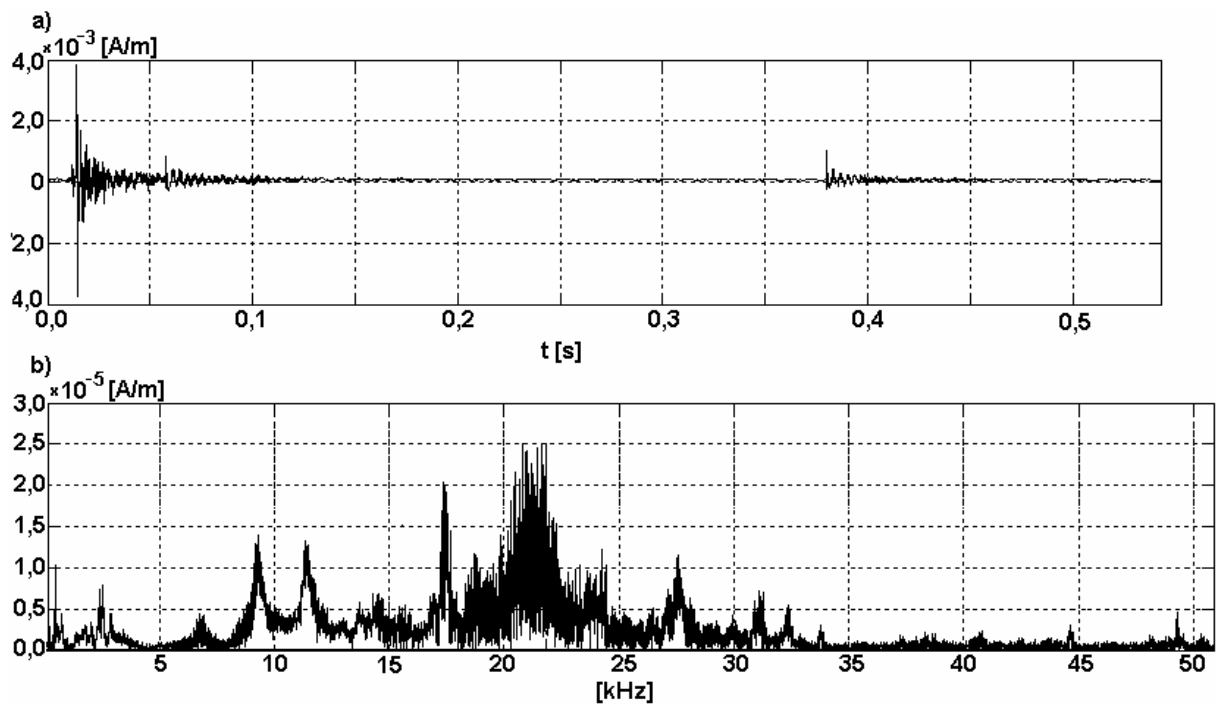


Rys. 3.21. Emisja składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego w trakcie niszczenia próbki magnezytu nr 2: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe

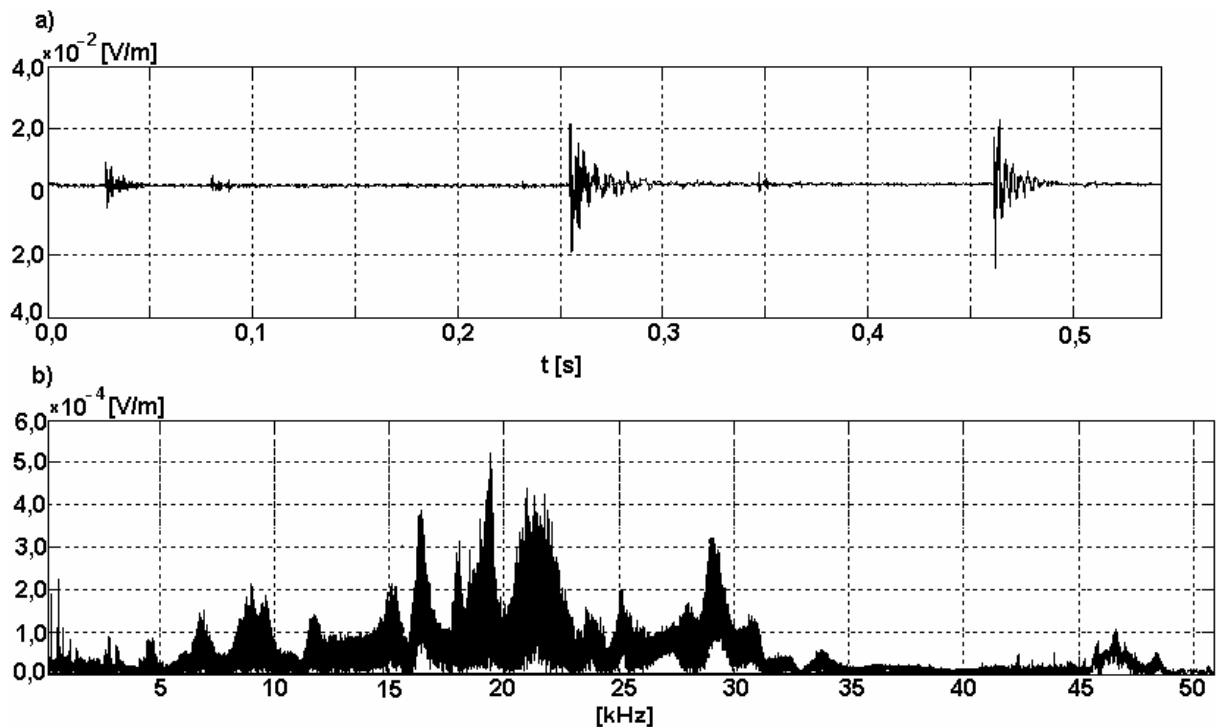


Rys. 3.22. Emisja składowej elektrycznej pola elektromagnetycznego w trakcie niszczenia próbki magnezytu nr 2: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe

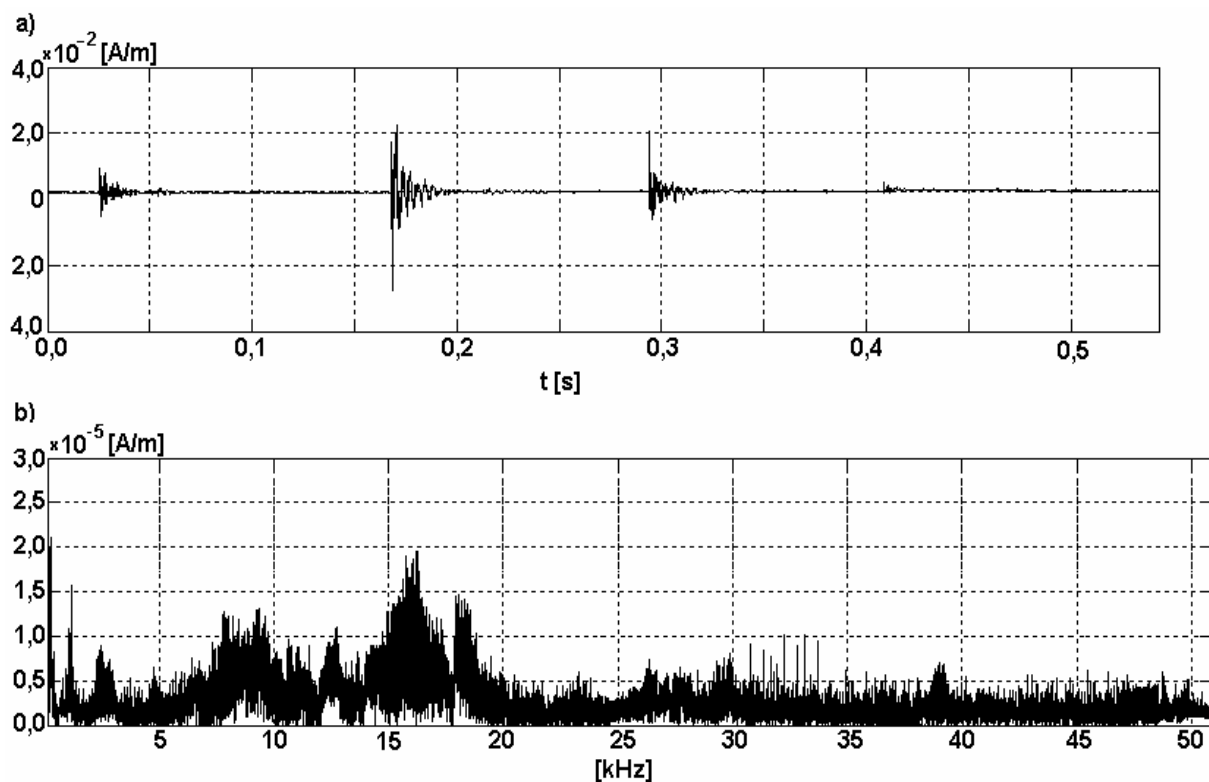
### 3.3.4. Badanie próbek żwiru i piasku



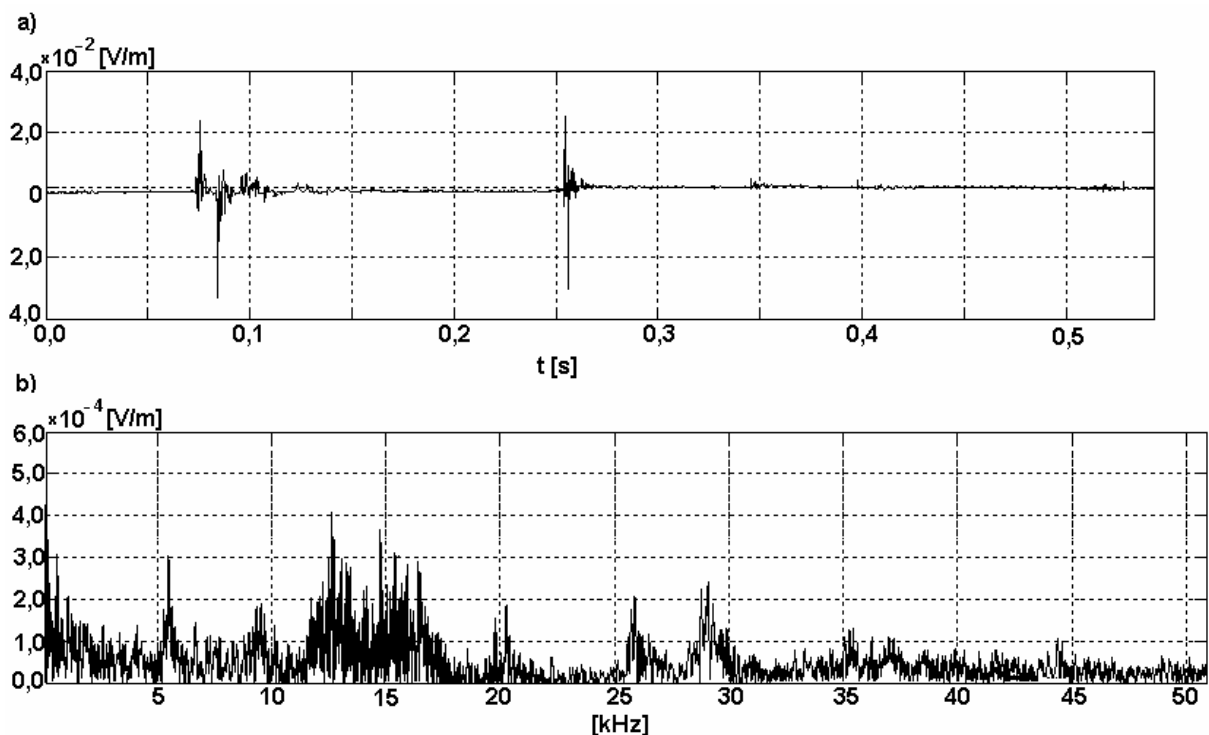
Rys. 3.23. Emisja składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego w trakcie obciążenia próbki żwiru: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe



Rys. 3.24. Emisja składowej elektrycznej pola elektromagnetycznego w trakcie obciążenia próbki żwiru: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe



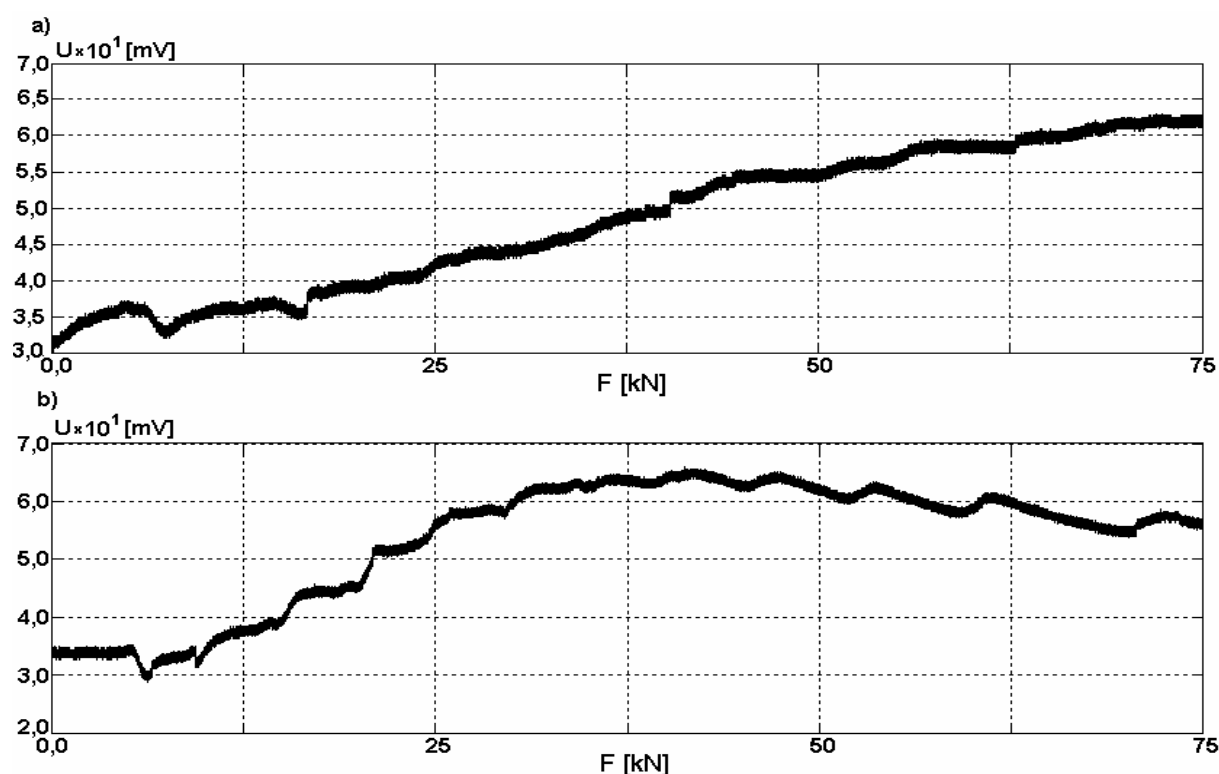
Rys. 3.25. Emisja składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego w trakcie obciążenia próbki złożonej z mieszanki żwiru i piasku a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe



Rys. 3.26. Emisja składowej elektrycznej pola elektromagnetycznego w trakcie obciążenia próbki złożonej z mieszanki żwiru i piasku: a) przebieg czasowy b) widmo częstotliwościowe

### 3.3.5. Badanie próbek piasku i iltu

Badano próbki iltu o zróżnicowanym stopniu nawodnienia oraz nawodnione mieszaniny piasku z iltu, sporządzone w różnych proporcjach. W żadnym z przypadków nie zaobserwowano emisji pola magnetycznego ani elektrycznego. Obserwowane były natomiast zmiany napięcia stałego z próbek przy naroście nacisku wywieranego przez prasę w zakresie 0÷75 kN (rys. 3.27). Próbki umieszczono pomiędzy elektrodami pomiarowymi jak na rys. 3.2.



Rys. 3.27. Zmiany napięcia elektrycznego na próbce iltu przy liniowej zmianie siły nacisku w zakresie 0÷75 kN: a) pomiar podstawowy b) pomiar powtórny

### 3.4. Podsumowanie

Na podstawie laboratoryjnych badań przebiegów czasowych oraz widm częstotliwościowych samoistnej emisji pól elektromagnetycznych z próbek skał oraz gruntów poddanych obciążeniu mechanicznemu, można przedstawić następujące wnioski:

1. W przypadku obciążenia mechanicznego próbek skalnych, uzyskane przebiegi czasowe składowej elektrycznej i magnetycznej mają charakter pojedynczego, wyraźnego impulsu towarzyszącego nieodwracalnemu mechanicznemu zniszczeniu – pęknięciu próbki. Szereg następujących po sobie impulsów obserwowano zgniatając próbki materiałów sypkich takich jak żwir lub mieszanina żwiru z piaskiem. Emisja elektromagnetyczna w postaci serii impulsów dla próbek materiałów sypkich następuje w przypadku przekroczenia pewnej progowej wartości zadanego nacisku osiowego. Nie stwierdzono w tym przypadku jednoznacznie momentu, który mógłby zostać uznany za moment zniszczenia próbki. Obserwowano natomiast stopniowe rozdrobnienie badanego materiału, szczególnie dla zgniatających próbek żwiru.

2. Niszczeniu próbek skał towarzyszyła emisja pól elektromagnetycznych o amplitudach względnie dużej wartości. Najsilniejszą emisję pól elektromagnetycznych zaobserwowano zgniatając próbki magnezytu (rys. 3.19÷3.22). Równie silną emisję wykazywał piaskowiec. Niższe wartości natężeń emisji elektromagnetycznej towarzyszyły niszczeniu próbek dolomitu szarego. Maksymalne obserwowane w widmach częstotliwościowych wartości natężeń pól nie przekraczały  $25 \cdot 10^{-2}$  V/m dla składowej elektrycznej oraz  $4 \cdot 10^{-3}$  A/m dla składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego. Emisja pól elektromagnetycznych z próbek żwiru i piasku wykazuje najmniejsze wartości natężeń, co najmniej o rząd wielkości niższe od natężeń pól pochodzących od niszczonej próbek skał.

3. Kształt widma częstotliwościowego emitowanych samoistnie pól elektromagnetycznych związany jest silnie z rodzajem niszczonej próbki skalnej. Dla próbek dolomitu szarego uzyskane widmo emisji, zarówno dla składowej elektrycznej i magnetycznej pola, skupione jest w zakresie częstotliwości do 5 kHz. Dla próbek piaskowca i magnezytu obserwowano użyteczne widmo emisji pól elektromagnetycznych do częstotliwości 20 kHz.

4. Widma pól elektromagnetycznych, generowanych przez poddane obciążeniu mechanicznemu próbki materiałów sypkich, wykazują istnienie pewnych charakterystycznych częstotliwości, dla których obserwowana jest zwiększona emisyjność. Dotyczy to zarówno składowej elektrycznej, jak i magnetycznej. Przykładowo dla próbki żwiru obserwowano podwyższoną emisję pól elektromagnetycznych dla częstotliwości w pobliżu 8 i 12 kHz oraz szerokopasmową emisję w pasmie 15÷30 kHz (rys. 3.23÷3.24). Próbka złożona z mieszaniny piasku i żwiru wykazywała prawie dwukrotnie mniejszy poziom natężenia emisji elektromagnetycznej towarzyszącej jej niszczeniu w porównaniu z próbką żwiru niszczonego w podobnych warunkach. W tym przypadku dla obydwu składowych pola elektromagnetycznego obserwowana jest silna emisja w zakresie 10÷20 kHz. Ponadto dla pól magnetycznych obserwowany jest dodatkowy zakres emisyjności w sąsiedztwie częstotliwości 8 kHz, a dla składowej elektrycznej uwidacznia się dodatkowy zakres emitowanych pól 25÷30 kHz.

5. Niszcząc próbki tych samych materiałów rejestrowano indywidualnie dla każdej próby, różne kształty widm emitowanych pól elektromagnetycznych. Jednak dla danego typu materiału, widma emitowanych pól magnetycznych i elektrycznych wykazywały podobieństwo w kształcie oraz szerokości widma jak i zakresie natężeń emitowanych składowych pola elektromagnetycznego.

6. Wywierając nacisk osiowy na próbkę wilgotnego iłu oraz iłu zmieszanego z piaskiem w różnych proporcjach nie obserwowano efektu samoistnej emisji pól elektromagnetycznych, a jedynie zmianę wartości napięcia stałego pomiędzy zaciskami elektrod pomiarowych zgniatających próbkę. Stwierdzono przybliżoną liniową zależność pomiędzy wywieranym na próbkę naciskiem, a towarzyszącym mu przyrostem napięcia stałego rys. 3.27a. Po osiągnięciu maksymalnej wartości napięcie powoli opada, czego powodem jest spadek nacisku wywieranego przez szczęki prasy na próbkę rys. 3.27b. Obserwowane na obydwu rysunkach chwilowe wahania napięcia pomiędzy elektrodami pomiarowymi wynikają ze skokowych zmian ciśnienia zadawanego na szczęki prasy, co związane jest ze specyfiką działania prasy. Obserwowane zjawisko tłumaczyć można wymuszonymi szczękami prasy przepływem cieczy przez wypadkową kapilarno-porową strukturę badanej próbki. Występujący ruch fazy ciekłej względem fazy stałej (ścianek ziaren próbki), powoduje obecność gradientu potencjału elektrycznego (3.16) zwanego potencjałem strumieniowym.

Przedstawione powyżej wyniki badań emisji pól elektromagnetycznych z próbek skał oraz sypkich materiałów gruntowo-skalnych stanowią uzupełnienie oraz weryfikację wyników pomiarów prezentowanych w dostępnych pracach z tego tematu. Większość badaczy podaje, że obserwowane przez nich graniczne częstotliwości widma samoistnej emisji elektromagnetycznej z próbek piaskowca oraz dolomitu leżą poniżej 50 kHz. Często wyróżniane bywają zakresy częstotliwości, niekiedy dość szerokie, w których emisja pól jest szczególnie silna. Przykładowo według [76] wspólny dla próbek dolomitu szarego i piaskowca jest zakres częstotliwości emisji w pasmie 0,5÷20 kHz. W pracy [47] podano, że dla wykonanej serii badań próbek piaskowców obserwowane widma emisji elektromagnetycznej zawarte były w przedziale 6÷20 kHz. Również dla różnych wartości wywieranego na próbkę nacisku osiowego obserwowane jest inne widmo emisji elektromagnetycznej. Dla piaskowca [107] obserwowano przesunięcie zakresu częstotliwości, w którym następuje emisja w kierunku częstotliwości wyższych w miarę zwiększania wartości nacisku osiowego na próbkę. Jednak i tu maksymalna użyteczna częstotliwość badanych widm nie przekroczyła 30 kHz. Natomiast według informacji zawartych w [94], dla próbek piaskowca obserwowano znacznie szersze widmo emisji dochodzące do częstotliwości 10 MHz. Różnica ta wynika z faktu zastosowania systemu pomiarowego o znacznie szerszym pasmie pracy, uczulonego na składową magnetyczną pola elektromagnetycznego. Jednak i tu wyraźnie wyróżniony został zakres niskoczęstotliwościowej emisji pól magnetycznych z próbek piaskowca. Ponadto badając piaskowce różnych odmian zauważono znaczne zmiany w kształcie widm emitowanych pól magnetycznych.

Prezentowane przez różnych autorów wyniki prac eksperymentalnych często są rozbieżne. Różnice, jak przyznają sami badacze, wynikają z warunków prowadzenia eksperymentu i użytej aparatury pomiarowej. Jednak największe rozbieżności w uzyskiwanych wynikach spowodowane są różnicami w składzie mineralnym próbek i stopniu ziarnistości ich struktury [29]. Przykładowo dla próbek piaskowca obserwowano emisję pól elektromagnetycznych o częstotliwościach malejących w miarę wzrostu wielkości ziaren struktury. W związku z tym dla zgniatanych próbek drobnoziarnistego piasku lub mieszaniny żwiru z piaskiem można spodziewać się emisji pól elektromagnetycznych o częstotliwościach większych, niż ma to miejsce w przypadku niszczenia jednolitych próbek piaskowca. Przypuszczenie to znalazło potwierdzenie w wynikach badań laboratoryjnych wykonanych przez autora. Dla próbek piaskowca maksimum emisji pól elektromagnetycznych przypada na zakres częstotliwości do 16 kHz, a dla próbek piasku i żwiru obserwowane jest przesunięcie zakresu emisji do pasma 8÷35 kHz, przy jednoczesnym spadku natężenia emitowanego pola.

Uwzględniając dostępne w literaturze informacje na temat emisji pól elektromagnetycznych ze skał oraz gruntów, przedstawione w rozdziale 2, oraz badania własne autora rozprawy należy uznać że optymalnie obserwacja aktywności elektromagnetycznej osuwisk gruntowych i gruntowo skalnych powinna być prowadzona w pasmie 10÷20 kHz. Dla osuwisk rozwiniętych w warstwach skalnych rejestracja pól elektromagnetycznych powinna zostać rozszerzona do zakresu 5÷20 kHz.

Ustalenia te posłużyły jako wytyczne pomocne autorowi w opracowaniu systemu pomiarowego do badania emisji elektromagnetycznej z aktywnych osuwisk. System pomiarowy przystosowano do rejestracji składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego. Ze względu na zamiar rejestracji pól elektromagnetycznych o częstotliwości poniżej 50 kHz odbiornik pomiarowy współpracuje z anteną magnetyczną z rdzeniem ferrytowym, co szczegółowo rozważane jest w pracy [33]. Charakterystyka kierunkowości takiej anteny odpowiada charakterystyce anteny ramowej, co dyskutowane będzie w podrozdziale 5.1. Za celowością zastosowania tego typu anteny przemawia również fakt, że w większości przypadków pomiary samoistnych pól elektromagnetycznych z osuwisk

przewodzone są w odwiertach, gdzie szczególnie cenne stają się właściwości kierunkowe anten ramowych. Uwzględniając sposób prowadzenia anteny w odwiercie maksymalną czułość systemu pomiarowego uzyskuje się dla pól magnetycznych pochodzących od warstw osuwiska usytuowanych prostopadłego do kierunku przemieszczania anteny. Natomiast sygnały zakłócające padające prostopadle na powierzchnię stoku osuwiska nie będą rejestrowane przez antenę [90].

#### 4. Propagacja fali elektromagnetycznej w ośrodkach

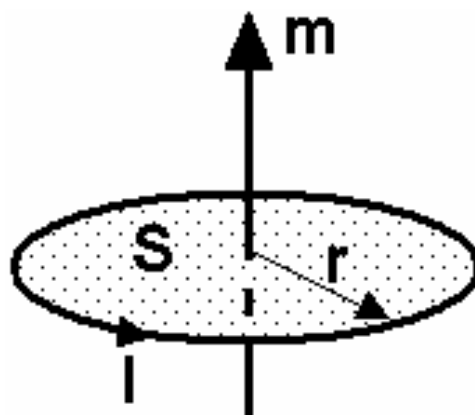
Na podstawie dostępnej literatury i wstępnych badań laboratoryjnych przedstawionych w poprzednich rozdziałach rozprawy, badanie aktywności elektromagnetycznej osuwisk prowadzone przez autora rozprawy ograniczone zostało do obserwacji składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego.

W rozdziale rozpatrzono propagację zmiennych pól magnetycznych, związanych z aktywnością osuwisk oraz pól magnetycznych pochodzących od źródeł zakłóceń. Założono, że anomalia związana z aktywnością osuwiska, jak i z obecnością niepożądanego sygnału zakłócającego reprezentowana będzie przez elementarny dipol magnetyczny. Źródło sygnału niepożądanego, będące źródłem zakłóceń, rozpatrywane będzie jako dipol magnetyczny umieszczony w przestrzeni swobodnej. Dla takiego usytuowania dipola rozpatrzone zostaną trzy strefy: strefa pola bliskiego, strefa pośrednia i strefa pola dalekiego. Propagacja zmiennego pola magnetycznego związanego z aktywnością osuwiska, jak również z sygnałami zakłócającymi, które wnikają pod powierzchnię ziemi, rozważana będzie jako propagacja składowych pola magnetycznego pochodzących od dipola magnetycznego umieszczonego w ośrodku półprzewodzącym. Przedstawione zostaną też zależności opisujące zjawisko załamania i odbicia fali elektromagnetycznej typu TM na granicy dwóch ośrodków. Na podstawie tych zależności możliwy jest opis zjawisk występujących zarówno przy przejściu fali z przestrzeni swobodnej do ośrodka półprzewodzącego, jak też pomiędzy dwoma warstwowymi ośrodkami półprzewodzącymi o różnych własnościach.

W dalszej części rozdziału rozpatrzone zostaną elementarne sytuacje związane z propagacją fali elektromagnetycznej, mianowicie:

- promieniowanie dipola magnetycznego umieszczonego w wolnej przestrzeni;
- promieniowanie dipola magnetycznego umieszczonego wewnątrz jednorodnego ośrodka półprzewodzącego;
- padanie fali elektromagnetycznej na granicę dwóch ośrodków.

Pod pojęciem elementarnego dipola magnetycznego rozumiany jest kołowy obwód prądowy o powierzchni  $dS \rightarrow 0$ , przez który płynie prąd sinusoidalny o amplitudzie  $I$  i pulsacji  $\omega$ , co przedstawiono na rys. 4.1.



Rys. 4.1. Przewód kołowy z prądem jako elementarny dipol magnetyczny [36]



Istotną wielkością charakteryzującą dipol magnetyczny jest wektor  $\vec{m}$  zwany dipolowym momentem magnetycznym, definiowany jako [36,55]:

$$\vec{m} = I \cdot S = I \cdot \pi \cdot r^2 [A \cdot m^2] \quad (4.1)$$

gdzie:  $r$  – promień obwodu kołowego.

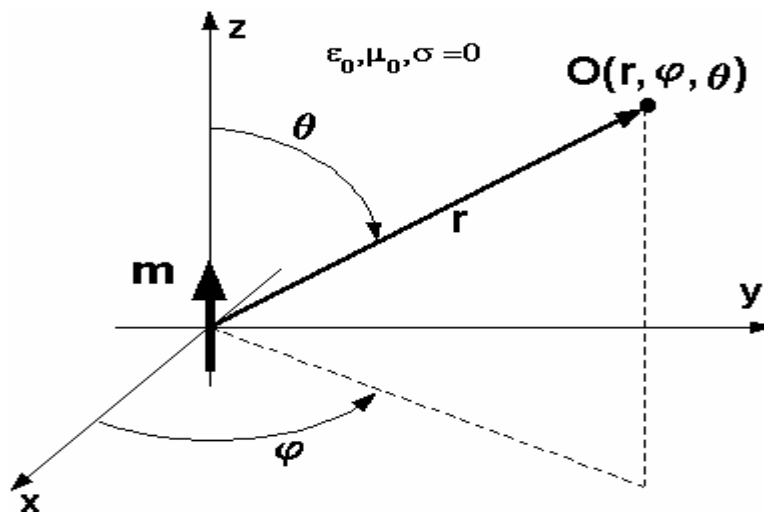
Analiza zależności opisujących składowe pola magnetyczne pochodzące od elementarnego dipola magnetycznego ograniczona zostanie do zakresu częstotliwości niskich, mniejszych niż 100 kHz. W sytuacji tej możliwe jest pominięcie prądów przesunięcia zarówno w przestrzeni swobodnej, jak i w ośrodku półprzewodzącym [36,66-67].

Ośrodek, w którym propagowane jest pole magnetyczne charakteryzuje się następującymi parametrami [66]:

- przenikalność magnetyczna  $\mu = \mu_1 \cdot \mu_0 \left[ \frac{H}{m} \right]$
- przenikalność elektryczna  $\varepsilon = \varepsilon_1 \cdot \varepsilon_0 \left[ \frac{F}{m} \right]$
- elektryczna przewodność właściwa (konduktywność)  $\sigma \left[ \frac{S}{m} \right]$
- opór elektryczny właściwy (rezystywność)  $\rho = \frac{1}{\sigma} [\Omega \cdot m]$
- liczba falowa ośrodka  $\gamma = \sqrt{\frac{i \cdot \omega \cdot \mu}{\rho} - \varepsilon \cdot \mu \cdot \omega^2} = \sqrt{i \cdot \omega \cdot \mu (\sigma + i \cdot \omega \cdot \varepsilon)}$ .

#### 4.1. Dipol magnetyczny umieszczony w przestrzeni swobodnej

Dipol umieszczono w początku układu współrzędnych sferycznych, co przedstawiono na rys. 4.2.



Rys. 4.2. Dipol magnetyczny umieszczony w przestrzeni swobodnej [36]

W warunkach wolnej przestrzeni [36,66]:

$$\mu_1 = 1 \Rightarrow \mu = \mu_0 = 4 \cdot \pi \cdot 10^{-7} \left[ \frac{H}{m} \right]$$

$$\varepsilon_1 = 1 \Rightarrow \varepsilon = \varepsilon_0 = \frac{1}{4 \cdot \pi \cdot 9 \cdot 10^{-9}} \left[ \frac{F}{m} \right]$$

$$\sigma = 0 \left[ \frac{S}{m} \right]$$

$$\gamma = \gamma_0 = \omega \sqrt{\mu_0 \cdot \varepsilon_0}$$

Składowe magnetycznego potencjału wektorowego  $\vec{A}$  dipola we współrzędnych sferycznych wynoszą [57,108]:

$$A_\varphi = \frac{\mu_0 m}{4\pi} e^{-i\gamma r} \left( \frac{i\gamma_0}{r} + \frac{1}{r^2} \right) \cdot \sin(\theta) \quad (4.2)$$

$$A_\theta = 0 \quad (4.3)$$

$$A_r = 0 \quad (4.4)$$

Składowe pola magnetycznego wyznaczamy z ogólnej zależności [63,108]:

$$\vec{H} = \frac{1}{\mu_0} \nabla \times \vec{A} \quad (4.5)$$

W rozpatrywanym przypadku mamy:

$$\begin{aligned} H = \frac{1}{r \sin(\theta)} \left( \frac{\partial}{\partial \theta} (A_\varphi \sin(\theta)) - \frac{\partial A_\theta}{\partial \varphi} \right) i_r + \frac{1}{r} \left( \frac{1}{\sin(\theta)} \frac{\partial A_r}{\partial \varphi} - \frac{\partial}{\partial r} (r A_\varphi) \right) i_\theta \\ + \frac{1}{r} \left( \frac{\partial}{\partial r} (r A_\theta) - \frac{\partial A_r}{\partial \theta} \right) i_\varphi \end{aligned} \quad (4.6)$$

Na podstawie zależności (4.6) poszczególne składowe wektora H w układzie współrzędnych sferycznych przyjmują postać:

$$H_r = \frac{1}{\mu_0} \frac{1}{r \sin(\theta)} \left( \frac{\partial}{\partial \theta} (A_\varphi \sin(\theta)) - \frac{\partial A_\theta}{\partial \varphi} \right) = \frac{m}{2\pi} \cdot e^{-i\gamma_0 r} \left( \frac{i\gamma_0}{r^2} + \frac{1}{r^3} \right) \cdot \cos(\theta) \quad (4.7)$$

$$H_\theta = \frac{1}{\mu_0} \frac{1}{r} \left( \frac{1}{\sin(\theta)} \frac{\partial A_r}{\partial \varphi} - \frac{\partial}{\partial r} (r A_\varphi) \right) = \frac{m}{4\pi} \cdot e^{-i\gamma_0 r} \left( -\frac{\gamma_0^2}{r} + \frac{i\gamma_0}{r^2} + \frac{1}{r^3} \right) \cdot \sin(\theta) \quad (4.8)$$

$$H_\varphi = \frac{1}{r} \left( \frac{\partial}{\partial r} (rA_\theta) - \frac{\partial A_r}{\partial \theta} \right) = 0 \quad (4.9)$$

We współrzędnych kartezjańskich zależności (4.7÷4.9) można zapisać:

$$H_x = \frac{3m}{4\pi} e^{-i\gamma_0 r} \left( \frac{-\gamma_0^2}{3r} + \frac{i\gamma_0}{r^2} + \frac{1}{r^3} \right) \sin(\theta) \cos(\theta) \quad (4.10)$$

$$H_y = 0 \quad (4.11)$$

$$H_z = \frac{m}{4\pi} e^{-i\gamma_0 r} \left( \left( \frac{i\gamma_0^2}{r^2} + \frac{1}{r^3} \right) \cdot (3\cos^2(\theta) - 1) + \frac{\gamma_0^2}{r} \sin^2(\theta) \right) \quad (4.12)$$

Należy rozważyć trzy charakterystyczne przypadki [36]:

1)  $|\gamma r| \ll 1$  – strefa pola bliskiego

$$H_r = \frac{m}{2\pi r^3} \cos(\theta) \quad (4.13)$$

$$H_\theta = \frac{m}{4\pi r^3} \sin(\theta) \quad (4.14)$$

$$H_\varphi = 0 \quad (4.15)$$

Co można zapisać we współrzędnych kartezjańskich:

$$H_x = \frac{3m}{4\pi r^3} \sin(\theta) \cos(\theta) \quad (4.16)$$

$$H_y = 0 \quad (4.17)$$

$$H_z = \frac{m}{4\pi r^3} (3\cos^2(\theta) - 1) \quad (4.18)$$

2)  $|\gamma r| \gg 1$  – strefa pola dalekiego

$$H_r = \frac{m}{2\pi} \frac{i\gamma_0}{r^2} e^{-i\gamma_0 r} \cos(\theta) \quad (4.19)$$

$$H_\theta = -\frac{m}{4\pi} \frac{\gamma_0^2}{r} e^{-i\gamma_0 r} \sin(\theta) \quad (4.20)$$

$$H_\varphi = 0 \quad (4.21)$$

Dla współrzędnych kartezjańskich:

$$H_x = \frac{m}{4\pi} e^{-i\gamma_0 r} \left( -\frac{\gamma_0^2}{r} + \frac{2i\gamma_0}{r^2} \right) \sin(\theta) \cos(\theta) \quad (4.22)$$

$$H_y = 0 \quad (4.23)$$

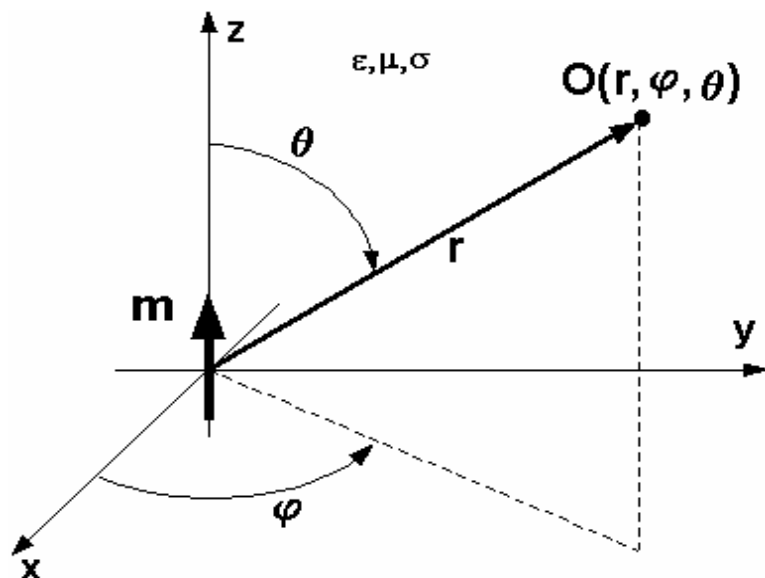
$$H_z = \frac{m}{4\pi} e^{-i\gamma_0 r} \left( \frac{\gamma_0^2}{r} + \left( \frac{2i\gamma_0}{r^2} - \frac{\gamma_0^2}{r} \right) \cos^2(\theta) \right). \quad (4.24)$$

3)  $|\gamma r| \approx 1$  – strefa pośrednia pomiędzy polem bliskim i dalekim

W przypadku tym nie można dokonać żadnych uproszczeń, wszystkie składniki w zależnościach (4.7÷4.9) są istotne. Składowe pola magnetycznego przyjmują postać jak w równaniach (4.7÷4.9) i (4.10÷4.12).

#### 4.2. Dipol magnetyczny umieszczony w jednorodnym ośrodku półprzewodzącym

W tym przypadku elementarny dipol magnetyczny znajduje się w jednorodnym ośrodku półprzewodzącym, co zostało przedstawione na rys. 4.3. Ośrodek półprzewodzący charakteryzują zdefiniowane już wcześniej parametry: przenikalność magnetyczna  $\mu$ , przenikalność elektryczna  $\epsilon$ , elektryczna przewodność właściwa ośrodka  $\sigma$  oraz liczba falowa ośrodka  $\gamma$ .



Rys. 4.3. Dipol magnetyczny umieszczony w jednorodnym ośrodku półprzewodzącym [67]

Dodatkowo, dla jednorodnego nieskończonego ośrodka półprzewodzącego należy rozważyć efekt naskórkowości (ang. skin effect).

Zapisując równania Maxwella w postaci [57]:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (4.25)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} + \vec{J} \quad (4.26)$$

Na podstawie zależności (4.25), (4.26) dla jednorodnej, bezźródłowej przestrzeni mamy [67]:

$$\left( \nabla^2 \vec{E} - \sigma \mu \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} - \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \right) = 0 \quad (4.27)$$

$$\left( \nabla^2 \vec{H} - \sigma \mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} - \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} \right) = 0 \quad (4.28)$$

Jeśli założymy prostą harmoniczną zmienność czasu w postaci  $e^{i\omega t}$  to możemy zapisać:

$$(\nabla^2 + \gamma^2) \vec{E} = 0 \quad (4.29)$$

$$(\nabla^2 + \gamma^2) \vec{H} = 0 \quad (4.30)$$

Równania (4.29), (4.30) posiadają następujące jednowymiarowe rozwiązania typu [67]:

$$E_x(z) = E_{x0} e^{\pm ikz} \quad (4.31)$$

$$H_y(z) = H_{y0} e^{\pm ikz} \quad (4.32)$$

$$\frac{E_{x0}}{H_{y0}} = \frac{\omega \mu}{\gamma} \quad (4.33)$$

W równaniach (4.31), (4.32) ujemny znak w wyrażeniu eksponencjalnym odpowiada propagacji fali w dodatnim kierunku osi z.

Zakładając że  $\sigma \gg \omega \varepsilon$ , co jest słuszne w przypadku fal o niskiej częstotliwości oraz przyjmując kierunek propagacji fali zgodny z dodatnim kierunkiem osi z na podstawie zależności (4.29), (4.30), można zapisać [67]:

$$\frac{E_x(z)}{H_y(z)} = \frac{E_{x0}}{H_{y0}} e^{-\frac{z}{\delta}} e^{-\frac{iz}{\delta}} \quad (4.34)$$

gdzie:  $\delta = \sqrt{\frac{2}{\sigma \mu \omega}}$  - głębokość wnikania fali (ang. skin depth)\*

$$(4.35)$$

$$\frac{E_{x0}}{H_{y0}} = -e^{-\frac{i\pi}{4}} \sqrt{\frac{\omega \mu}{\sigma}} \quad (4.36)$$

Po pominięciu prądów przesunięcia składowe pola magnetycznego we współrzędnych sferycznych pochodzące od dipola magnetycznego o momencie magnetycznym  $\vec{m}$  umieszczonego w jednorodnym ośrodku półprzewodzącym przyjmują postać [67]:

$$H_r = \frac{m \cos(\theta)}{2\pi r^3} (1 + i\gamma r) e^{-i\gamma r} = \frac{m \cos(\theta)}{2\pi r^3} \left[ 1 + \frac{(1+i)r}{\delta} \right] e^{-\frac{(1+i)r}{\delta}} \quad (4.37)$$

$$H_\theta = \frac{m \sin(\theta)}{4\pi r^3} (1 + i\gamma r - \gamma^2 r^2) e^{-i\gamma r} = \frac{m \sin(\theta)}{4\pi r^3} \left[ 1 + \frac{(1+i)r}{\delta} + \frac{2ir^2}{\delta^2} \right] e^{-\frac{(1+i)r}{\delta}} \quad (4.38)$$

$$H_\varphi = 0 \quad (4.39)$$

W układzie współrzędnych kartezjańskich równania (4.37÷4.39) można zapisać:

$$H_x = \frac{m \sin(\theta) \cos(\theta)}{4\pi r^3} e^{-\frac{(1+i)r}{\delta}} \left[ 3 \left( 1 + \frac{(1+i)r}{\delta} \right) + \frac{2ir^2}{\delta^2} \right] \quad (4.40)$$

$$H_y = 0 \quad (4.41)$$

$$H_z = \frac{m}{4\pi r^3} e^{-\frac{(1+i)r}{\delta}} \left[ (3 \cos^2(\theta) - 1) \left( 1 + \frac{(1+i)r}{\delta} \right) - \frac{2ir^2 \sin^2(\theta)}{\delta^2} \right] \quad (4.42)$$

Podobnie jak dla dipola magnetycznego umieszczonego w przestrzeni swobodnej wyróżnić można trzy strefy pola, tzn. strefę pola bliskiego, dalekiego oraz strefę pośrednią.

W każdej ze stref zależności (4.37÷4.39) ulegną uproszczeniu do postaci [36]:

1)  $|\gamma r| \ll 1$  – strefa pola bliskiego

$$H_r = \frac{m \cos(\theta)}{2\pi r^3} \quad (4.43)$$

$$H_\theta = \frac{m \sin(\theta)}{4\pi r^3} \quad (4.44)$$

$$H_\varphi = 0 \quad (4.45)$$

---

\* Odległość, po przebyciu której amplituda fali maleje e-krotnie.

2)  $|\gamma r| \gg 1$  – strefa pola dalekiego

$$H_r = \frac{m}{2\pi} \frac{i\gamma}{r^2} e^{-i\gamma r} \cos(\theta) = \frac{m}{2\pi} \frac{(1+i)}{\delta r^2} \cos(\theta) \quad (4.46)$$

$$H_\theta = -\frac{m}{4\pi} \frac{\gamma^2}{r} e^{-i\gamma r} \sin(\theta) = \frac{m}{4\pi} \frac{2i}{r\delta^2} e^{-\frac{(1+i)r}{\delta}} \sin(\theta) \quad (4.47)$$

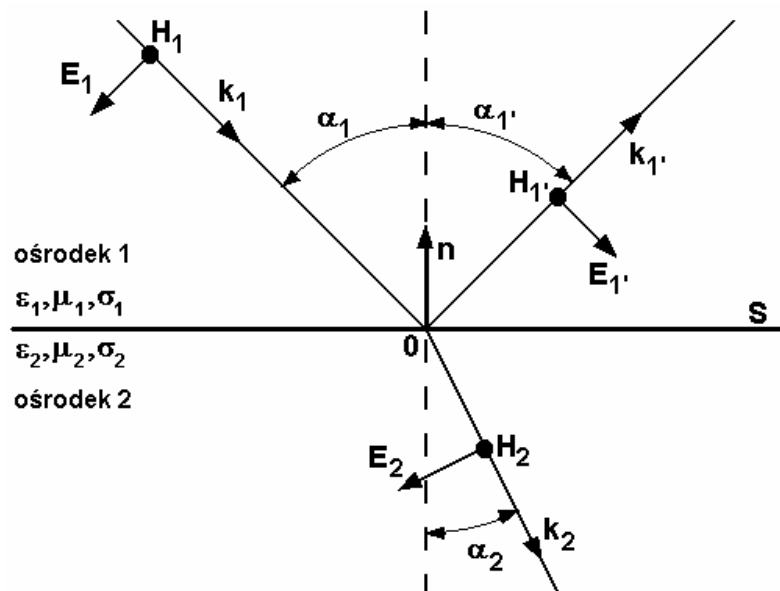
$$H_\varphi = 0 \quad (4.48)$$

3)  $|\gamma r| \approx 1$  – strefa pośrednia pomiędzy polem bliskim i dalekim

Niemożliwe jest dokonanie uproszczeń, a składowe pola magnetycznego przyjmują postać jak w równaniach (4.37÷4.39) i (4.40÷4.42).

### 4.3. Padanie fali elektromagnetycznej na granicę dwóch ośrodków

Rozpatrzmy falę elektromagnetyczną typu  $TM^{**}$  padającą na granicę dwóch jednorodnych, liniowych i izotropowych ośrodków, oznaczonych odpowiednio jako 1,2 (rys. 4.4), rozdzielonych płaszczyzną  $S$  o wektorze normalnym  $\vec{n}$ . Fala padająca pod kątem  $\alpha_1$ , propagowana zgodnie z kierunkiem wektora falowego  $\vec{k}_1$  ulega częściowemu odbiciu oraz załamaniu po przejściu do drugiego ośrodka, co reprezentują odpowiednio wektory falowe  $\vec{k}_1'$  i  $\vec{k}_2$ . Właściwości każdego z ośrodków, opatrzone odpowiednim indeksem, określone są poprzez przenikalność elektryczną  $\epsilon$ , przenikalność magnetyczną  $\mu$ , elektryczną przewodność właściwą  $\sigma$  oraz liczbę falową ośrodka  $\gamma$ .



Rys. 4.4. Fala elektromagnetyczna typu TM padająca na granicę dwóch ośrodków [66]

\*\* W literaturze spotykane jest również określenie „fala o polaryzacji równoległej” [63]

Warunek ciągłości składowej normalnej natężenia pola magnetycznego dla sytuacji z rys. 4.4 przyjmuje postać [66]:

$$\vec{n} \cdot \vec{H}_1 = \vec{n} \cdot \vec{H}_1' = \vec{n} \cdot \vec{H}_2 = 0 \quad (4.49)$$

$$\omega \mu_1 \vec{k}_1 \times \vec{H}_1 = \vec{k}_1 \times (\vec{k}_1 \times \vec{E}_1) = (\vec{k}_1 \cdot \vec{E}_1) \vec{k}_1 - (\vec{k}_1 \cdot \vec{k}_1) \vec{E}_1 \quad (4.50)$$

Przy ortogonalności wektorów  $\vec{E}_1, \vec{H}_1, \vec{k}_1$  mamy[63,66]:

$$\vec{k}_1 \cdot \vec{E}_1 = 0 \quad (4.51)$$

Uwzględniając zależność (4.51), równanie (4.50) można przedstawić jako [66]:

$$\vec{E}_1 = -\frac{\omega \mu_1}{\gamma_1} \vec{n}_1 \times \vec{H}_1 \quad (4.52)$$

gdzie:  $\vec{n}_1$  – wektor jednostkowy w kierunku wektora  $\vec{k}_1$ .

Podobnie dla pozostałych kierunków propagacji można zapisać:

$$\vec{E}_1' = -\frac{\omega \mu_1}{\gamma_1} \vec{n}_1' \times \vec{H}_1' \quad (4.53)$$

$$\vec{E}_2 = -\frac{\omega \mu_1}{\gamma_2} \vec{n}_2 \times \vec{H}_2 \quad (4.54)$$

gdzie:  $\vec{n}_1, \vec{n}_1', \vec{n}_2$  – wektory jednostkowe, odpowiednio w kierunku wektorów falowych  $\vec{k}_1, \vec{k}_1', \vec{k}_2$ .

Warunki brzegowe dla składowej stycznej wektora  $\vec{H}$  przyjmują postać [57,66]:

$$\vec{n} \times (\vec{H}_1 + \vec{H}_1') = \vec{n} \times \vec{H}_2 \quad (4.55)$$

Warunki brzegowe dla składowej stycznej wektora  $\vec{E}$  zapisujemy jako[57,66]:

$$\vec{n} \times (\vec{E}_1 + \vec{E}_1') = \vec{n} \times \vec{E}_2 \quad (4.56)$$

Uwzględniając zależności (4.52), (4.53), (4.54) można zapisać:

$$\vec{n} \times \left( \frac{\omega \mu_1}{\gamma_1} (\vec{n}_1 \times \vec{H}_1) + \frac{\omega \mu_1}{\gamma_1} (\vec{n}_1' \times \vec{H}_1') \right) = \vec{n} \times \frac{\omega \mu_1}{\gamma_2} (\vec{n}_2 \times \vec{H}_2) \quad (4.57)$$

Uwzględniając związki [66]:

$$\vec{n} \times (\vec{n}_1 \times \vec{H}_1) = (\vec{n} \cdot \vec{H}_1) \vec{n}_1 - (\vec{n} \cdot \vec{n}_1) \vec{H}_1 = \cos(\alpha_1) \vec{H}_1 \quad (4.58)$$



$$\vec{n} \times (\vec{n}_1 \times \vec{H}_1) = (\vec{n} \cdot \vec{H}_1) \vec{n}_1 - (\vec{n} \cdot \vec{n}_1) \vec{H}_1 = -\cos(\alpha_1 \vec{H}_1) \quad (4.59)$$

$$\vec{n} \times (\vec{n}_2 \times \vec{H}_2) = (\vec{n} \cdot \vec{H}_2) \vec{n}_2 - (\vec{n} \cdot \vec{n}_2) \vec{H}_2 = \cos(\alpha_2 \vec{H}_2) \quad (4.60)$$

równanie (4.57) można uprościć do postaci:

$$\cos(\alpha_1 \vec{H}_1) - \cos(\alpha_1 \vec{H}_1) = \frac{\mu_2 \gamma_1}{\mu_1 \gamma_2} \cos(\alpha_2 \vec{H}_2) \quad (4.61)$$

Uwzględniając zależność (4.55) mamy [66]:

$$\vec{n} \times (\vec{n} \times \vec{H}_1) + \vec{n} \times (\vec{n} \times \vec{H}_1) = \vec{n} \times (\vec{n} \times \vec{H}_2) \quad (4.62)$$

co można zapisać jako [66]:

$$(\vec{n} \cdot \vec{H}_1) \vec{n} - (\vec{n} \cdot \vec{n}) \vec{H}_1 + (\vec{n} \cdot \vec{H}_1) \vec{n} - (\vec{n} \cdot \vec{n}) \vec{H}_1 = (\vec{n} \cdot \vec{H}_2) \vec{n} - (\vec{n} \cdot \vec{n}) \vec{H}_2 \quad (4.63)$$

Z faktu ortogonalności wektorów  $\vec{n}$  i  $\vec{H}$  zależność (4.49) oraz (4.63) upraszcza się do postaci [57,66]:

$$\vec{H}_1 + \vec{H}_1 = \vec{H}_2 \quad (4.64)$$

Z zależności (4.61) i (4.64) otrzymujemy [66]:

$$\vec{H}_1 = \frac{\mu_1 \gamma_2 \cos(\alpha_1) - \mu_2 \gamma_1 \cos(\alpha_2)}{\mu_1 \gamma_2 \cos(\alpha_1) + \mu_2 \gamma_1 \cos(\alpha_2)} \vec{H}_1 \quad (4.65)$$

$$\vec{H}_2 = \frac{\mu_1 \gamma_2 (\cos(\alpha_1) + \cos(\alpha_1))}{\mu_2 \gamma_1 \cos(\alpha_2) + \mu_1 \gamma_2 \cos(\alpha_1)} \vec{H}_1 \quad (4.66)$$

Uwzględniając zależności Snella [57,63,66]:

$$\cos(\alpha_1) = \cos(\alpha_1) \quad (4.67)$$

$$\cos^2(\alpha_2) = 1 - \sin^2(\alpha_2) = 1 - \left( \frac{\gamma_1}{\gamma_2} \right)^2 \sin^2(\alpha_1) \quad (4.68)$$

Można wyeliminować z równań (4.65), (4.66) kąty  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ , co prowadzi do zależności [66]:

$$\vec{H}_1 = \frac{\mu_1 \gamma_2^2 \cos(\alpha_1) - \mu_2 \gamma_1 \sqrt{(\gamma_2^2 - \gamma_1^2 \sin^2(\alpha_1))}}{\mu_1 \gamma_2^2 \cos(\alpha_1) + \mu_2 \gamma_1 \sqrt{(\gamma_2^2 - \gamma_1^2 \sin^2(\alpha_1))}} \vec{H}_1 \quad (4.69)$$

$$\vec{H}_2 = \frac{2\mu_1 \gamma_2^2 \cos(\alpha_1)}{\mu_2 \gamma_1 \sqrt{(\gamma_2^2 - \gamma_1^2 \sin^2(\alpha_1))} + \mu_1 \gamma_2^2 \cos(\alpha_1)} \vec{H}_1 \quad (4.70)$$

Współczynnik odbicia  $\Gamma$  definiowany jest następująco [63,66]:

$$\Gamma = \frac{\vec{H}_r}{\vec{H}_1} \quad (4.71)$$

Na podstawie równania (4.69) współczynnik odbicia  $\Gamma$  można wyrazić jako [66]:

$$\Gamma = \frac{\mu_2 \gamma_1 \sqrt{\gamma_2^2 - \gamma_1^2 \sin^2(\alpha_1)} - \mu_1 \gamma_2^2 \cos(\alpha_1)}{\mu_2 \gamma_1 \sqrt{\gamma_2^2 - \gamma_1^2 \sin^2(\alpha_1)} + \mu_1 \gamma_2^2 \cos(\alpha_1)} \quad (4.72)$$

W przypadku normalnego padania fali TM na granicę dwóch ośrodków ( $\alpha_1 = 0$ ) zależność (4.72) upraszcza się do postaci [66]:

$$\Gamma = \frac{\mu_2 \gamma_1 - \mu_1 \gamma_2}{\mu_2 \gamma_1 + \mu_1 \gamma_2} \quad (4.73)$$

## 5. Metody i systemy pomiarowe

W rozdziale przedstawiono metody pomiarowe wykorzystane do badania rzeczywistych osuwisk. Głównie skoncentrowano się na prezentacji metody i systemu pomiarowego do rejestracji naturalnej emisji elektromagnetycznej osuwisk, czyli metody wytyczającej cel badawczy niniejszej rozprawy. Pozostałe wykorzystane przez autora w badaniach geoelektryczne metody pomiarowe stanowią przydatne uzupełnienie zasadniczych pomiarów naturalnych pól elektromagnetycznych. Użycie metod pomocniczych w procesie badania osuwisk czyni możliwą obiektywną weryfikację wysnutych wniosków na temat zachodzących wewnątrz osuwiska procesów geodynamicznych. Wybór konkretnych rodzajów pomocniczych metod geoelektrycznych podyktowany został analizą obszernego w tym temacie materiału literaturowego, gdzie metody sondowania i profilowania elektrooporowego, elektromagnetyczna i pomiaru potencjałów własnych są standardem w geoelektrycznych badaniach osuwisk [27]. Ze względu na znaczną liczbę publikacji [36-37,66-67,73,97] przedstawiających wyczerpująco każdą z metod, ich podstawy teoretyczne nie będą szerzej omawiane w rozdziale. Podany zostanie wyłącznie sposób interpretacji wyników każdej z metod w odniesieniu do zagadnienia badania osuwisk.

### 5.1. System pomiarowy do badania naturalnej emisji elektromagnetycznej osuwisk

Rozpoczęcie prac związanych z badaniem samoistnych pól elektromagnetycznych na obszarach rzeczywistych osuwisk wymagało od autora rozprawy zarówno opracowania własnej metody pomiarowej, jak i określenia podstawowych wytycznych konstrukcyjnych i eksploatacyjnych, które musi spełnić aparatura. Wynikiem tych prac była praktyczna realizacja prezentowanego w tym podrozdziale systemu pomiarowego.

Dostępne obecnie publikacje na temat obserwacji i pomiarów zmiennych pól elektromagnetycznych na terenach osuwisk zawierają nikłe informacje na temat metod badawczych oraz konstrukcji i parametrów stosowanej aparatury. Podane są z reguły tylko ogólne informacje, która ze składowych pola elektromagnetycznego jest rejestrowana (elektryczna lub magnetyczna). Niekiedy określony jest zakres mierzonych natężeń i częstotliwości pól elektromagnetycznych. Problemy poruszane w większości prac koncentrują się na zagadnieniach dotyczących budowy geologicznej osuwisk, charakteru i intensywności wewnętrznych procesów geodynamicznych oraz ich związku z rejestrowanymi samoistnymi polami elektromagnetycznymi. Zdecydowanie mniej uwagi poświęca się zagadnieniom związanym z budową samej aparatury pomiarowej. Sytuacja ta wydaje się być zrozumiała ze względu na fakt, że większość publikacji na temat samoistnej emisji pól elektromagnetycznych z osuwisk ukazuje się na łamach periodyków i książek z zakresu geologii i geofizyki.

Informacje na temat sposobu organizacji kompleksowych pomiarów pól elektrycznych towarzyszących zjawiskom sejsmicznym zawarte m.in. w publikacjach [92,99-100] wykorzystane zostały przez autora rozprawy do opracowania i wykonania własnego systemu pomiarowego umożliwiającego rejestrację pól magnetycznych związanych z aktywnością osuwisk. W stosunku do nielicznych prezentowanych w literaturze rozwiązań dokonano wielu istotnych modyfikacji i usprawnień, wynikłych głównie z konieczności prowadzenia badań w terenie. Szczególnie dokładnie należało opracować konstrukcję odbiornika pomiarowego\* pola magnetycznego zarówno od strony mechanicznej, jak i elektrycznej. Wymagania co do budowy mechanicznej odbiornika, głównie jego hermetyczności, wynikły z faktu

---

\* Odbiornik pomiarowy dalej zamiennie zwany będzie też sondą pomiarową.

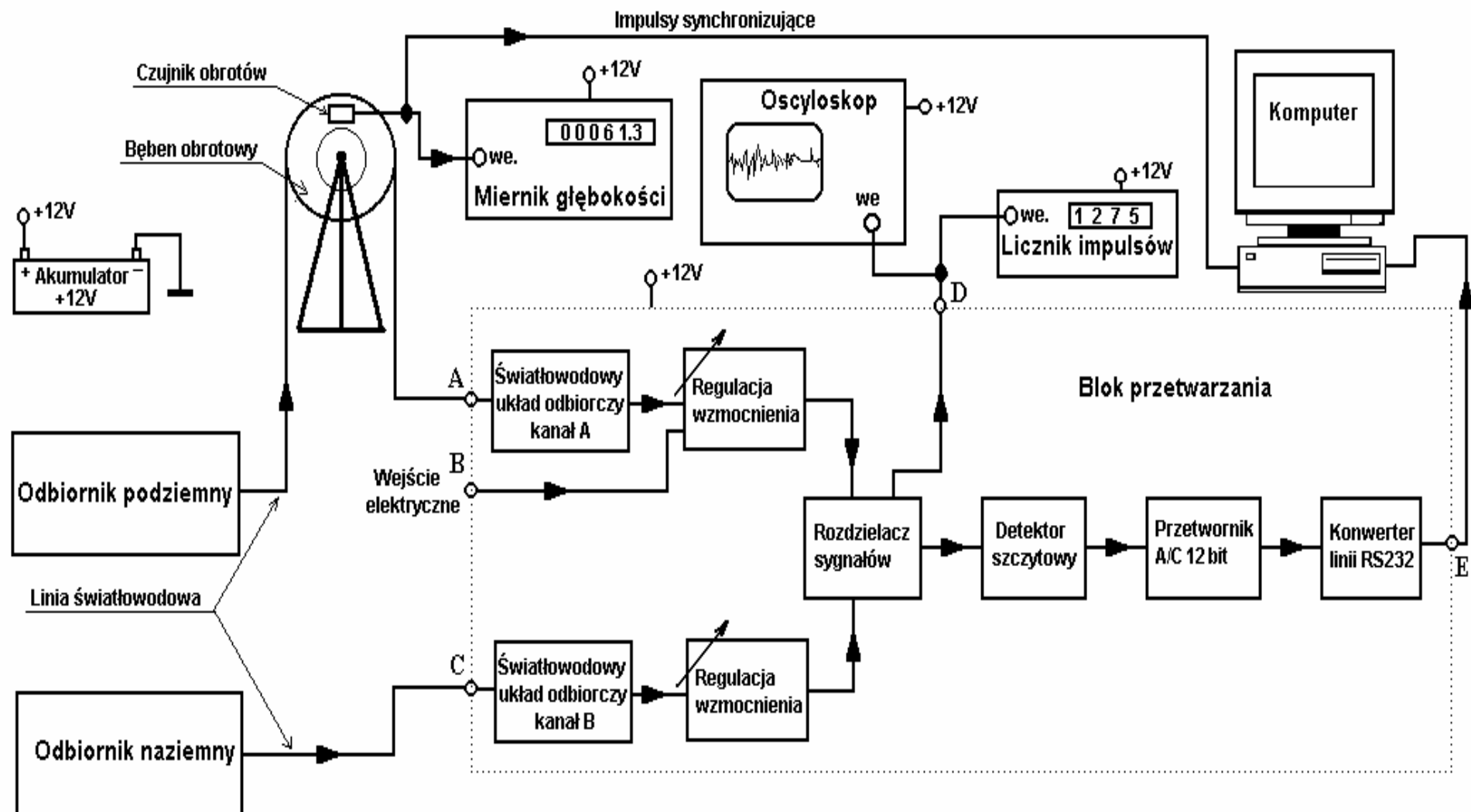
przewodzenia pomiarów w odwiertach wypełnionych wodą. Wykorzystywane do pomiarów odwierty powinny być uzbrojone przewodem rurowym nie powodującym tłumienia zmiennych przebiegów elektromagnetycznych, co jest spełnione w przypadku rur wykonanych z tworzywa sztucznego. Dla obudów rurowych wykonanych ze stali obserwowane jest silne tłumienie zmiennych pól elektromagnetycznych o częstotliwościach powyżej 10 Hz [35, 39,105].

Również rozmiary podziemnego odbiornika pomiarowego musiały zostać dopasowane do znormalizowanych średnic obudów odwiertów kontrolnych. Układ elektryczny odbiornika należało wykonać tak, by możliwa była jego separacja galwaniczna od pozostałych bloków systemu pomiarowego. Połączenie odbiornika z resztą systemu pomiarowego wykonano wyłącznie przewodem światłowodowym, transmitującym mierzony sygnał na powierzchnię ziemi. Równocześnie przewód światłowodowy, dzięki dobranej odpowiednio nośności mechanicznej utrzymuje odbiornik w odwiercie. Zabieg ten zapewnił redukcję wpływu zakłóceń elektromagnetycznych na pomiar. Zastosowanie przesyłu światłowodowego stworzyło konieczność zaopatrzenia odbiornika we własne źródło zasilania mogące zapewnić nieprzerwaną jego eksploatację przez co najmniej kilka godzin. Ponadto układ elektryczny odbiornika powinien cechować się maksymalną prostotą, a przez wzgląd na częste udary mechaniczne liczba elementów regulacyjnych, takich jak rezystory i kondensatory nastawne powinna zostać ograniczona do minimum. Obecnie w wykorzystywanej do pomiarów aparaturze parametry eksploatacyjne, takie jak częstotliwość pracy i wzmocnienie, w obrębie odbiorników pomiarowych regulowane są dyskretną zmianą wartości elementów przy pomocy miniaturowych przełączników.

Ze względu na specyfikę badań, stosowany do pomiarów i rejestracji naturalnej emisji elektromagnetycznej osuwisk system musi spełniać szereg ważnych wymogów, do których należy zaliczyć:

- możliwość pomiaru natężeń składowych widma sygnałów pól magnetycznych dla wybranych, dyskretnych wartości częstotliwości z zakresu 7÷19 kHz;
- czułość odbiorników pomiarowych nie gorsza niż  $H_{\min}=5 \cdot 10^{-6}$  A/m;
- odporność na wstrząsy i udary powstałe w czasie transportu i użytkowania;
- mobilność, łatwość montażu i obsługi urządzenia w miejscu prowadzenia pomiarów;
- możliwość poprawnej i długotrwałej pracy bez dostępu do sieci energetycznej;
- podwyższona odporność na wpływ zewnętrznych zakłóceń elektromagnetycznych;
- odporność na wpływ czynników atmosferycznych;
- hermetyczna konstrukcja odbiornika podziemnego, ze względu na występowanie wody w odwiertach pomiarowych;
- dostosowanie średnicy odbiornika podziemnego do znormalizowanych średnic odwiertów inklinometrycznych.

Mając na uwadze powyższe wymagania skonstruowano system pomiarowy, którego schemat blokowy przedstawiono na rys. 5.1.



Rys. 5.1. Schemat blokowy systemu do pomiaru aktywności elektromagnetycznej osuwisk [80]

Mierzone sygnały odbierane są z otoczenia przez dwa identyczne pod względem elektrycznym selektywne odbiorniki promieniowania magnetycznego, należące do klasy odbiorników o wzmocnieniu bezpośrednim [90]. Ze względu na spodziewane niskie wartości natężeń pól magnetycznych towarzyszących aktywności osuwisk zdecydowano o wąskopasmowym sposobie ich pomiaru. Rozwiązania konstrukcyjne tego typu stosowane są w wielu z prezentowanych w literaturze systemów pomiarowych, przeznaczonych do terenowej rejestracji aktywności elektromagnetycznej osuwisk [23,33,42,55,91]. Metoda szerokopasmowej rejestracji sygnałów stosowana jest wyłącznie w przypadku silnych sygnałów elektromagnetycznych towarzyszących niszczeniu skał lub eksperymentów laboratoryjnych, gdzie zapewniona jest skuteczna eliminacja zakłóceń. Również autor w czasie wstępnych pomiarów laboratoryjnych wykonał szerokopasmowe pomiary widm pól elektromagnetycznych generowanych przez próbki gruntów i skał w czasie ich mechanicznego niszczenia. Na podstawie danych otrzymanych w fazie eksperymentu laboratoryjnego możliwe było określenie zakresu częstotliwości, w którym występuje najsilniejsza emisja pól elektromagnetycznych dla danego typu próbki.

Pierwotnie odbiorniki przystosowano trwale do pracy na częstotliwości  $f_0=14$  kHz, co ograniczało znacznie funkcjonalność systemu pomiarowego. Po wykonanej latem 2005 roku modyfikacji urządzenia, obecnie możliwy jest wybór dowolnej częstotliwości pomiaru  $f_0$  z zakresu 6÷20 kHz, bez wpływu na czułość systemu pomiarowego. W praktyce zdecydowano się wybrać trzy stałe częstotliwości pomiarowe, których wartości wynoszą odpowiednio 7, 14, 19 kHz. Przy doborze częstotliwości pomiarowych należy sprawdzić czy wybrane wartości nie nakładają się na dozwolone zakresy pracy niskoczęstotliwościowych stacji i systemów radiowych [95].

Wybór właściwej częstotliwości pracy  $f_0$  odbywa się przez dołączenie do układu zespołu elementów o odpowiednio dobranych wartościach, co pokazano na rys. 5.3b. Rozwiązanie to pomimo ograniczenia uniwersalności i funkcjonalności systemu pomiarowego pozwoliło na maksymalne uproszczenie układu elektrycznego sondy podziemnej, co wpłynęło korzystnie na jej niezawodność w czasie eksploatacji, oraz, co wydaje się być najistotniejsze, ograniczyło do minimum zakłócenia własne generowane przez układ elektryczny sondy. Zminimalizowano też pobór prądu z wbudowanego w sondę zespołu akumulatorów Li-Ion, wydłużając znacznie nieprzerwaną pracę systemu (rys. 5.8).

Prócz wykonanej w 2005 roku modyfikacji aparatury, pomiary od 2006 roku rozszerzono o szerokopasmową rejestrację tła elektromagnetycznego na powierzchni ziemi, w pobliżu odwiertu pomiarowego, w zakresie częstotliwości 0,02÷50 kHz. Opis wykorzystanego w tym celu odbiornika szerokopasmowego zawarty jest w pracy [81]. Równoległe z odbiornikiem szerokopasmowym nadal stosowano naziemny selektywny odbiornik pomiarowy identyczny z tym, który wprowadzany zostaje do odwiertu.

Jeden z odbiorników, tzw. sonda podziemna wprowadzany jest do odwiertu pomiarowego obudowanego materiałem z tworzywa sztucznego.

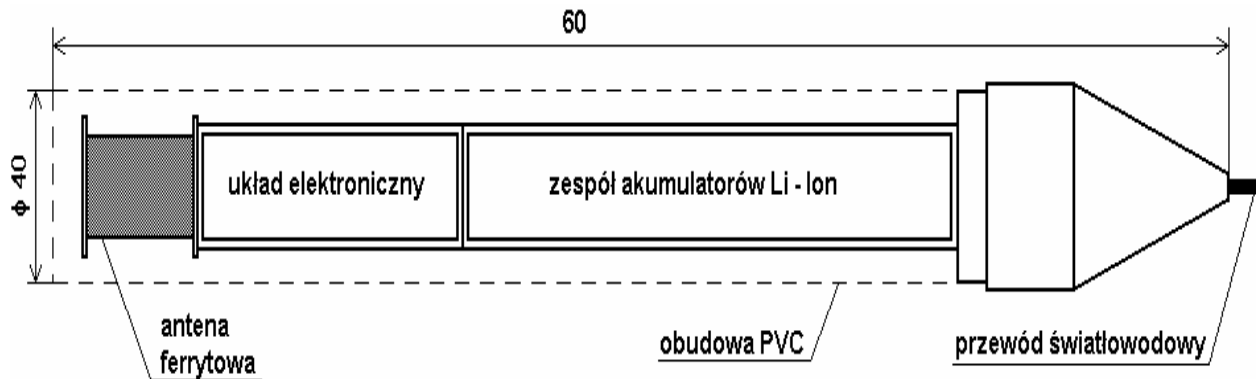
Odbiornik zawieszony jest na wzmocnionym włóknem kevlarowym przewodzie światłowodowym, którym jednocześnie transmitowany jest mierzony sygnał. Precyzyjne prowadzenie sondy w odwiercie zapewnia odpowiednio skonstruowany obrotowy bęben karotażowy, na który nawinięto 100 m światłowodu. Bęben zaopatrzone również w miernik głębokości, umożliwiający określenie położenia sondy z dokładnością do 5 cm. Miernik posiada też wyjście taktujące, przystosowane do współpracy z komputerem rejestrującym dane. Drugi odbiornik umieszczony jest na powierzchni ziemi (tzw. sonda naziemna) w pobliżu odwiertu pomiarowego, co umożliwi obserwację przypowierzchniowego pola magnetycznego, które z punktu widzenia prowadzonych pomiarów jest źródłem zakłóceń. Również w przypadku odbiornika naziemnego sygnał transmitowany jest przewodem światłowodowym. Zastosowanie światłowodowej transmisji sygnałów zwiększyło odporność

systemu pomiarowego na wpływ zakłóceń elektromagnetycznych propagowanych na powierzchni, jak i pod powierzchnią ziemi. W dotychczas stosowanych rozwiązaniach [22,41] sygnał z odbiornika podziemnego transmitowany był przewodem elektrycznym o znacznej długości, przekraczającej niekiedy 100 m. Przewód taki, nawet w przypadku starannego ekranowania, prócz swej podstawowej roli staje się anteną przyjmującą sygnały zakłócające w szerokim pasmie. Sygnały z obydwu odbiorników doprowadzone są do bloku przetwarzania (wejścia A i C), w którym sygnały optyczne przetwarzane są na sygnały elektryczne. Uzyskane sygnały elektryczne, odpowiednio z odbiornika podziemnego i naziemnego wzmacniane są w zakresie 1÷10 V/V. W przypadku wzmacniacza współpracującego z odbiornikiem podziemnym możliwe jest podanie sygnału elektrycznego bezpośrednio na jego wejście z pominięciem optycznego układu odbiorczego (wejście B). O rodzaju wykorzystanego wejścia decyduje typ stosowanego w czasie pomiarów bębna karotażowego, gdyż jeden z nich posiada wbudowany odbiornik światłowodowy, dając na wyjściu sygnał elektryczny. Zależnie od potrzeb sygnał z odbiornika podziemnego lub naziemnego może zostać poddany detekcji w bloku detektora szczytowego, lub doprowadzony do wyjścia kontrolnego D, do którego dołączyć można oscyloskop z funkcją rejestracji przebiegów lub licznik impulsów. Po doprowadzeniu sygnału do wejścia detektora szczytowego, na jego wyjściu otrzymujemy obwiednię sygnału odpowiadającą amplitudzie aktualnie rejestrowanego pola magnetycznego. Do wyboru, możliwe jest ustalenie kilku stałych czasowych  $\tau$  detekcji sygnału. Napięcie stałe odpowiadające chwilowej wartości szczytowej przebiegu przetwarzane jest w dwunastobitowym przetworniku analogowo-cyfrowym. Następnie sygnał cyfrowy ulega konwersji na informację cyfrową zgodną ze standardem RS232, wymaganą ze względu na współpracę z komputerem. Ostatecznie sygnał z wyjścia bloku przetwarzania (gniazdo E) doprowadzony zostaje do komputera i trwale rejestrowany na dysku. System pomiarowy w warunkach polowych zasilany jest napięciem 12 V, pozyskiwanym z akumulatora samochodowego o pojemności 45 Ah. Wyjątek stanowią odbiorniki pomiarowe posiadające własne symetryczne zasilanie akumulatorowe zespołem ogniw typu Li-Ion o napięciu nominalnym  $\pm 10,6$  V, zapewniające ponad 12-godzinną nieprzerwaną pracę urządzeń. Rozwiązania zastosowane w konstrukcji prezentowanego systemu pomiarowego objęte są zgłoszeniem patentowym [80].

Bliższego przedstawienia wymaga konstrukcja odbiornika podziemnego, którego układ elektryczny jest identyczny z układem odbiornika naziemnego. Zasadnicza różnica pomiędzy odbiornikami polega na specyficznej konstrukcji mechanicznej odbiornika do pracy podziemnej, co nie jest wymagane w przypadku odbiornika znajdującego się na powierzchni ziemi. Specyfika konstrukcji sondy podziemnej wynika z konieczności prowadzenia pomiarów w odwiertach, wypełnionych wodami gruntowymi, których zwierciadło często występuje już na głębokości kilku metrów pod powierzchnią ziemi. Fakt ten wymusza hermetyczność konstrukcji samego odbiornika, jak i miejsca, w którym odbiornik połączony jest z przewodem światłowodowym. W rozwiązaniu modelowym hermetyczność uzyskano stosując zwielokrotnione pierścienie uszczelniające typu O-ring w przypadku wszystkich elementów rozłącznych i przepustów. Połączenia gwintowane uszczelniono ponadto specjalną pastą silikonową. W praktyce hermetyczność sondy sprawdzono, umieszczając ją w odwiercie o głębokości 31 m wypełnionym wodą do głębokości 4 m. Sondę pozostawiono na dnie odwiertu przez 20 minut i po tym czasie, po otwarciu sondy, nie zauważono śladów wody wewnątrz obudowy.

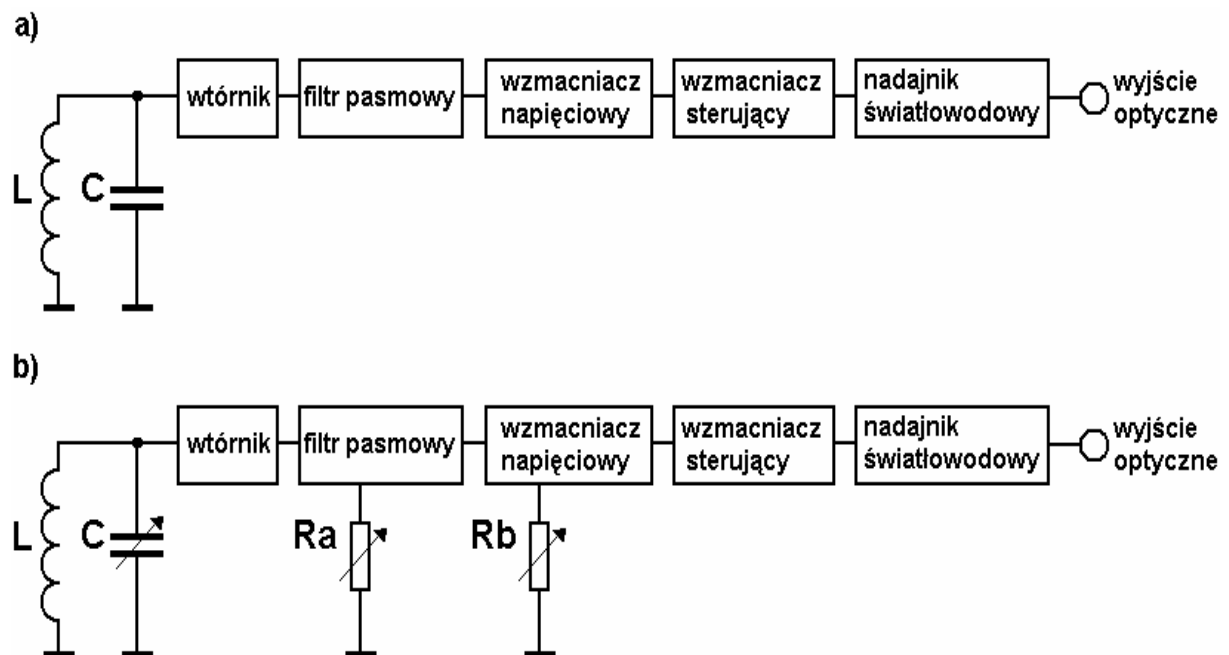
Kolejny problem konstrukcyjny, jaki należało rozwiązać, to konieczność dostosowania średnicy odbiornika do znormalizowanych średnic plastikowych obudów rurowych odwiertów. Najmniejsza spotykana w praktyce średnica, wynosząca ok. 50 mm, stosowana jest w odwiertach przeznaczonych do pomiarów sondą inklinometryczną. Na tej podstawie zdecydowano się umieścić odbiornik podziemny w plastikowej obudowie o średnicy 40 mm.

Poglądowe rozmieszczenie bloków funkcjonalnych wewnątrz sondy podziemnej przedstawiono na rys. 5.2.



Rys. 5.2. Budowa wewnętrzna podziemnej sondy pomiarowej [opracowanie własne]

Elektryczny schemat blokowy odbiornika pomiarowego (sondy pomiarowej) przedstawiono na rys. 5.3. Rysunek 5.3a przedstawia układ odbiornika przystosowanego do pracy na jednej wybranej częstotliwości pomiarowej. Po wykonaniu modyfikacji układu elektrycznego odbiornika możliwe są pomiary pól magnetycznych dla wybranych wartości częstotliwości pracy sondy, ustalanych regulowaną pojemnością  $C$  oraz rezystorami  $R_a$ ,  $R_b$  (rys. 5.3b).



Rys. 5.3. Schemat blokowy sondy pomiarowej: a) układ pierwotny b) układ po modyfikacji [opracowanie własne]

W odbiorniku jako antenę pomiarową zastosowano zamkniętą antenę z rdzeniem ferrytowym. Rozwiązania wykorzystujące antenę ferrytową stosowane są w większości sond do pomiarów pól elektromagnetycznych w odwiertach. Anteny z rdzeniem ferrytowym cechują małe wymiary przy równoczesnej dużej dobroci  $Q$  obwodu rezonansowego. Cenne są również własności kierunkowe tych anten.



Częstotliwość drgań własnych  $f_{rez}$  równoległego obwodu rezonansowego utworzonego z cewki anteny i pojemności równoległej  $C$  dana jest w postaci [90]:

$$f_0 = \frac{1}{2 \cdot \pi \sqrt{L \cdot C}} \quad (5.1)$$

gdzie:  $L$  – indukcyjność cewki anteny [H]  
 $C$  – pojemność [F].

Wartość siły elektromotorycznej  $SEM_A$  wzbudzonej w obwodzie anteny wynosi [33]:

$$SEM_A = h_{sk} \cdot E \cdot \psi(\alpha) \quad (5.2)$$

gdzie:  $h_{sk}$  – wysokość skuteczna anteny [m]  
 $E$  – natężenie pola elektrycznego [V/m]  
 $\psi(\alpha)$  – współczynnik zależności wyindukowanej SEM od położenia anteny względem linii sił pola.

Na zaciskach anteny, przy rezonansie, dysponujemy napięciem [33]:

$$U = Q \cdot SEM_A = Q \cdot h_{sk} \cdot E \cdot \psi(\alpha) \quad (5.3)$$

gdzie:  $Q$  – dobroć obwodu rezonansowego.

W warunkach przestrzeni swobodnej nad idealnie przewodzącą płaską powierzchnią prawdziwy staje się związek [90]:

$$E = Z_0 \cdot H = 120 \pi \cdot H \quad (5.4)$$

gdzie:  $H$  – natężenie pola magnetycznego [A/m]  
 $Z_0 = 120 \pi$  [ $\Omega$ ] – impedancja falowa wolnej przestrzeni.

Korzystając z zależności (5.4) we wzorze (5.3) otrzymujemy:

$$U = 120 \pi \cdot Q \cdot h_{sk} \cdot H \cdot \psi(\alpha) \quad (5.5)$$

W odbiorniku zastosowano zamkniętą antenę magnetyczną z rdzeniem ferrytowym. Dla anteny tego typu wysokość skuteczna  $h_{sk}$  [90] wynosi:

$$h_{sk} = \frac{2 \pi z S \mu}{\lambda} \cos \alpha \quad (5.6)$$

gdzie:  $z$  – liczba zwojów anteny  
 $S$  – powierzchnia objęta przez zwój anteny [ $m^2$ ]  
 $\lambda$  – długość fali [m]  
 $\mu$  – przenikalność magnetyczna skuteczna rdzenia anteny ferrytovej [H/m]  
 $\alpha$  – kąt, jaki tworzy płaszczyzna zwoju z kierunkiem rozchodzenia się fali elektromagnetycznej.

Równocześnie obowiązuje zależność [90]:

$$h_{sk} = \frac{SEM_A}{E} \quad (5.7)$$

gdzie:  $SEM_A$  – siła elektromotoryczna SEM wzbudzona w antenie [V]  
 $E$  – natężenie pola elektrycznego [V/m].

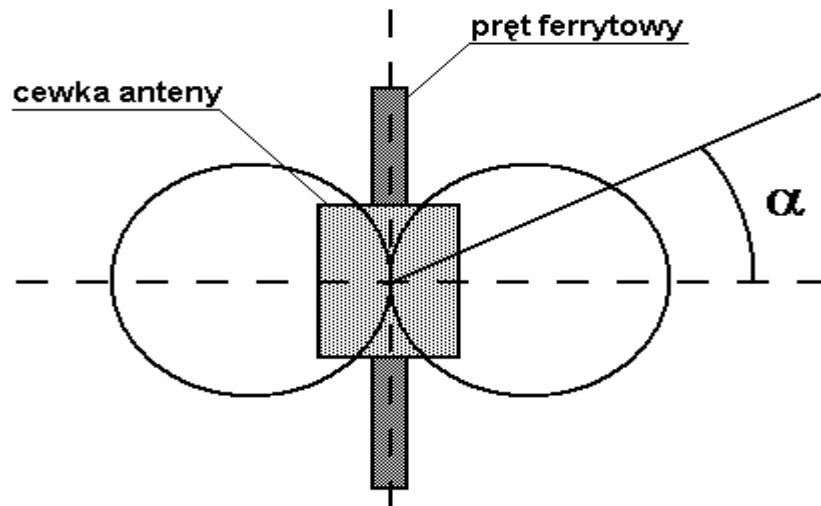
Ostatecznie po uwzględnieniu zależności (5.4) można zapisać:

$$SEM_A = Z_0 \cdot H \cdot h_{sk} = 120\pi \cdot H \cdot \frac{2\pi z S \mu}{\lambda} \cos \alpha = \frac{240\pi^2 z S \mu}{\lambda} H \cdot \cos \alpha \quad (5.8)$$

Wobec powyższego napięcie na zaciskach równoległego obwodu rezonansowego anteny o dobroci  $Q$  w warunkach rezonansu wynosi:

$$U = Q \cdot SEM_A = 120\pi \cdot Q \cdot H \cdot \frac{2\pi z S \mu}{\lambda} \cos \alpha = \frac{240\pi^2 z S \mu}{\lambda} H \cdot Q \cdot \cos \alpha \quad (5.9)$$

Na podstawie powyższej zależności łatwo zauważyć, że zamknięta antena ferrytowa ma własności kierunkowe, podobnie jak w przypadku zamkniętej anteny ramowej. Gdy kąt  $\alpha=0^\circ$  i  $\alpha=180^\circ$  wysokość skuteczna, a tym samym siła elektromotoryczna indukowana w antenie osiągają wartości maksymalne. Natomiast dla kątów  $\alpha=90^\circ$  oraz  $\alpha=270^\circ$  wartość siły elektromotorycznej wzbudzonej w antenie teoretycznie spada do zera, co przedstawiono na rys. 5.4.



Rys. 5.4. Zależność siły elektromotorycznej  $E_A$  indukowanej w antenie z rdzeniem ferrytowym od kąta padania fali  $\alpha$  [90]

W praktyce, ze względu na małą ilość miejsca pomiędzy prętem ferrytowym a wewnętrzną ścianką obudowy, cewkę nawinięto masowo zwój przy zwoju. Spotykane są również cewki o przekroju poprzecznym w postaci odwróconego stożka ściętego [28]. Rozwiązanie takie poprawia nieznacznie czułość odbiornika pomiarowego zwiększając jednocześnie rozmiar cewki i komplikując jej wykonanie. Wybór częstotliwości pracy

odbiornika pomiarowego uzyskano przez zmianę pojemności  $C$  w obwodzie rezonansowym LC, stosując w praktyce zespół trzech przełączanych pojemności, dla których uzyskiwane są założone wartości częstotliwości rezonansowej  $f_{rez}$  obwodu LC (rys. 5.3b).

Napięcie  $U$  uzyskane w obwodzie rezonansowym doprowadzone jest do wtórnika o dużej impedancji wejściowej, separującego obwód anteny od wpływu pozostałych bloków układu. W praktyce wtórnik ten zrealizowano stosując precyzyjny niskoszumny wzmacniacz operacyjny z wejściem typu JFET, uzyskując impedancję wejściową rzędu  $10^{12} \Omega$ .

Opcjonalnie w tor odbiornika włączono aktywny filtr pasmowo-przepustowy z wielokrotnym ujemnym sprzężeniem zwrotnym o regulowanej częstotliwości środkowej [98], przez zmianę wartości rezystancji  $R_a$  (rys. 5.3b). Częstotliwość środkowa filtra równa jest częstotliwości rezonansowej obwodu anteny  $f_{rez}$ . W wykonanym urządzeniu zastosowano trzy przełączane wartości rezystancji  $R_a$ , ustalające częstotliwość środkową filtra  $f_0$ .

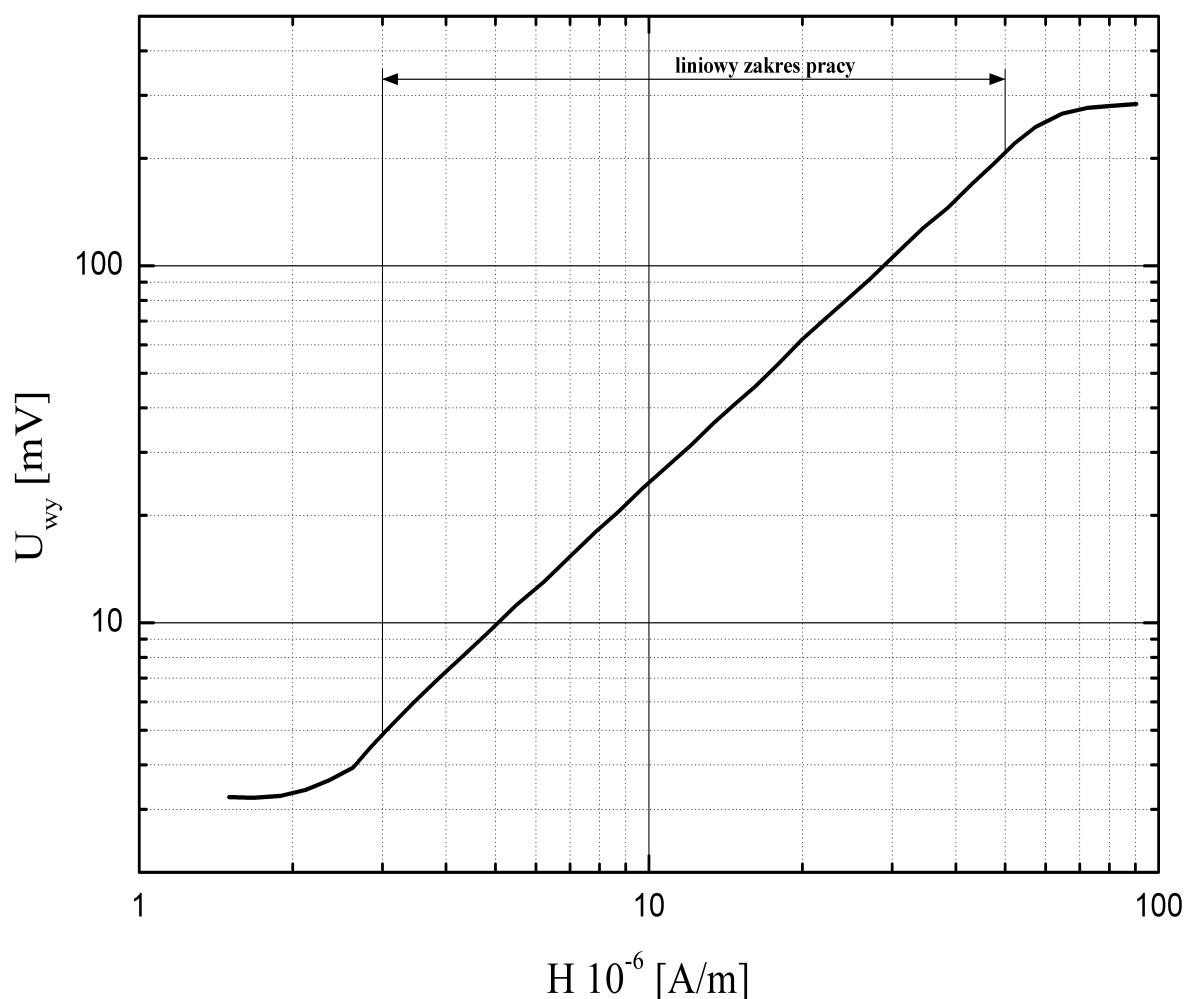
Właściwe wzmocnienie mierzonego sygnału odbywa się w dwustopniowym wzmacniaczu. Pierwszy stopień jest typowym wzmacniaczem napięciowym o korygowanym za pomocą rezystora  $R_b$  wzmocnieniu, co zapewnia stałą czułość sondy dla wybranych częstotliwości pracy. Podobnie i tu zastosowano zespół przełączanych rezystancji  $R_b$ .

Rozwiązanie polegające na zastosowaniu w odbiorniku pomiarowym zespołu przełączanych elementów RC zapewnia sprawną obsługę systemu pomiarowego w terenie.

Drugi stopień wzmacniający steruje źródło prądowe wymuszające przepływ prądu przez diodę LED nadajnika linii światłowodowej typu HFBR1414T produkcji Agilent. Po stronie odbiorczej zastosowano odbiornik linii światłowodowej typu HFBR2416T firmy Agilent.

Wypadkowe maksymalne wzmocnienie toru odbiorczego, dla wszystkich częstotliwości pracy systemu  $f_0$ , zmierzone od zacisków anteny do wyjścia odbiornika linii światłowodowej wynosi  $K_u=45\text{dB}$ .

Cechowanie systemu pomiarowego przeprowadzono w klatce Faradaya, używając wzorcowego generatora pola magnetycznego, którego konstrukcję oraz sposób obsługi przedstawiono w pracy [76]. Uzyskaną zależność amplitudy napięcia na zaciskach odbiornika linii światłowodowej w funkcji amplitudy zadanego natężenia pola magnetycznego  $H$  dla  $f_{rez}=14\text{ kHz}$  przedstawiono na rys. 5.5. Pomiary wykonano przy maksymalnym wzmocnieniu toru odbiornika wynoszącym  $K_u=45\text{dB}$ .

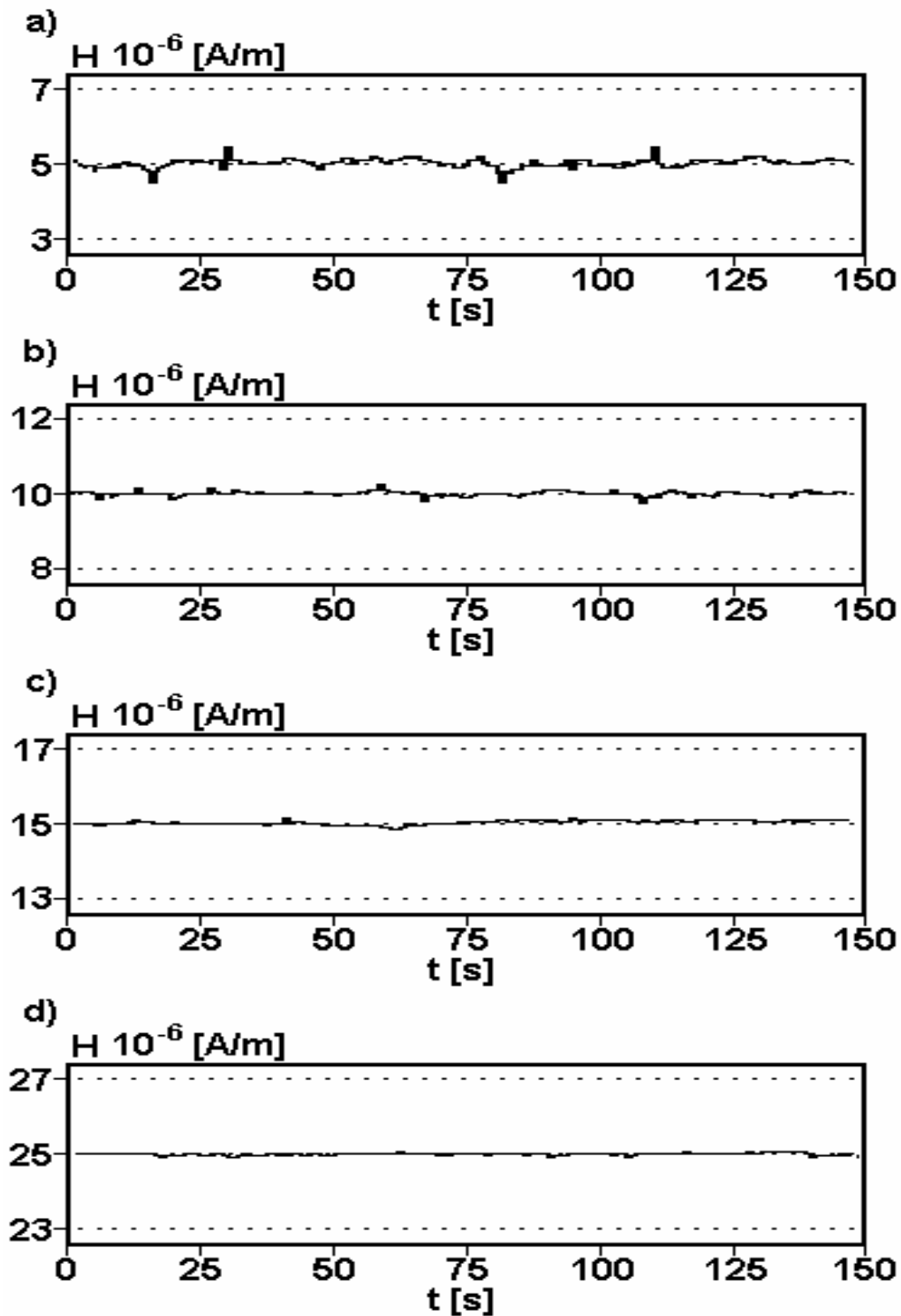


Rys. 5.5. Zależność amplitudy napięcia na wyjściu odbiornika linii światłowodowej od amplitudy natężenia wzorcowego pola magnetycznego dla  $f_{rez}=14$  kHz

Z kształtu krzywej charakterystyki przejściowej odbiornika widać, że zakres liniowej pracy odbiornika natężenia pola magnetycznego  $H$  zawarty jest w granicach  $3 \cdot 10^{-6} \div 5 \cdot 10^{-5}$  A/m.

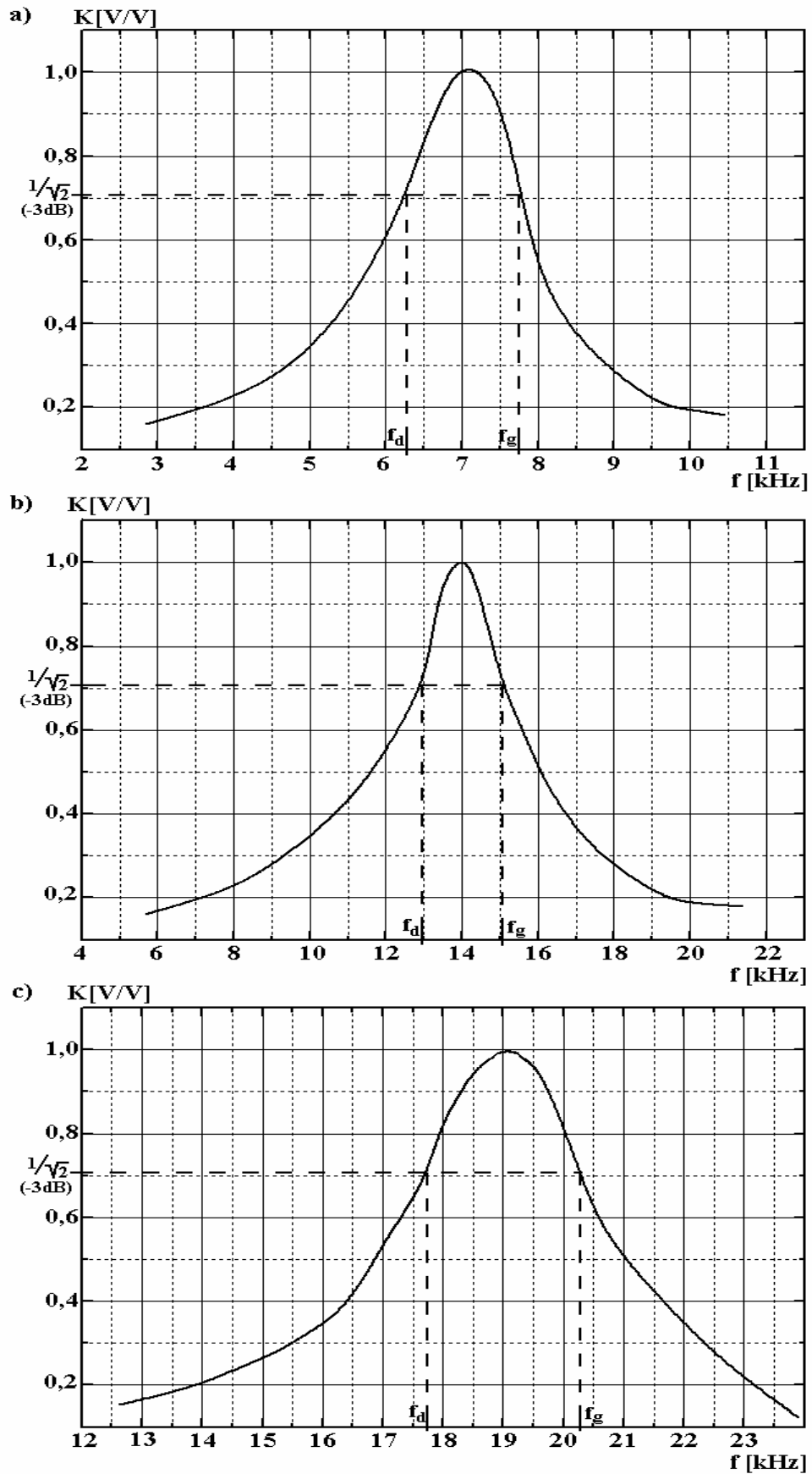
Przy zmianach częstotliwości pracy systemu pomiarowego w zakresie  $6 \div 20$  kHz nie stwierdzono odstępstwa kształtu charakterystyki przejściowej odbiornika od przedstawionej na rys. 5.5.

Wykonano także pomiar stałości rejestrowanego przez komputer natężenia pola magnetycznego w czasie, stosując jak poprzednio wzorcowy generator pola magnetycznego. Zadano cztery wielkości pól wzorcowych, wynoszące odpowiednio 5, 10, 15 i  $25 \cdot 10^{-6}$  A/m. Wartości wzorcowych pól magnetycznych zostały dobrane tak, by znajdowały się w przedziale praktycznie rejestrowanych natężeń pól w pomiarach terenowych. Czas rejestracji dla każdego pomiaru wynosił 150 s. Otrzymane rezultaty przedstawione na rys. 5.6 należy uznać za zadowalające.



Rys. 5.6. Przebiegi stałości rejestrowanych przez komputer natężeń dla wzorcowych pól magnetycznych dla  $f_{\text{rez}}=14$  kHz, zmierzona w polu wzorcowym o natężeniu:  
 a)  $H=5 \cdot 10^{-6}$  A/m, b)  $H=1 \cdot 10^{-5}$  A/m, c)  $H=1,5 \cdot 10^{-5}$  A/m, d)  $H=2,5 \cdot 10^{-5}$  A/m

Charakterystyki amplitudowe toru odbiornika dla wybranych częstotliwości  $f_0$  wynoszących odpowiednio 7, 14 i 19 kHz przedstawiono na rys. 5.7.



Rys. 5.7. Zmierzone charakterystyki amplitudowe toru odbiornika pomiarowego: a)  $f_0=7$  kHz, b)  $f_0=14$  kHz., c)  $f_0=19$  kHz, pomiary wykonano dla  $H=1 \cdot 10^{-4}$  [A/m]

Zdefiniujmy dobroć obwodu Q jako [90]:

$$Q = \frac{f_0}{2\Delta f} \quad (5.10)$$

gdzie:  $2\Delta f$  – przedział częstotliwości ograniczony spadkiem amplitudy sygnału o 3 dB.

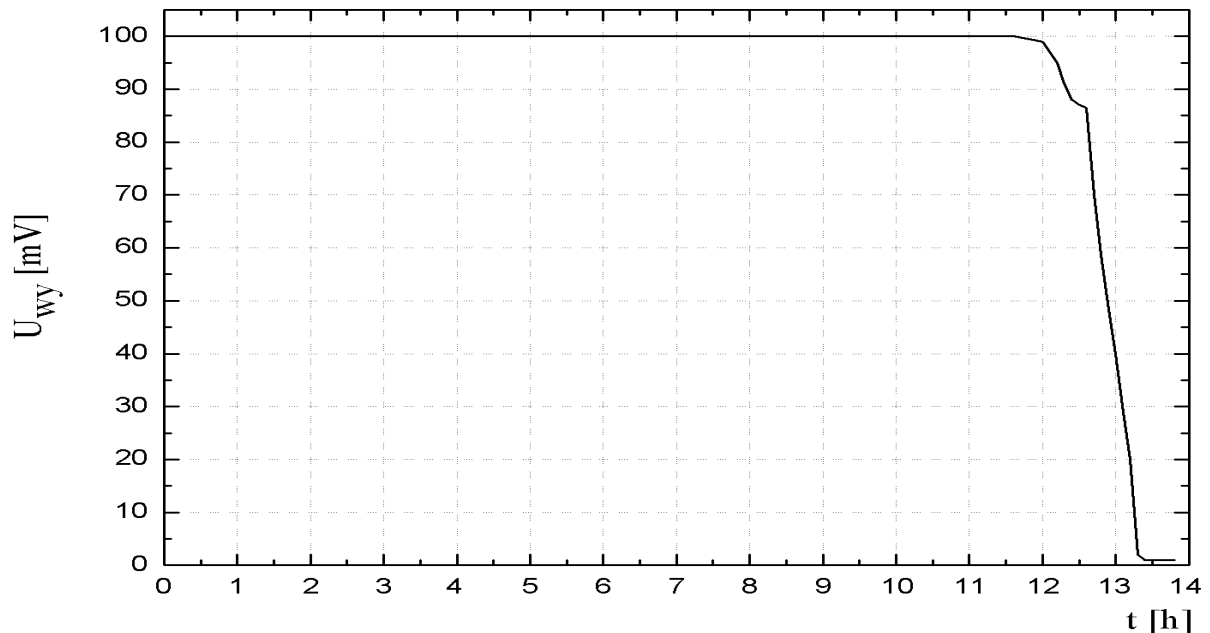
Dobroci toru odbiornika, dla ustalonych częstotliwości pracy  $f_0$  wynoszą:

$$Q_{7\text{kHz}} = 4,7$$

$$Q_{14\text{kHz}} = 7$$

$$Q_{19\text{kHz}} = 7,5.$$

Istotne dla właściwej eksploatacji systemu pomiarowego jest zbadanie wpływu procesu rozładowania zespołu akumulatorów zasilających odbiornik napięciem symetrycznym  $\pm 10,6$  V na amplitudę sygnału elektrycznego na wyjściu światłowodowego układu odbiorczego. Przeprowadzono w tym celu eksperyment, umieszczając odbiornik we wzorcowym polu magnetycznym o natężeniu  $H=2,8 \cdot 10^{-5}$  A/m i mierząc amplitudę sygnału elektrycznego na wyjściu odbiornika linii światłowodowej w czasie (rys. 5.8). Dzięki zastosowaniu w układzie zasilania sondy monolitycznych stabilizatorów napięcia  $\pm 5$  V, układ elektroniczny działa poprawnie, gdy napięcie zespołu akumulatorów zasilania dodatniego oraz ujemnego przekracza wartość 8 V.



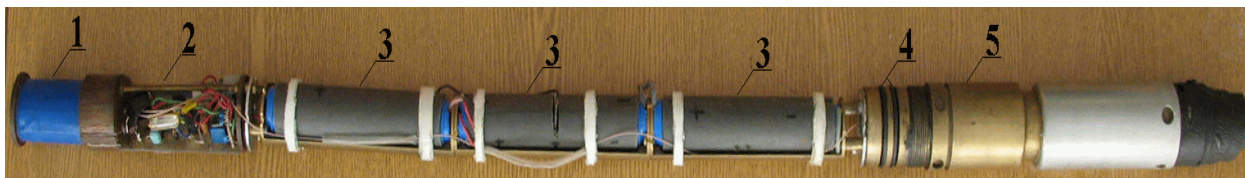
Rys. 5.8. Zależność amplitudy napięcia na wyjściu odbiornika linii światłowodowej od czasu pracy zespołu akumulatorów zasilających odbiornik pomiarowy,  $H=2,8 \cdot 10^{-5}$  A/m,  $f_0=14$  kHz

Widok kompletnego systemu pomiarowego do badania aktywności elektromagnetycznej osuwisk przedstawiono na rys. 5.9. Fotografię wnętrza sondy podziemnej zaprezentowano na rys. 5.10. Konstrukcję nośną, na której zamocowano bęben karotażowy wraz z pomocniczymi blokami wykonano z kształtowników aluminiowych

o przekroju kwadratu. Uzyskano dzięki temu małą masę urządzenia przy jednoczesnym zapewnieniu odporności na udary mechaniczne mogące nastąpić w czasie transportu i eksploatacji. Poszczególne moduły układu elektronicznego zabezpieczono przed kontaktem z czynnikami atmosferycznymi umieszczając je w odpowiednio wykonanych obudowach. System eksploatowano w latach 2003÷2007 i w okresie przed, jak i po modyfikacji, nie zanotowano poważniejszych usterek i nieprawidłowości w jego działaniu. Wyniki badań aktywności elektromagnetycznej rzeczywistych osuwisk, które wykonano za pomocą prezentowanego systemu pomiarowego przez autora rozprawy, zamieszczono w pracach [51,77-79,81-83].



Rys. 5.9. Widok systemu pomiarowego do badania emisji elektromagnetycznej osuwisk:  
 1 – bęben karotażowy z przewodem światłowodowym; 2 – sonda podziemna;  
 3 – blok przetwarzania; 4 – odbiornik naziemny; 5 – komputer PC

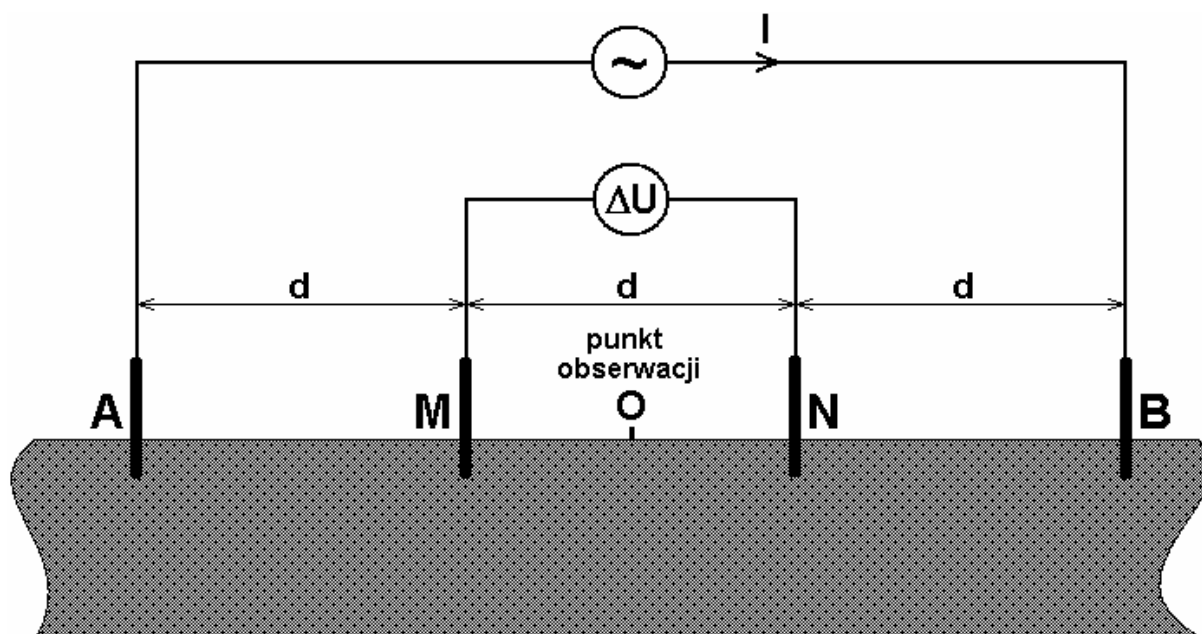


Rys. 5.10. Widok wnętrza podziemnej sondy pomiarowej:  
 1 – antena ferrytowa; 2 – układ elektroniczny; 3 – zespół akumulatorów Li-Ion;  
 4 – pierścienie uszczelniające typu O-ring; 5 – konstrukcja nośna sondy



## 5.2. Układ do pomiarów elektrooporowych

Równoległe z rejestracją natężenia pola magnetycznego wzdłuż profili odwiertów pomiarowych przeprowadzono wglębne sondowanie elektrooporowe. Metoda sondowania elektrooporowego należy do tradycyjnych i powszechnie stosowanych w geofizyce metod badawczych, wykorzystywanych również w badaniach osuwisk [16,27,59-60]. Mierzony jest głębokościowy rozkład rezystywności pozornej nad danym punktem pomiarowym.



Rys. 5.11. Schemat układu do sondowania elektrooporowego w konfiguracji Wennera [36]

Układ pomiarowy rys. 5.11 stanowią dwie pary elektrod oznaczonych odpowiednio: A,B oraz M,N. Elektrody zewnętrzne A,B tzw. „prądowe” podłączone są do źródła niskoczęstotliwościowego prądu przemiennego o amplitudzie I. Elektrody wewnętrzne M,N dołączone są do selektywnego woltomierza, mierzącego różnicę potencjałów  $\Delta U$ . Odstęp pomiędzy elektrodami jest stały i wynosi d. Dysponując przedstawionym systemem pomiarowym możemy wyznaczyć głębokościowy rozkład rezystywności pozornej warstw położonych poniżej punktu obserwacji O, usytuowanego w połowie odległości między elektrodami M,N. Stosowana w pomiarach wykonanych przez autora konfiguracja elektrod nosi nazwę sieci Wennera. Spotykane są również inne konfiguracje elektrod [36-37,73,97].

Rezystywność pozorną określa zależność [36,97]:

$$\rho_a = 2\pi d \frac{\Delta U}{I}, [\Omega m] \quad (5.11)$$

Dodatkowo wymagane jest by spełniony był warunek

$$d > 5g_e \quad (5.12)$$

gdzie:  $g_e$  – głębokość wprowadzenia elektrod pomiarowych do gruntu.

W przypadku rozmieszczenia elektrod w układzie Wennera zwiększenie rozstawu

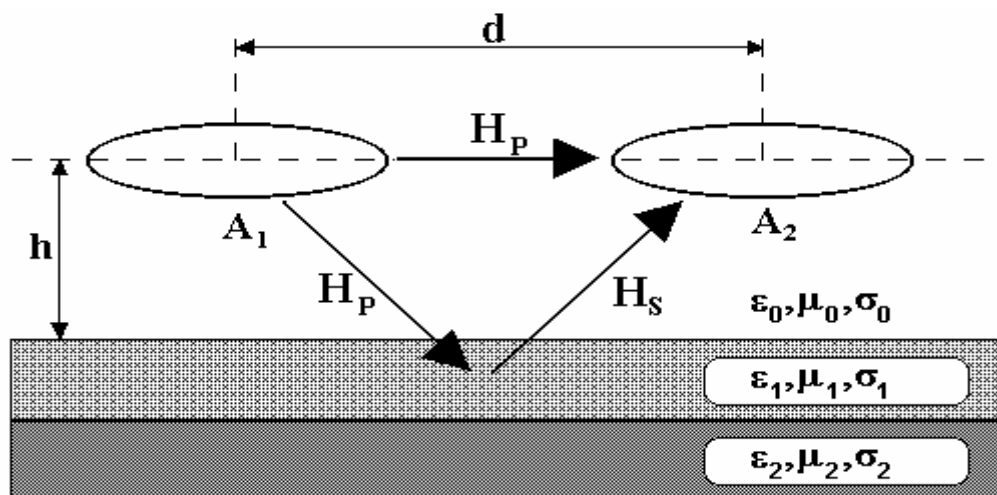
elektrod  $d$  skutkuje zwiększeniem głębokości pomiaru  $g$  wypadkowej rezystywności pozornej, którą można wyznaczyć z zależności  $g=AB/2$  [36]. Badania elektrooporowe przeprowadzono korzystając z fabrycznej aparatury pomiarowej typu PLH-03. Starano się, by moment wykonania pomiarów elektrooporowych był zbieżny czasowo z pomiarami aktywności elektromagnetycznej osuwiska. W celu uzyskania dokładnych wyników wartości rezystywności pozornej w odwiertach, pomiary wykonano w zakresie głębokości  $g \in (0,5 \div 25)$  m z krokiem pomiarowym  $\Delta g = 0,25$  m.

### 5.3. Układ do pomiaru impedancji wzajemnej układu anten w konfiguracji koplanarnej

Pod pojęciem impedancji wzajemnej układu anten rozumiemy stosunek siły elektromagnetycznej wyindukowanej w antenie pomiarowej  $A_2$  (rys. 5.12) do prądu płynącego przez antenę  $A_1$ , stanowiącą źródło pola magnetycznego. Pole elektromagnetyczne, zwane też polem pierwotnym  $H_P$  (ang. primary), wnikając w badany ośrodek półprzewodzący indukuje w nim prądy wirowe, co z kolei prowadzi do powstania pola wtórnego  $H_S$  (ang. secondary). Do anteny pomiarowej  $A_2$  dociera całkowite, sumaryczne pole magnetyczne  $H_T$  (ang. total), będące sumą pola pierwotnego i wtórnego.

Wartość pola pierwotnego zależy min. od amplitudy i częstotliwości prądu płynącego przez antenę  $A_1$ , powierzchni anteny, liczby zwoi, usytuowania punktu obserwacji. Pole wtórne zależne jest od wartości pola pierwotnego oraz parametrów ośrodka półprzewodzącego, które mają zostać wyznaczone.

W praktyce pomiarowej najczęściej stosowane są cztery podstawowe konfiguracje anten tj. koplanarna pozioma i pionowa, koncentryczna pozioma i prostopadła [5,36,67,97]. Autor do badania osuwisk zastosował układ anten w konfiguracji koplanarnej poziomej, przedstawionej na rys. 5.12. Dla częstotliwości prac systemu pomiarowego wynoszącej 1 MHz rejestrowano napięcie na wyjściu odbiornika oraz przesunięcie fazowe pomiędzy prądem płynącym w antenie  $A_1$ , a napięciem na zaciskach anteny pomiarowej  $A_2$ . Anteny umieszczono na wysokości  $h=1,5$  m nad powierzchnią ziemi, którą uznano za warstwowy ośrodek półprzewodzący.



Rys. 5.12. System pomiarowy z koplanarną poziomą konfiguracją anten [67]

W celu pominięcia wpływu parametrów anten na funkcję opisującą ich impedancję wzajemną, dokonuje się normalizacji impedancji wzajemnej układu anten pracujących

w pobliżu ośrodka półprzewodzącego o impedancji  $Z_W$  do impedancji tego samego układu anten pracujących w przestrzeni swobodnej  $Z_0$  [5,36,67].

Dla układu anten koplanarnych poziomych położonych na wysokości  $h$  nad powierzchnią ośrodka warstwowego, zależność opisująca unormowaną impedancję wzajemną  $Z_W/Z_0$  przyjmuje postać [5]:

$$\frac{Z_W}{Z_0} = -\frac{d^3 e^{\gamma_0 d}}{(1 + id\gamma_0 - d^2 \gamma_0^2)} \left( A + \int_0^\infty \frac{\lambda^3}{\nu} \Gamma(\lambda) J_0(\lambda d) d\lambda \right) \quad (5.13)$$

gdzie:  $\gamma_0$  – liczba falowa próżni

$J_0$  – funkcja Bessela pierwszego rodzaju zerowego rzędu

$\Gamma(\lambda)$  – współczynnik odbicia pola magnetycznego pochodzącego od pionowego dipola magnetycznego

$$\nu = \sqrt{\lambda^2 + \gamma_0^2}$$

$$A = B \left( -\gamma_0^2 \frac{e^{-\gamma_0 r}}{r} - \gamma_0 \frac{e^{-\gamma_0 r}}{r^2} - \frac{e^{-\gamma_0 r}}{r^3} \right)$$

$$B = \frac{i\omega\mu m}{4\pi} .$$

Gdy pominie się prądy przesunięcia w powietrzu i ośrodku warstwowym, zależność (5.13) upraszcza się do postaci [5]:

$$\frac{Z_W}{Z_0} = 1 - d^3 \int_0^\infty \lambda^2 \Gamma'(\lambda) J_0(\lambda d) d\lambda \quad (5.14)$$

gdzie:  $\Gamma'(\lambda)$  – współczynnik odbicia pola magnetycznego pochodzącego od dipola magnetycznego pionowego, przy pominięciu prądów przesunięcia w powietrzu i ośrodku półprzewodzącym.

Wykazano [5], że dla anten w konfiguracji koplanarnej poziomej, pracujących przy częstotliwości 1 MHz, możliwe jest jeszcze stosowanie uproszczonej zależności na unormowaną impedancję wzajemną opisaną zależnością (5.14). Na podstawie zebranych danych pomiarowych możliwe jest wyznaczenie rezystywności pozornej (ang. apparent resistivity) warstwowego ośrodka półprzewodzącego\*. Proces interpretacji wyników wymaga znajomości krzywej teoretycznej przebiegu unormowanej impedancji wzajemnej  $Z_W/Z_0$  w funkcji rezystywności (konduktywności) pozornej wykreślonej na płaszczyźnie zespolonej dla zadanego rozstawu anten  $d$  oraz określonej wysokości usytuowania anten  $h$  [5].

Wyznaczenie szukanej rezystywności pozornej ośrodka polega na znalezieniu minimum funkcji  $k$  zapisanej w postaci [5]:

$$k = \left[ \frac{Z_W}{Z_{0_1}} - \frac{Z_W}{Z_{0_2}} (\rho) \right] \quad (5.15)$$

\* Jest to taka wartość rezystywności ośrodka jednorodnego, w przypadku której impedancja wzajemna jest równa impedancji wzajemnej ośrodka warstwowego.

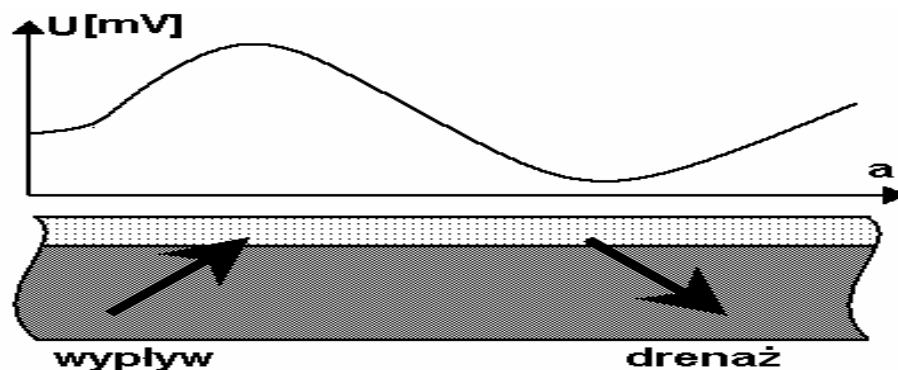
gdzie:  $\frac{Z_w}{Z_{0_1}}$  – impedancja wzajemna zmierzona

$\frac{Z_w}{Z_{0_2}}(\rho)$  – teoretyczna wartość impedancji wzajemnej.

W terenowych pracach badawczych wykorzystano gotową aparaturę pomiarową, zaprezentowaną w pracy [5]. Obliczenia wykonano w programie Matlab [17].

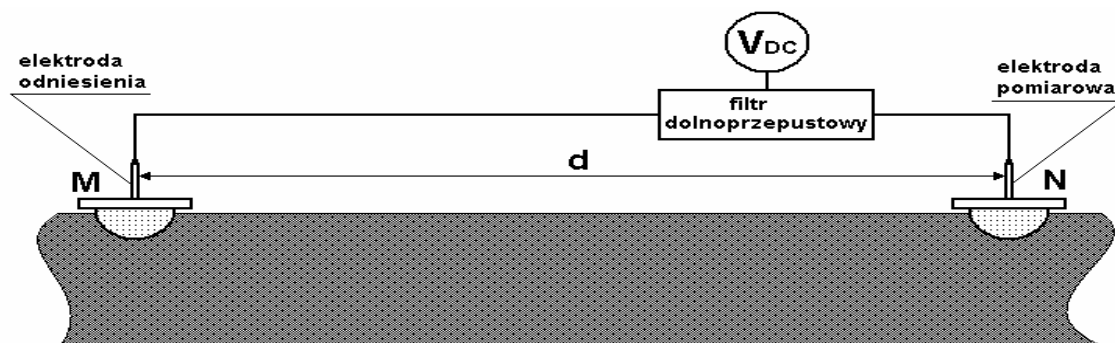
#### 5.4. Układ do pomiaru potencjałów własnych na osuwiskach

Metoda pomiaru potencjałów własnych SP (ang. self potential method) na powierzchni gruntu stosowana jest m.in. do oceny warunków hydrologicznych badanego obszaru. Możliwe jest wyznaczenie dróg przepływu strumieni podziemnych, wskazanie miejsc wypływu oraz drenażu wód podziemnych (rys 5.13), co stanowi cenne uzupełnienie informacji o badanym obszarze osuwiskowym [4]. Fizyczna podstawa zjawiska jest związana z przepływem cieczy w ośrodku porowatym pod wpływem gradientu ciśnienia, w wyniku czego powstaje gradient potencjału elektrycznego (ang. streaming potential) [30,89,103].



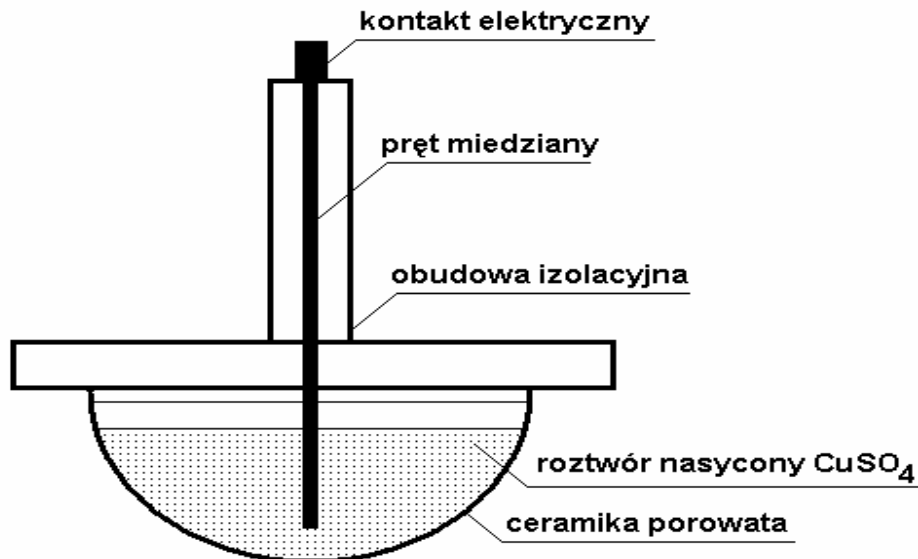
Rys. 5.13. Zmiany wartości potencjału własnego spowodowane migracją wód podziemnych [37]

Wiadomo, że miejscami szczególnie podatnymi na osunięcia są strefy o znacznym nawodnieniu, co często związane jest z przepływem podziemnych strumieni lub obecnością miejsc wypływu wód podziemnych [16]. Sposób prowadzenia pomiarów potencjałów własnych przedstawiono na rys. 5.14.



Rys. 5.14. Sposób pomiaru potencjałów własnych – metoda potencjałowa [97]

Mierzona jest różnica potencjałów pomiędzy dwiema elektrodami, rozmieszczonymi w odległości  $d$ . Wymagane jest, aby na styku elektroda – grunt nie powstała dodatkowa różnica potencjałów, co zapewnione jest dzięki odpowiedniej konstrukcji elektrod wykonanych z półprzepuszczalnego porowatego materiału (rys. 5.15) wypełnionego nasyconym wodnym roztworem  $\text{CuSO}_4$  [73].



Rys. 5.15. Konstrukcja elektrody do pomiarów potencjałów własnych [97]

Jedna z elektrod (tzw. elektroda odniesienia) znajduje się w stałym punkcie, względem którego mierzony jest rozkład potencjałów. Druga z elektrod umieszczana jest w punktach pomiarowych, z reguły tworzących regularną siatkę. Ostatecznie na mapie badanego obszaru wykreślane są linie ekwipotencjału, których rozkład odzwierciedla rozptyw wód podziemnych.

Przewody połączeniowe ze względu na znaczne długości (od kilkudziesięciu do kilkuset metrów) powinny być wykonane z wysokogatunkowej miedzi. Wymagane jest, by woltomierz napięcia stałego miał możliwie dużą impedancję wejściową  $Z_{we}$ , w praktyce nie mniejszą niż  $10^7 \Omega$  [73]. Zalecane jest stosowanie wstępnego filtra dolnoprzepustowego eliminującego wpływ zakłóceń indukowanych w przewodach. W wykorzystanym do pomiarów systemie zastosowano multimetr cyfrowy o dokładności odczytu  $10 \mu\text{V}$  oraz wykonany przez autora filtr dolnoprzepustowy czwartego rzędu o częstotliwości granicznej  $f_g=30 \text{ Hz}$  poprzedzony wtórnikiem o impedancji wejściowej  $Z_{we}=10^{10} \Omega$ . Widok umieszczonej w gruncie elektrody do pomiaru potencjałów własnych przedstawiono na rys. 5.16.



Rys. 5.16. Widok umieszczonej w gruncie elektrody do pomiaru potencjałów własnych

## **6. Pomiary samoistnej emisji zmiennych pól magnetycznych na obszarach osuwisk**

### **6.1. Lokalizacja badanych osuwisk**

W rozdziale przedstawiono wyniki badań samoistnej emisji zmiennych pól magnetycznych na terenach osuwisk o różnorodnej budowie geologicznej i zróżnicowanym stopniu aktywności. Pojęcie samoistnej emisji pól magnetycznych osuwiska używane będzie w dalszej części rozdziału zamiennie z terminem aktywność magnetyczna osuwiska. Pomiary przeprowadzono na terenie Polski (rys. 6.1) oraz w Republice Słowackiej w miejscowości Jelsäva (rys. 6.2). Należy w tym miejscu jeszcze raz podkreślić, że wszystkie obserwacje zmiennych pól magnetycznych wykonano w odwiertach zabezpieczonych plastikowymi rurami, które nie wnoszą tłumienia zmiennych pól magnetycznych.

Długoterminowe badania aktywności magnetycznej wykonano na aktywnym osuwisku Halina w miejscowości Jaroszów, które według klasyfikacji zawartej w pozycji [19] zaliczyć można do kategorii powolnie płynących osuwisk gruntowych. Ruchy osuwiska Halina śledzone są okresowo wykonywanymi pomiarami geotechnicznymi od ponad 30 lat i jak dotąd nie podjęto działań mających przywrócić stabilność osuwisku. Opieszałość ta wynika z faktu, że osuwisko nie stanowi bezpośredniego zagrożenia dla człowieka ani jego infrastruktury, a prace stabilizacyjne związane są ze znacznymi kosztami. Powolnej degradacji ulega jedynie stok osuwiska powodując cykliczne niszczenie wewnętrznej drogi technologicznej znajdującej się na terenie Ekologicznego Centrum Utylizacji w Jaroszowie. Fotograficzną dokumentację powierzchniowych ruchów osuwiska i spowodowanych przez nie zniszczeń zamieszczono w Dodatku na końcu rozprawy. Swobodny dostęp do osuwiska umożliwił wykonanie na jego obszarze, początkiem 2005 roku, trzech odwiertów pomiarowych, w których prowadzono cykliczne badania naturalnej emisji pól magnetycznych. Badaniu osuwiska poświęcono w latach 2005÷2006 szczególną uwagę, wykonując prócz standardowego profilowania natężenia pola magnetycznego w odwiertach pomiary porównawcze, takie jak sondowanie elektrooporowe, pomiary elektromagnetyczne układem anten w konfiguracji koplanarnej poziomej oraz pomiary rozkładu potencjałów własnych. Równocześnie zlecono specjalistycznej firmie geodezyjnej wykonanie pomiarów przemieszczeń reperów zakotwiczonych w miejscu posadowienia odwiertów pomiarowych. Badania wykonano w cyklu miesięcznym w okresie od czerwca do października 2006 roku. Geodezyjne pomiary przemieszczenia reperów umożliwiły w praktyce obiektywną ocenę postępujących ruchów osuwiska, wykazując w przypadku osuwiska Halina powolne ruchy przybierające na intensywności w okresie zwiększonych opadów deszczu.

Odmianą budowę i mechanizm aktywności wykazuje osuwisko skalne znajdujące się na terenie kopalni magnezytu w miejscowości Jelsäva w Republice Słowackiej, którego jednorazowe badania przeprowadzono we wrześniu 2004 roku. Osuwisko wykształciło się na płaszczu skalnym złożonym głównie z dolomitu i piaskowca, tworzącym sklepienie jaskini powyrobiskowej. Sporadycznie występujące wtrącenia bloków magnezytowych, w których występują znaczne naprężenia mechaniczne, zapoczątkowują proces niszczenia płaszczu skalnego. Pomiary samoistnej emisji pól magnetycznych miały na celu wskazanie miejsc, w których naprężenia występujące w płaszczu skalnym są najsilniejsze. Ponadto, przy uwzględnieniu faktu zróżnicowania wartości natężeń emitowanych pól elektromagnetycznych przez różne rodzaje skał pod działaniem identycznej siły ściskającej, możliwe było wskazanie niejednorodności w budowie litologicznej sklepienia jaskini.

W sierpniu 2004 roku wykonano pomiary na okresowo czynnym osuwisku Kawiory, znajdującym się na terenie stacji naukowo-badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku koło Gorlic. Poszczególne partie osuwiska wykazują okresową aktywność, wywołaną głównie

długotrwałymi i silnymi opadami deszczu. Średnie roczne przemieszczenie stref aktywnych nie przekracza 20 mm/rok, co wykazały pomiary inklinometryczne. W okresie prowadzonych przez autora badań osuwisko w Szymbarku było nieaktywne, co potwierdzono odczytami inklinometru. Badano również ustabilizowane osuwisko Falkowa położone w Nowym Sączu. Całkowity zanik aktywności osuwiska uzyskano dzięki kompleksowym geotechnicznym zabiegom stabilizacyjnym.

Badanie samoistnej emisji pól magnetycznych w przypadku osuwisk nieaktywnych miało za zadanie praktyczne określenie wpływu i zasięgu oddziaływania zewnętrznych pól elektromagnetycznych, traktowanych jako zakłócenia.



Rys. 6.1. Miejsce prowadzenia pomiarów na terenie Polski (miejscowości: Jarosłów, Nowy Sącz, Szymbark koło Gorlic)





Rys. 6.2. Miejsce prowadzenia pomiarów w Republice Słowackiej (miejscowość Jelsava)

## 6.2. Organizacja i sposób prowadzenia pomiarów

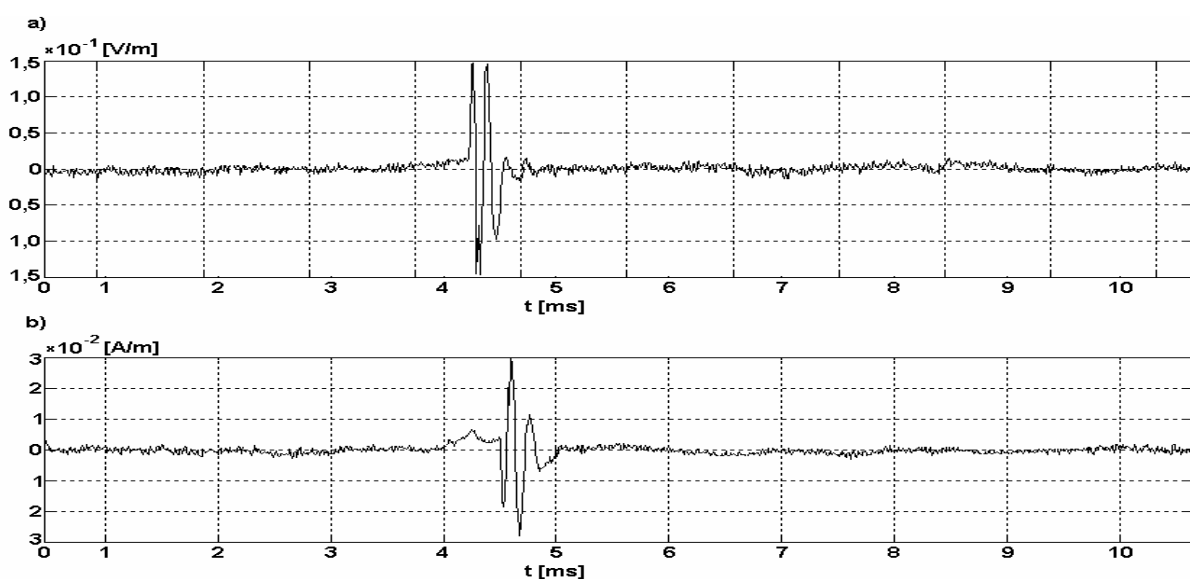
Wykonane pomiary aktywności magnetycznej osuwisk w odwiertach umożliwiły określenie intensywności zachodzących procesów deformacyjnych, związanych z istnieniem płaszczyzny poślizgu lub naprężeń powstałych w płaszczu skalnym. W procesie interpretacji wyników pomiarów przyjęto założenie o proporcjonalności pomiędzy natężeniem rejestrowanego pola magnetycznego, a wielkością naprężeń występujących w osuwisku. Innymi słowy, miejsca występowania silniejszych procesów deformacyjnych charakteryzują się większymi wartościami rejestrowanych natężeń pól magnetycznych. Należy zaznaczyć, że rejestrowane w danym punkcie pomiarowym natężenie pola magnetycznego jest wielkością względną. Wielu badaczy nie podaje konkretnych wartości natężeń pól magnetycznych ani liczby rejestrowanych impulsów, wyrażając aktywność stref osuwiskowych w jednostkach względnych [6-8,11-14]. Jak zostało już poprzednio stwierdzone, wskazana jest znajomość natężenia tła pola magnetycznego w miejscu wykonywania pomiaru. Idealnym wydaje się więc przypadek, gdy mierzący dysponuje odwiertem wykonanym w badanej strukturze geologicznej w miejscu, gdzie nie występują anomalne wartości mechanicznych naprężeń wewnętrznych, spowodowanych przez procesy osuwiskowe. Możliwe jest wtedy odniesienie otrzymanych wyników w miejscach spodziewanej aktywności osuwiska do zarejestrowanego uprzednio wypadkowego poziomu tła pola magnetycznego [91]. Rozwiązanie to jest szczególnie wskazane, gdy rejestrowane jest pole magnetyczne tylko w jednym odwiertcie, usytuowanym w miejscu przypuszczalnych wzmożonych procesów geodynamicznych. W praktyce odwierty pomiarowe znajdują się przeważnie w miejscach spodziewanej aktywności osuwiska. Sytuację, w której mierzący dysponuje dodatkowym odwiertem wykonanym na stabilnej części osuwiska należy uznać za mało prawdopodobną, zważywszy na znaczny koszt wykonania odwiertu pomiarowego. W przypadku przeprowadzonych przez autora pomiarów dysponowano jedynie wynikami profilowania pól magnetycznych z odwiertów wykonanych w aktywnych częściach osuwisk.

Możliwe jest tu tylko porównanie wyników uzyskanych z kilku odwiertów pomiarowych i na podstawie względnej relacji pomiędzy wartościami natężeń pól magnetycznych wskazanie stref wzmożonej aktywności geodynamicznej osuwiska.

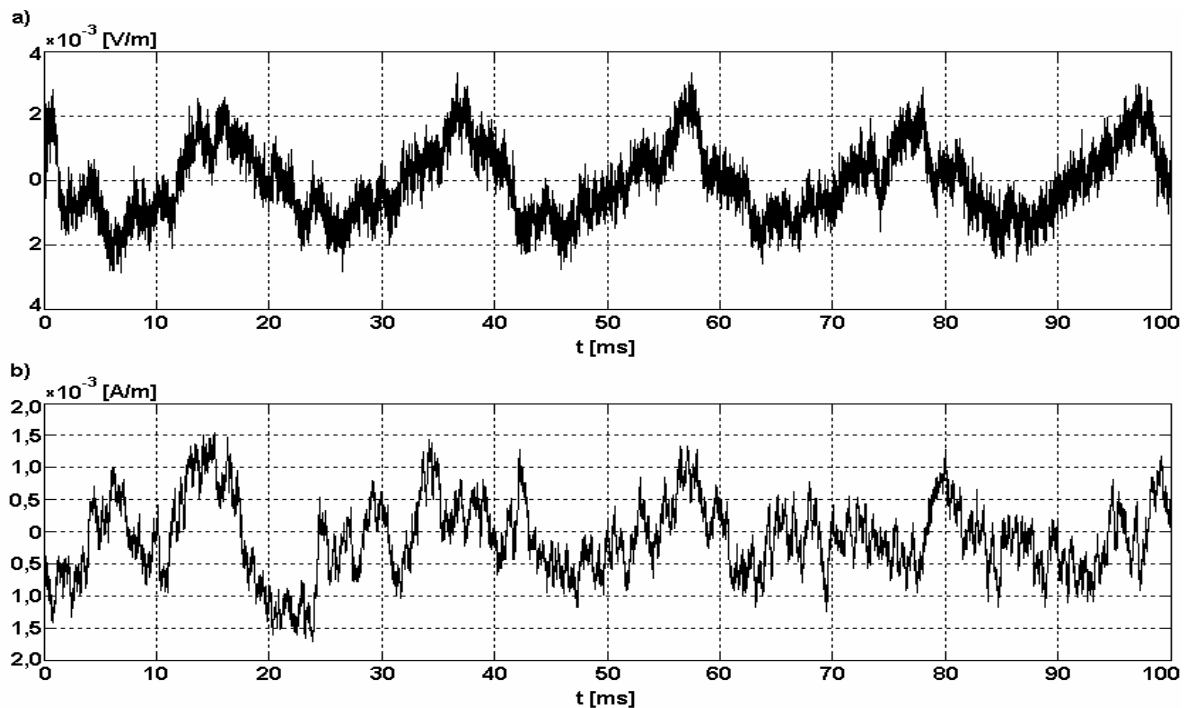
Dla każdego z badanych odwiertów zabieg profilowania pól magnetycznych powtórzono co najmniej trzykrotnie. W przypadku znacznych rozbieżności kształtów otrzymanych profili natężeń pól magnetycznych liczbę profilowań zwiększano nawet do więcej niż dziesięciu cykli pomiarowych. W przypadkach tych wykonywano też pomiary czasowej stałości natężenia pola magnetycznego, na kilku wybranych głębokościach odwiertu pomiarowego, szczególnie zaś na głębokościach występowania anomalii magnetycznych.

Prezentację wyników badań należy rozpocząć od osuwisk trwale lub czasowo nieaktywnych, co czyni możliwym określenie wpływu zewnętrznych zakłócających pól elektromagnetycznych na wyniki pomiarów. Poziom natężenia zewnętrznych, zakłócających pól magnetycznych w pobliżu odwiertu, w przypadku wszystkich pomiarów, kontrolowano odbiornikiem pomiarowym umieszczonym przy powierzchni ziemi i dostrojonym do częstotliwości  $f_0$  pracy sondy podziemnej. Odbiornik umożliwiał bieżącą kontrolę poziomu zakłóceń.

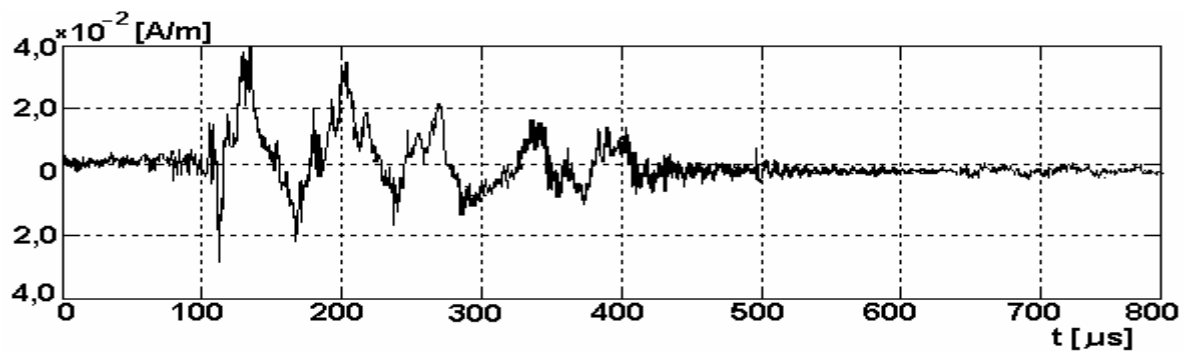
Począwszy od 2006 roku równoległe z pomiarami wąskopasmowym odbiornikiem naziemnym stosowano szerokopasmowy odbiornik pomiarowy, rejestrujący przebiegi czasowe obydwu składowych pola elektromagnetycznego w pasmie 0,02÷50 kHz. Odbiornik szerokopasmowy posiada wbudowany rejestrator danych na karcie pamięci MMC, a odczyt zapisanych informacji możliwy jest za pomocą odpowiedniego programu komputerowego dopiero po zakończeniu pomiarów [81]. Ze względu na brak w układzie elektronicznym sondy zegara czasu rzeczywistego, konieczna stała się czasowa synchronizacja informacji zapisanych na karcie pamięci sondy z zarejestrowanymi profilami natężeń pól magnetycznych. Praktycznie problem ten został rozwiązany przez pomiar, za pomocą stopera, czasu pomiędzy włączeniem sondy a kolejnym pomiarem natężenia pola magnetycznego wzdłuż profilu odwiertu. W przypadku, gdy stwierdzona została czasowa zbieżność pomiędzy obserwowaną anomalią pola magnetycznego w odwiercie a zakłóceniami zarejestrowanymi przez sondę szerokopasmową pomiar odrzucano. Przykład zarejestrowanego zakłócenia o charakterze impulsowym przedstawiono na rys. 6.3. Stałą i stosunkowo silną składową rejestrowaną zarówno dla pola elektrycznego i magnetycznego była podstawowa częstotliwość sieci energetycznej 50 Hz (rys. 6.4). Ze względu na wąskopasmowe własności podziemnego odbiornika pomiarowego wpływ częstotliwości sieci energetycznej na wynik pomiaru można zaniedbać.



Rys. 6.3. Przykład zakłócenia o charakterze impulsowym dla: a) składowej elektrycznej, b) składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego; Miejsce pomiaru: Jarosław 26.05.2006



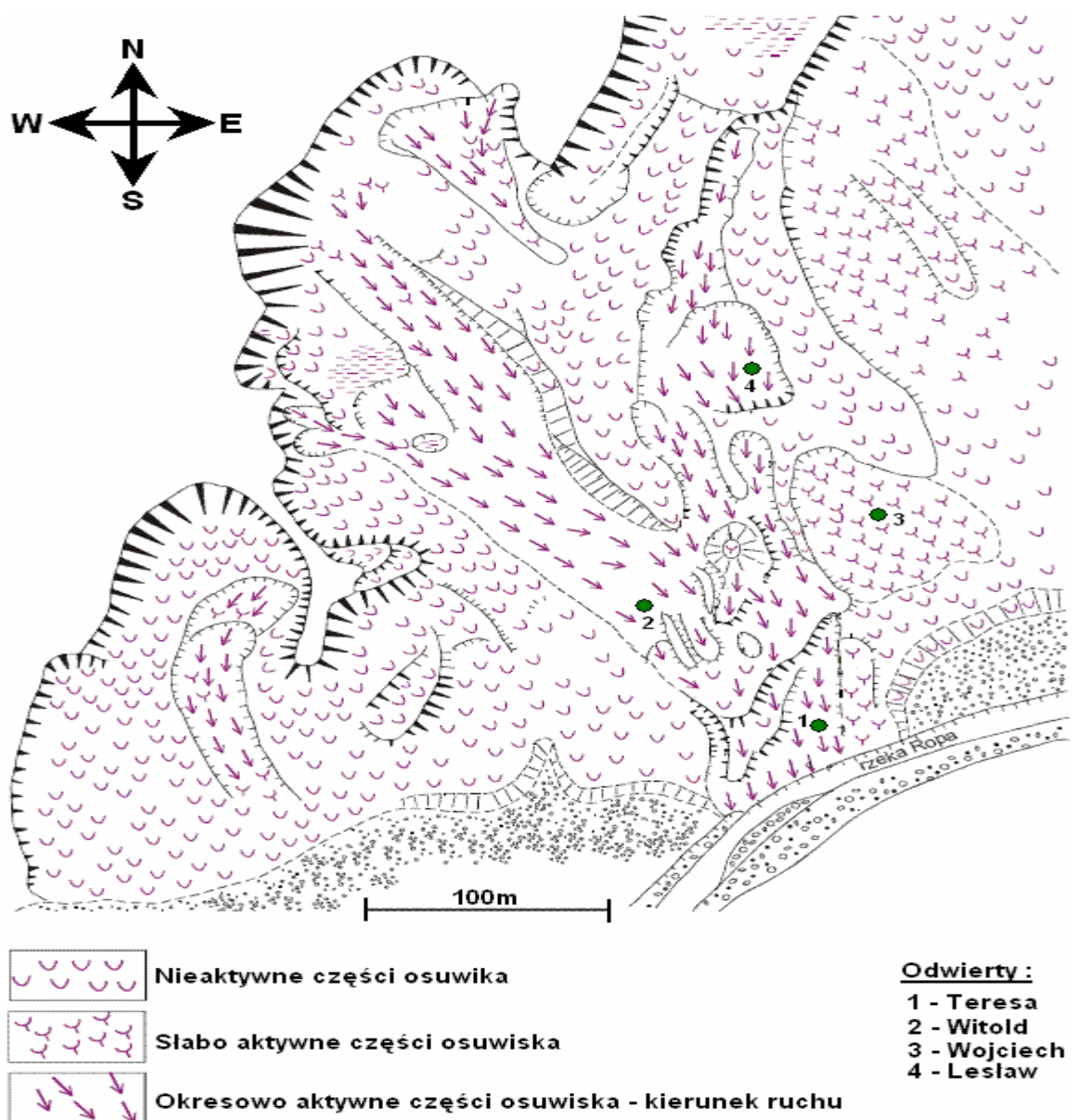
Rys. 6.4. Częstotliwość podstawowa sieci energetycznej 50 Hz rejestrowana w przypadku:  
 a) składowej elektrycznej, b) składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego;  
 Miejsce pomiaru: Jarosław 26.05.2006



Rys. 6.5. Zakłócenie o charakterze impulsowym zarejestrowane selektywnym odbiornikiem  
 naziemnym dostrojonym do częstotliwości  $f_0 = 14\text{kHz}$ ;  
 Miejsce pomiaru: Jarosław 26.05.2006

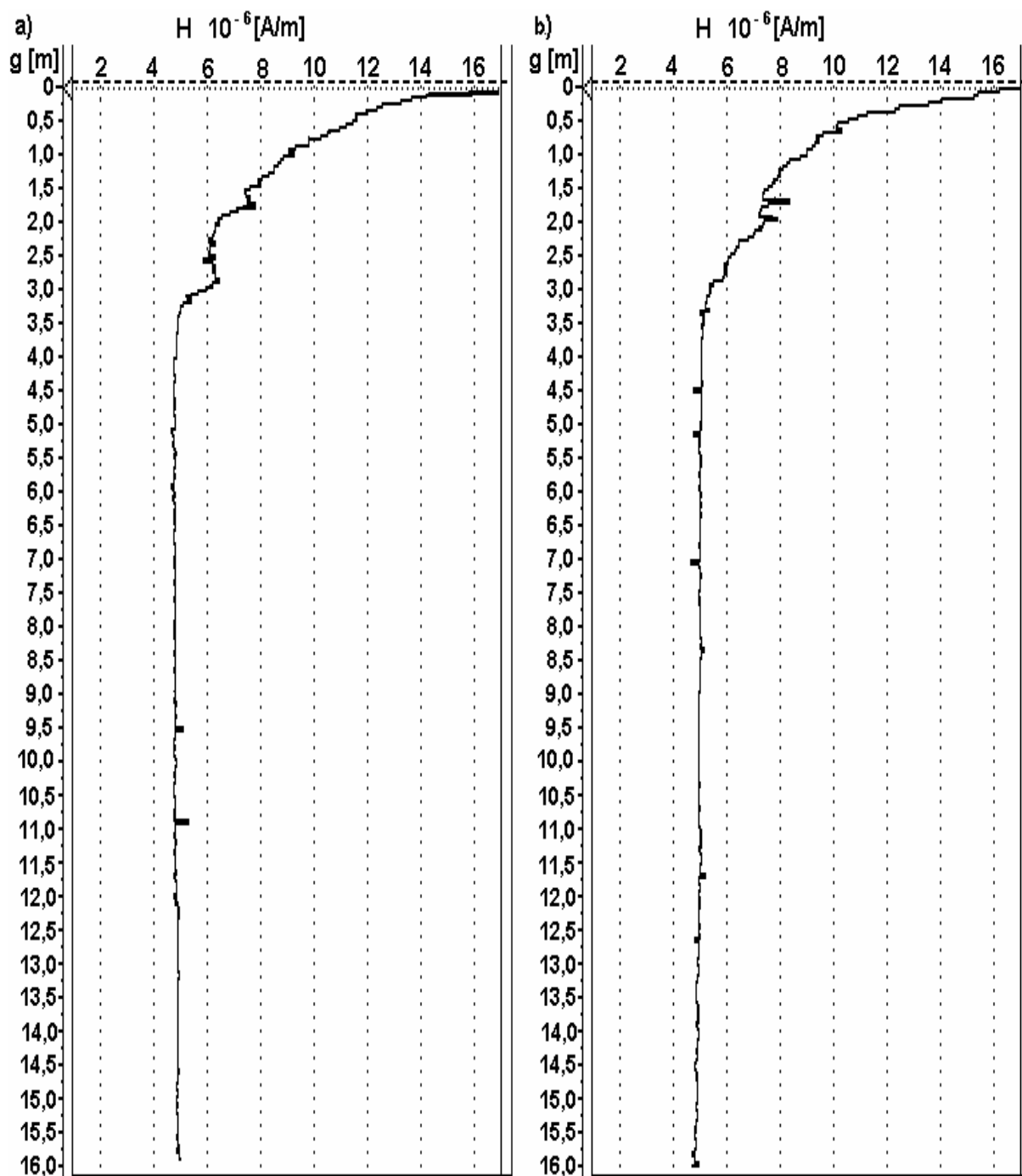
### 6.3. Pomiary na osuwisku Kawiory w Szymbarku koło Gorlic

Osuwisko Kawiory rozwinięte jest w jednorodnych pokładach iłu przemieszanego z piaskiem. Podłoże osuwiska, zalegające na głębokości ok. 40 m, stanowi lity piaskowiec oraz łupki piaskowcowe. Ruchy osuwiskowe występują okresowo, głównie po intensywnych opadach deszczu. Średnia roczna szybkość płynięcia osuwiska w aktywnych jego częściach nie przekracza 20 mm/rok. Badanie emisji pól magnetycznych prowadzono w dniach 18÷23.08.2004 w czterech odwiertach pomiarowych nazwanych Lesław, Teresa, Witold, Wojciech, wykonanych dla potrzeb pomiarów inklinometrycznych (rys. 6.6). W czasie prowadzonych pomiarów emisji pól magnetycznych w odwiertach osuwisko nie wykazywało aktywności, co potwierdzone zostało pomiarami inklinometrycznymi, wykonanymi przez Stację Naukowo-Badawczą IGiPZ PAN w Szymbarku. W trakcie badań częstotliwość pracy systemu pomiarowego ustalono na  $f_0=14$  kHz.



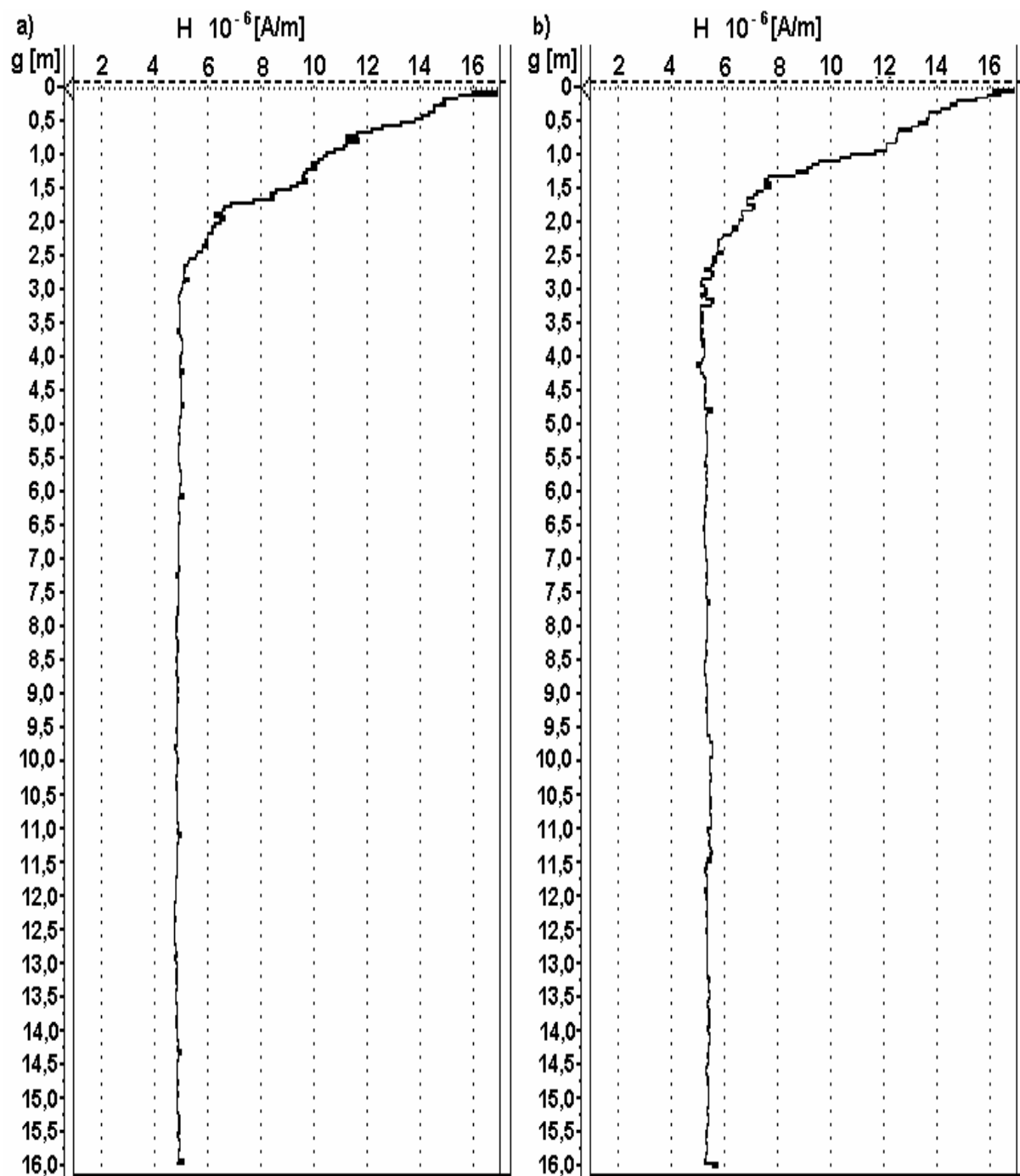
Rys. 6.6. Mapa osuwiska Kawiory z zaznaczeniem odwiertów pomiarowych (dzięki uprzejmości Stacji Naukowej IGiPZ PAN w Szymbarku)

### 6.3.1. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu Teresa



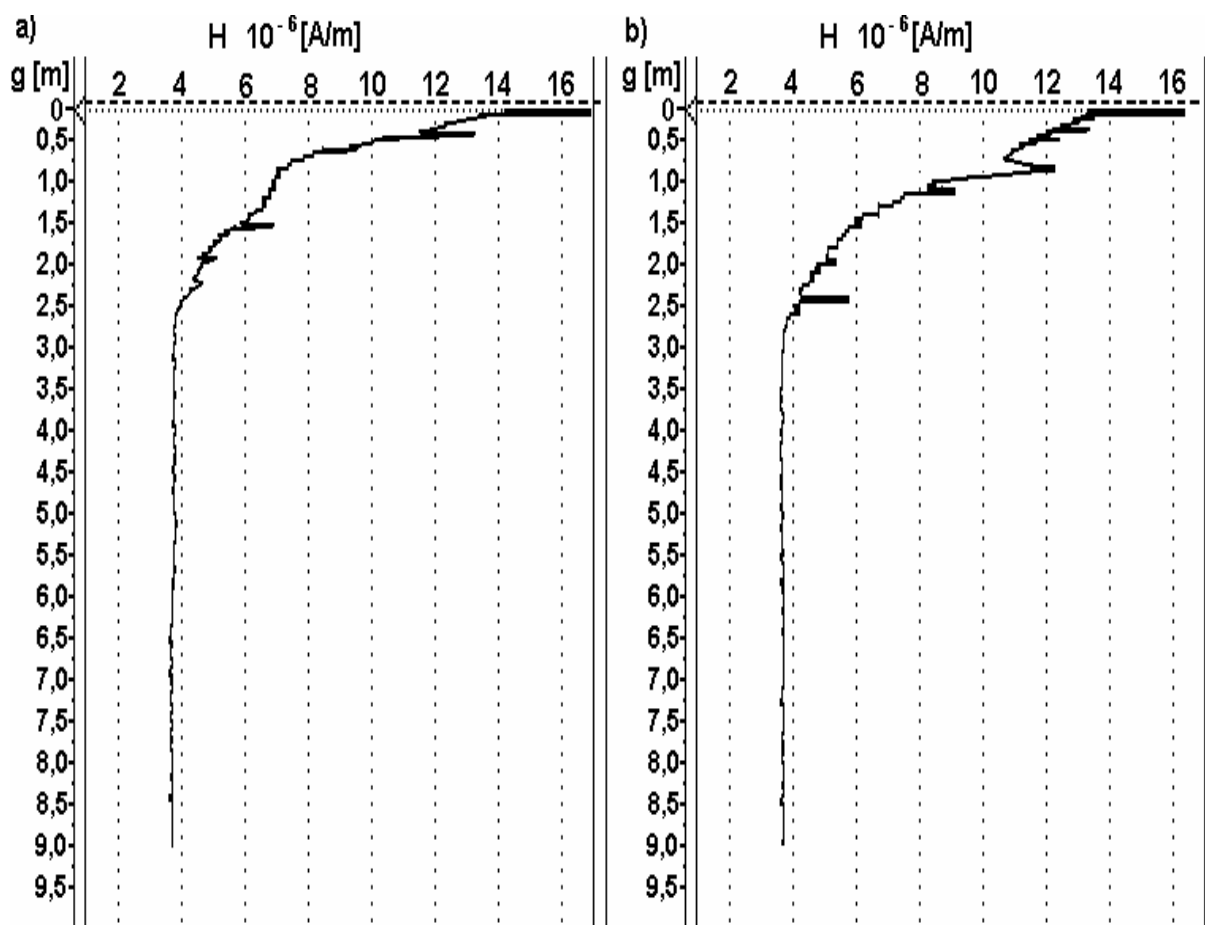
Rys. 6.7. Przebiegi natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu Teresa:  
a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

### 6.3.2. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu Witold



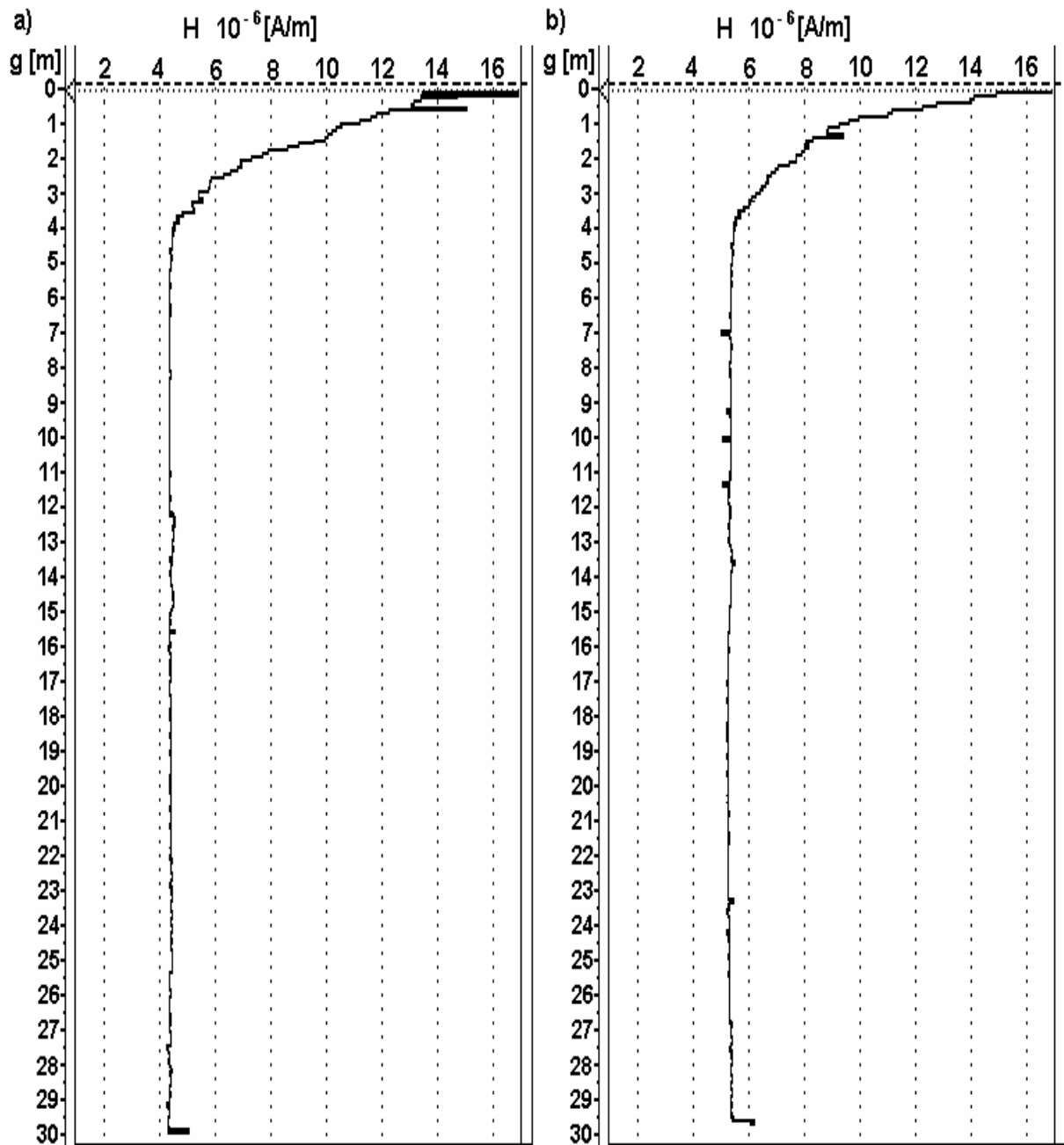
Rys. 6.8. Przebiegi natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu Witold:  
a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

### 6.3.3. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu Wojciech



Rys. 6.9. Przebiegi natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu Wojciech:  
a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

### 6.3.4. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu Lesław



Rys. 6.10. Przebiegi natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu Lesław:  
a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny



#### **6.4. Pomiary na osuwisku Falkowa w Nowym Sączu**

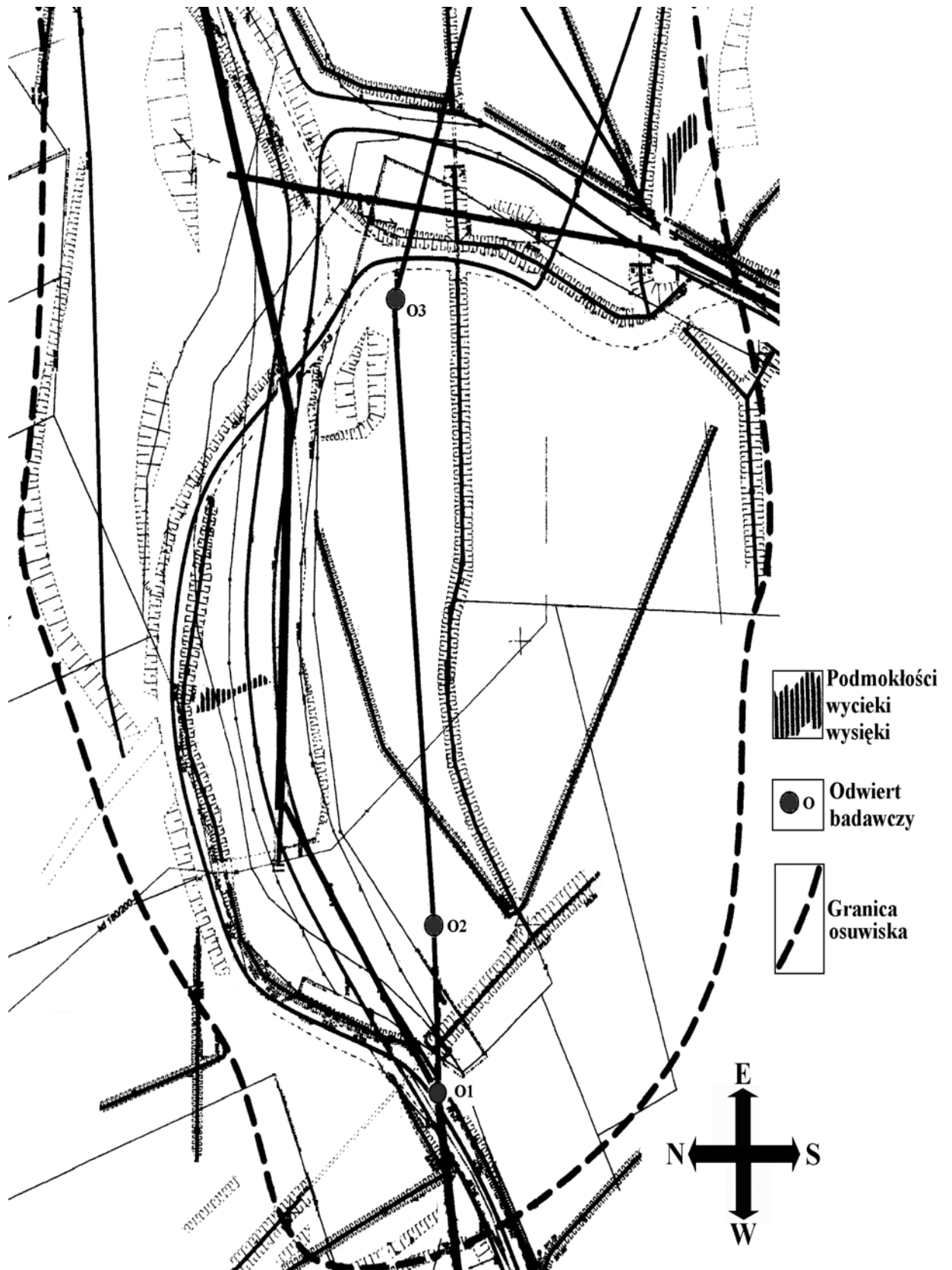
Obecnie osuwisko Falkowa w Nowym Sączu należy do grupy osuwisk nieaktywnych. Jego miniona sezonowa aktywność, powodowana opadami deszczu, wymuszała ruch osuwiska w obrębie zespołu płytko zalegających płaszczyzn poślizgu. Seria osunięć, która wystąpiła w miesiącach lipiec-sierpień 2001, była wynikiem długotrwałych i intensywnych opadów w tym okresie. Dla przykładu w dniach 22.07÷27.07 2001 suma opadów stanowiła 73% maksymalnej miesięcznej sumy opadów w miesiącu lipcu w latach 1951÷1995.

W roku 2003 rozpoczęto prace stabilizacyjne na osuwisku, polegające na:

- wykonaniu pod powierzchnią gruntu systemu drenaży ograniczających napływ wód podziemnych spoza obszaru osuwiska oraz obniżających poziom lustra wód podziemnych w rejonie osuwiska;
- wykonaniu systemu drenaży powierzchniowych odprowadzających wody powierzchniowe w czasie opadów lub wiosennych roztopów;
- uszczelnieniu występujących na powierzchni pęknięć gruntu oraz likwidację obsuwów i obrywów zbocza, utrudniających wnikanie wód opadowych;
- powierzchniowym zabezpieczeniu i wzmocnieniu płaszcza osuwiska przez pokrycie fragmentów osuwiska geowłókniną oraz geokratą komórkową firmy Tabos.

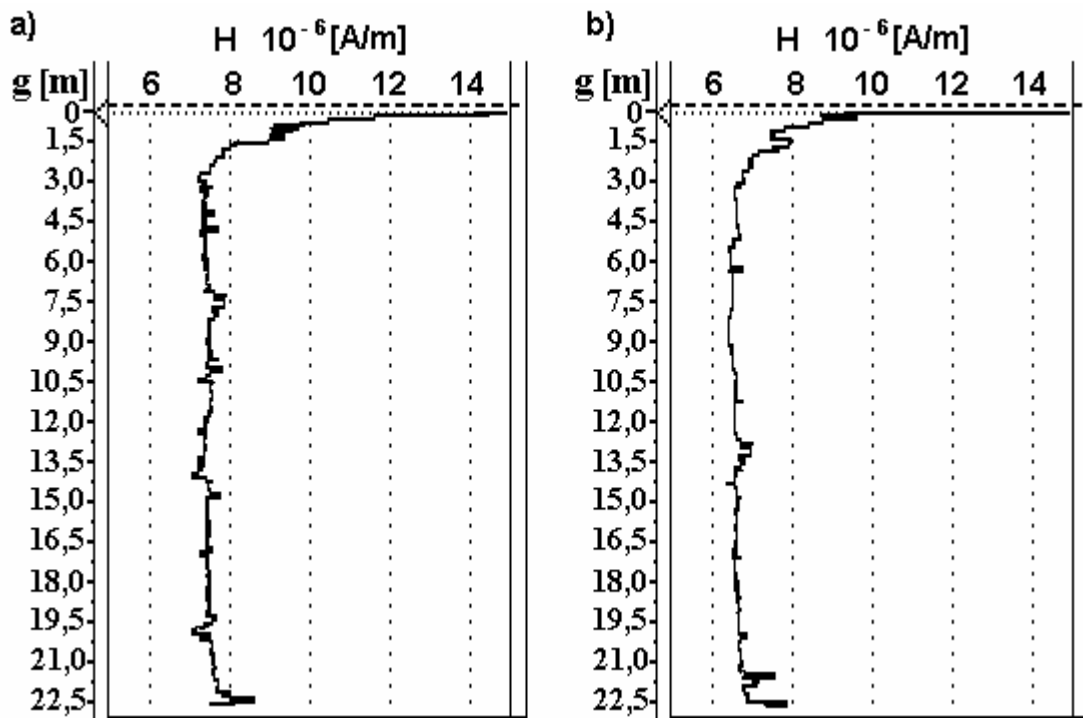
Od czasu ukończenia prac stabilizacyjnych, wiosną 2004 roku, prowadzone są cykliczne pomiary inklinometryczne osuwiska Falkowa, których wyniki pozwalają uznać osuwisko za stabilne.

Poniżej przedstawione zostaną wyniki profilowania natężenia pola magnetycznego wzdłuż trzech odwiertów pomiarowych o jednakowej głębokości 22 m. Badania wykonano jednorazowo we wrześniu 2005 roku.



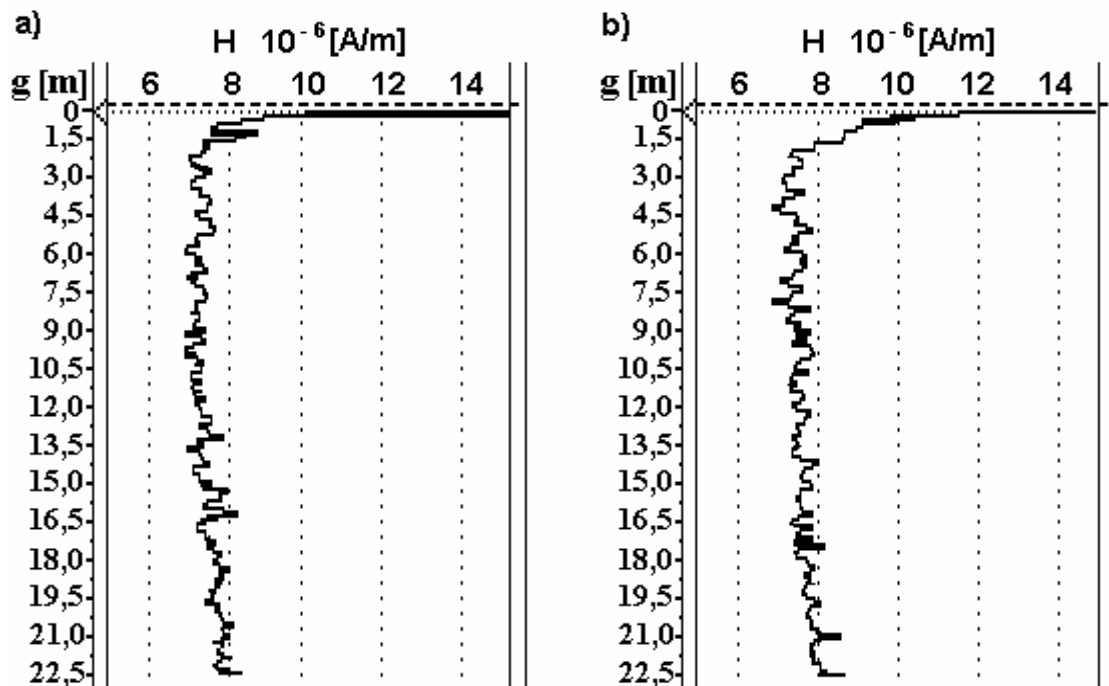
Rys. 6.11. Mapa osuwiska Falkowa z zaznaczeniem odwiertów pomiarowych (dzięki uprzejmości Wydziału Gospodarki Komunalnej i Ochrony Środowiska Urzędu Miasta w Nowym Sączu)

#### 6.4.1. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu O1



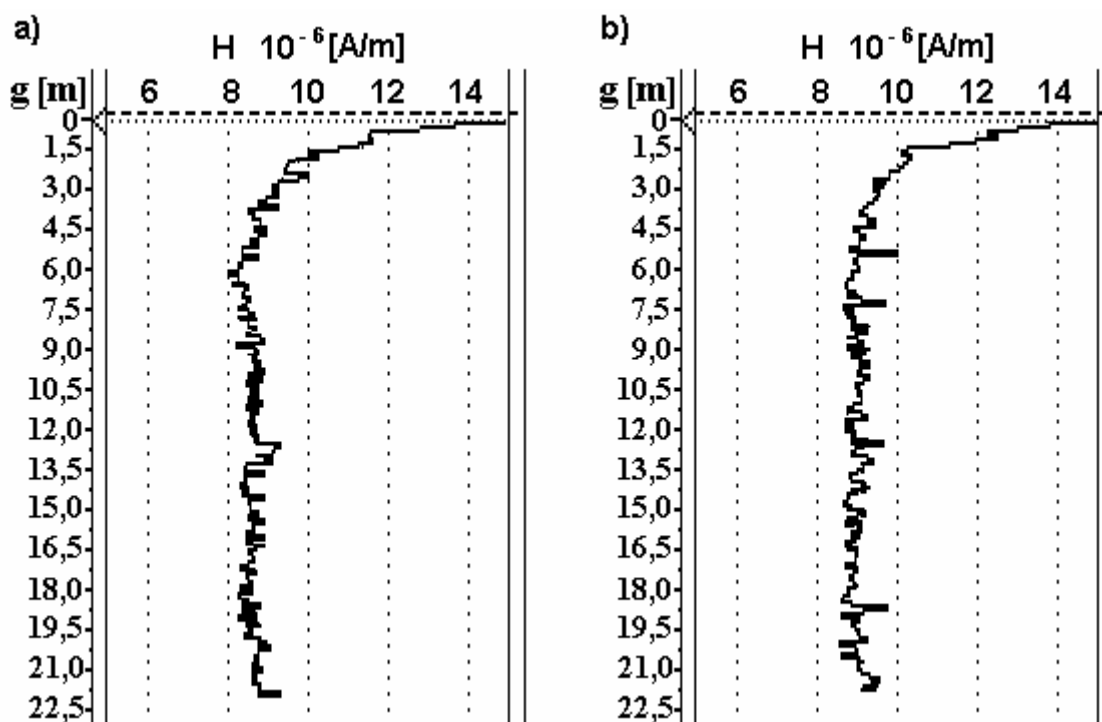
Rys. 6.12. Przebiegi natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu O1:  
a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

#### 6.4.2. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu O2



Rys. 6.13. Przebiegi natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu O2:  
a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

### 6.4.3. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu O3



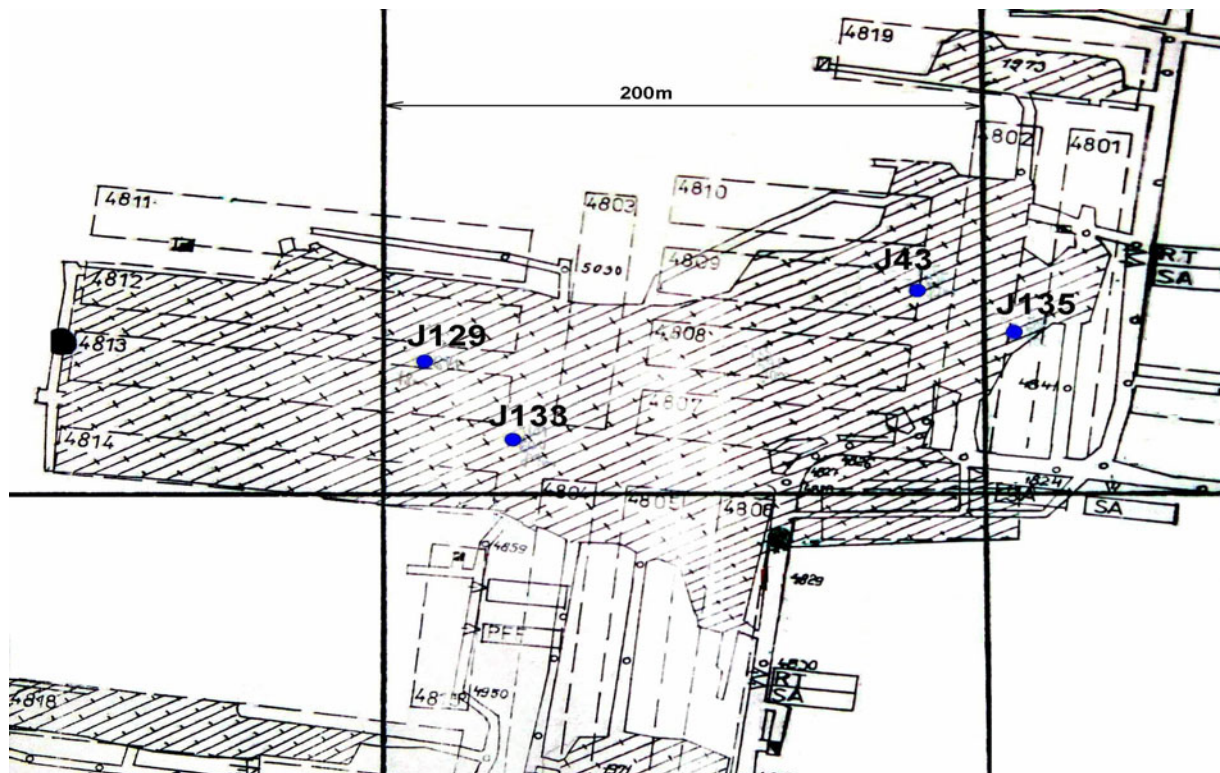
Rys. 6.14. Przebiegi natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu O3:  
a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

### 6.5. Pomiary osuwiska skalnego w miejscowości Jelsäva

Zmierzono natężenie pola magnetycznego w czterech odwiertach pomiarowych oznaczonych odpowiednio jako J43, J129, J133, J135 (rys. 6.15), wykonanych w sklepieniu skalnym nad jaskinią powyroboiskową. Zakreskowany na rysunku obszar wyznacza granice jaskini powstałej w wyniku eksploatacji magnezytu w ciągu minionych trzydziestu lat istnienia kopalni. Sklepienie jaskini o średniej grubości około 100m, utworzone jest głównie z dolomitu i piaskowca z licznymi wtrąceniami skał magnezytowych o zróżnicowanych rozmiarach i kształcie, bez wyraźnie zaznaczonego kierunku segmentacji. W skalnym sklepieniu można zauważyć liczne pęknięcia płaszcza skalnego, co świadczy o zachodzących w jego wnętrzu procesach geodynamicznych, których intensywności nie sposób jednak określić ze względu na brak prowadzenia jakichkolwiek pomiarów kontrolnych. Należy jednak przypuszczać, że naprężenia występujące w sklepieniu jaskini w okolicach odwiertów nie są duże, ponieważ w ostatnich kilkunastu latach nie odnotowano poważniejszych uszkodzeń skalnego sklepienia. Z tego głównie względu kopalnia nie podjęła działań mających na celu monitorowanie naprężeń skalnego sklepienia jaskini powyroboiskowej. Monitorowanie zdarzeń sejsmicznych za pomocą sieci geofonów odbywa się tylko w tej części kopalni, w której prowadzone są nadal prace wydobywcze. Wierzchnie warstwy skalne sklepienia jaskini podległe procesom silnej erozji, zachowują stabilność dzięki bogatej pokrywie roślinnej. Odwierty J43 i J133 przechodzą na wylot przez sklepienie, co przedstawiono na przekrojach geologicznych (rys. 6.16c, rys. 6.18c).

Po uwzględnieniu faktu silniejszej emisji elektromagnetycznej magnezytu w porównaniu z dolomitem pod działaniem identycznej siły ściskającej, co zostało ustalone

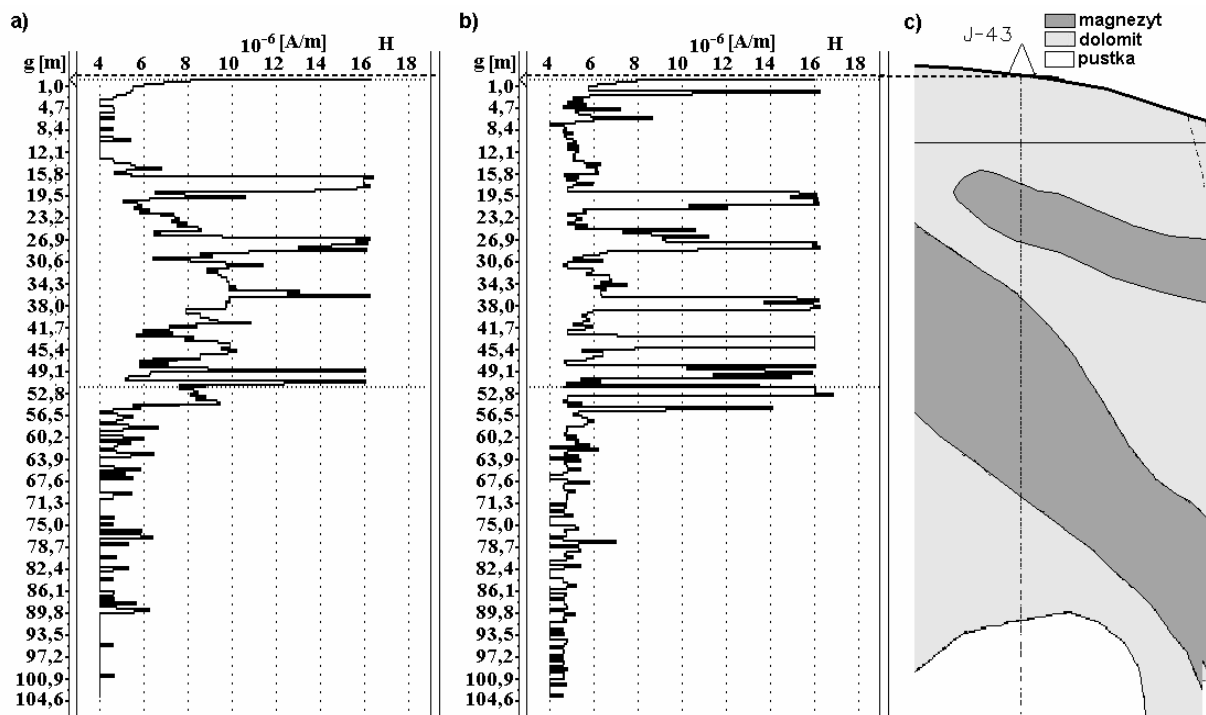
badaniami laboratoryjnymi (pkt 3.3), możliwe jest dodatkowo obrazowanie zróżnicowania litologicznego wzdłuż badanych odwiertów.



Rys. 6.15. Usytuowanie punktów pomiarowych (dzięki uprzejmości kopalni SMZ Jelsáva)

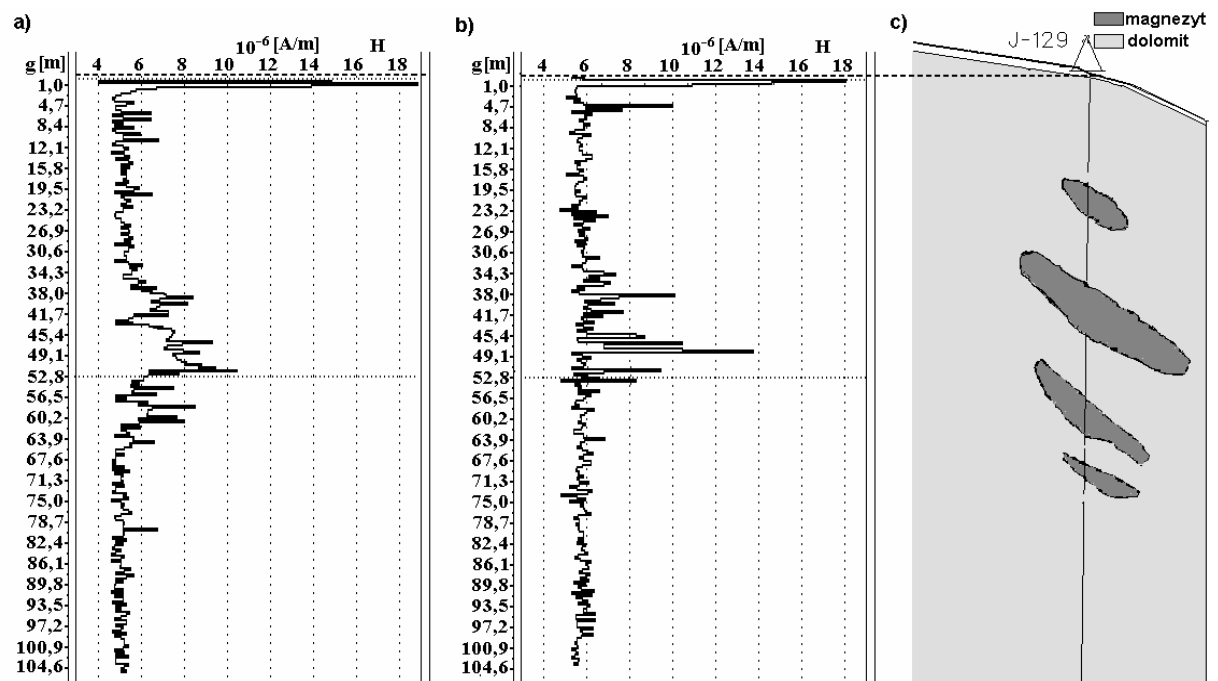
Wszystkie przedstawione tu pomiary wykonano sondą pomiarową dostrojoną do częstotliwości  $f_0=14$  [kHz]. Na rysunkach 6.16÷6.19 przedstawiono profile emisyjności pola magnetycznego, dwa dla każdego odwiertu, uzupełnione przekrojami geologicznymi płaszcza skalnego w miejscu wykonanego odwiertu, udostępnionymi dzięki uprzejmości służb geologicznych zakładów SMZ Jelsáva.

### 6.5.1. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu J43



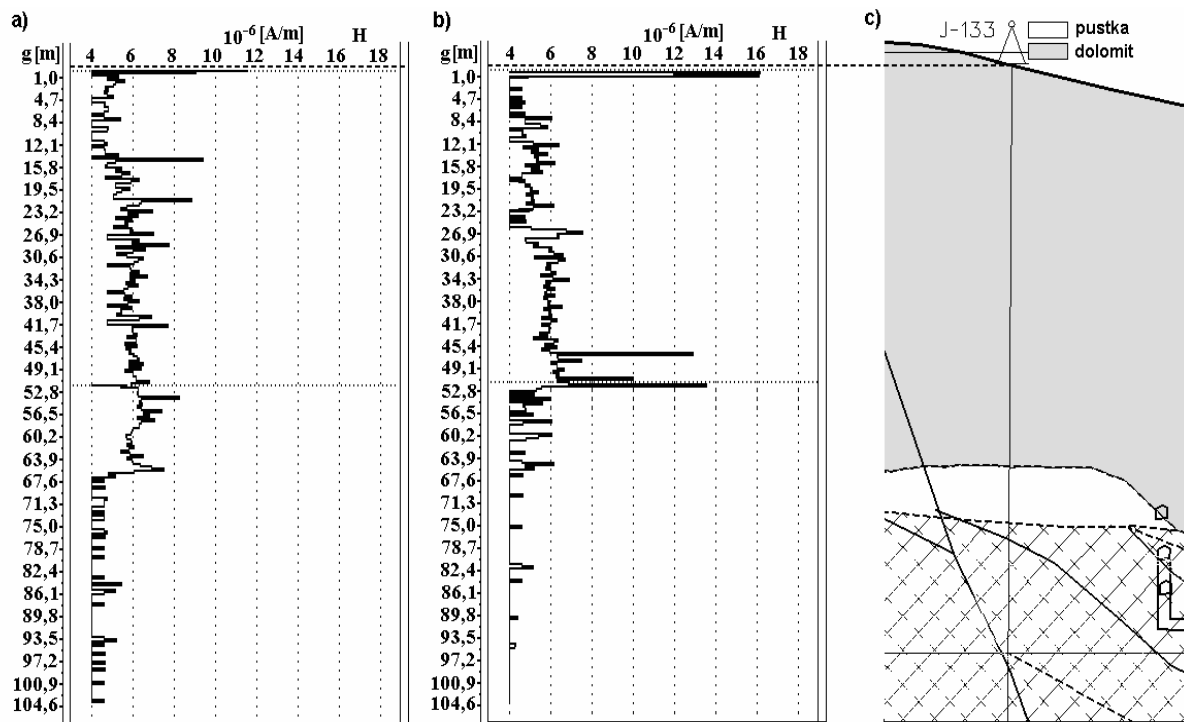
Rys. 6.16. Przebiegi natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu J43:  
 a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny c) przekrój przez czaszę osuwiska

### 6.5.2. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu J129



Rys. 6.17. Przebiegi natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu J129:  
 a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny c) przekrój przez czaszę osuwiska

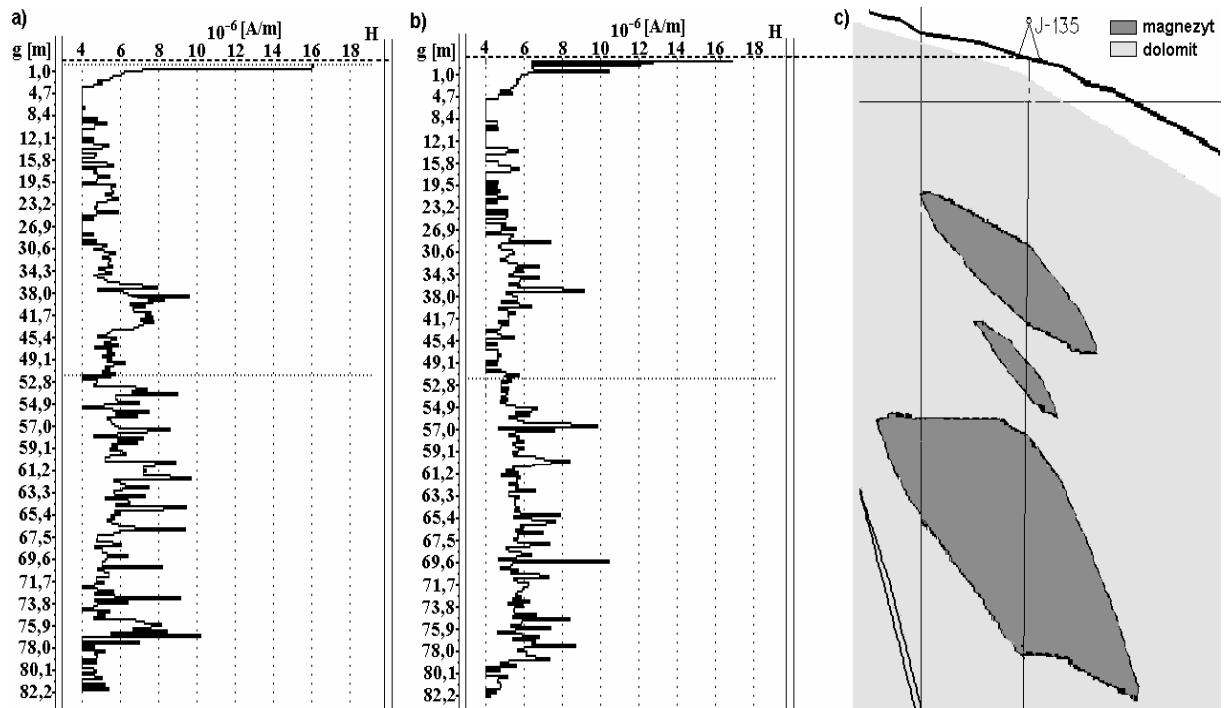
### 6.5.3. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu J133



Rys. 6.18. Przebiegi natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu J133:

a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny c) przekrój przez czaszę osuwiska

### 6.5.4. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu J135

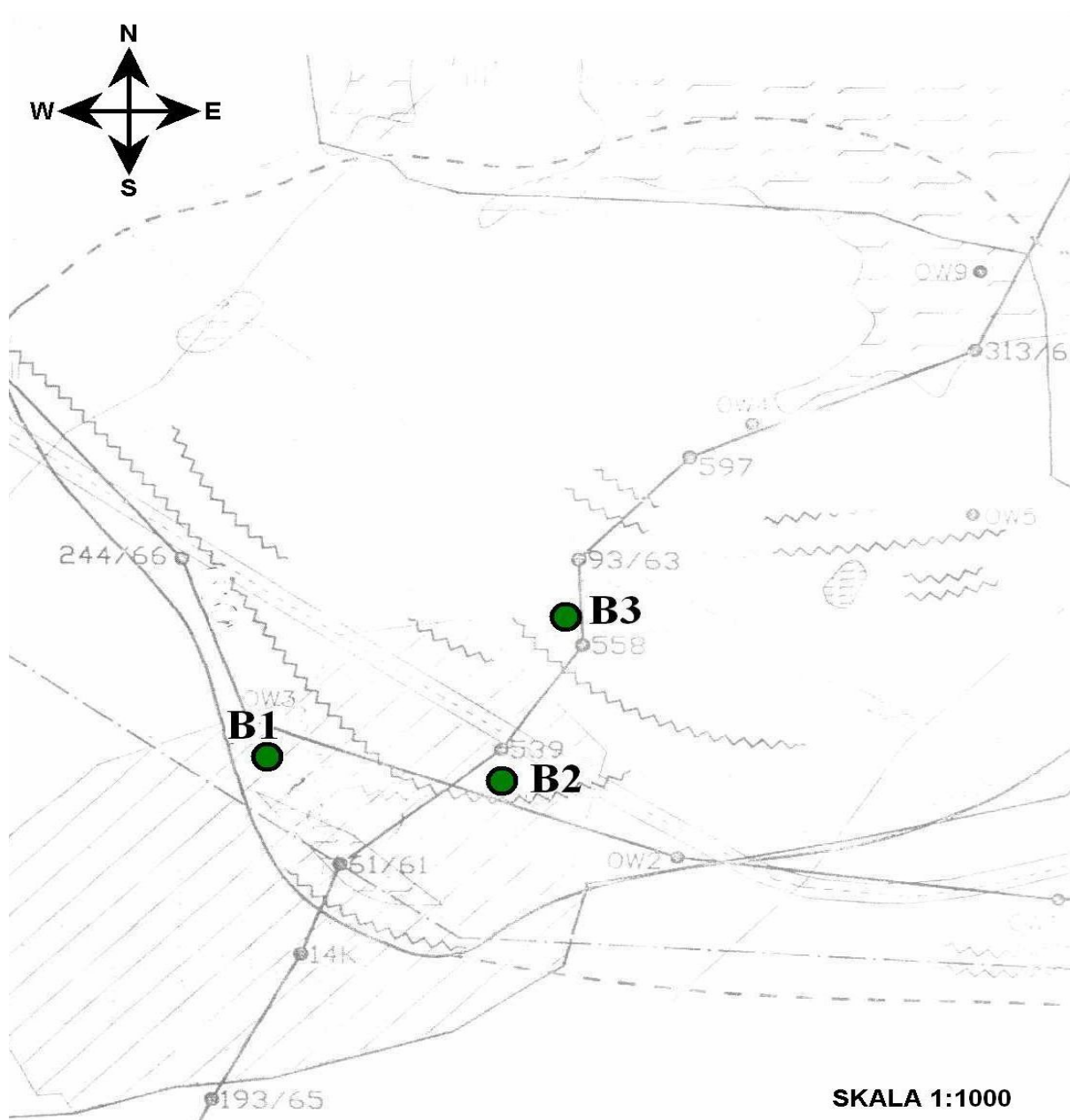


Rys. 6.19. Przebiegi natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu J135:

a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny c) przekrój przez czaszę osuwiska

## 6.6. Pomiary na osuwisku Halina w Jaroszowie

Pomiary wykonano na aktywnym stoku osuwiska Halina, znajdującym się na terenie należącym do Ekologicznego Centrum Utylizacji w Jaroszowie. Pomiary samoistnej emisji pól magnetycznych w okresie od marca 2005 do października 2006 roku prowadzono w trzech odwiertach pomiarowych wykonanych na aktywnym stoku osuwiska, oznaczonych na mapie jako B1, B2, B3 (rys. 6.20). Pierwotna, nominalna głębokość każdego z odwiertów wynosiła 18,5 m. Profilowanie natężenia pola magnetycznego w odwiertach początkowo wykonywano dla jednej częstotliwości pomiarowej, która podobnie jak w przypadku pomiarów innych osuwisk ustalona została na  $f_0=14$  kHz. Po modyfikacji systemu pomiarowego, począwszy od sierpnia 2005 roku, pomiary wykonywano dla trzech wybranych częstotliwości, wynoszących odpowiednio  $f_0 = (7, 14, 19)$  kHz.



Rys. 6.20. Rozmieszczenie odwiertów pomiarowych na osuwisku Halina w miejscowości Jarosław (dzięki uprzejmości firmy GHEKO Maciej Hawrysz)



Równoległe z pomiarami aktywności magnetycznej osuwiska w lipcu 2005 roku przeprowadzono sondowanie elektrooporowe, wykonane wzdłuż profili odwiertów. Sondowanie to po uwzględnieniu budowy geologicznej osuwiska, umożliwiło wskazanie stref o zwiększonym stopniu nawodnienia, których występowanie sprzyja wyzwoleniu ruchów osuwiskowych. W czerwcu 2006 roku wykonano pomiar rozkładu potencjałów własnych na obszarze osuwiska, który powtórzono we wrześniu tego samego roku. Badanie rozkładu potencjałów własnych, jak też pomiary elektromagnetyczne wykonane za pomocą układu anten w sierpniu 2006 roku stanowiły próbę wykrycia niejednorodności w przypowierzchniowych warstwach osuwiska oraz wyznaczenia biegu podziemnych, płytko położonych cieków wodnych. Podane przez autora propozycje przypowierzchniowych badań geoelektrycznych umożliwiły ocenę stanu płytko położonych warstw osuwiska, dla których pomiar naturalnych pól magnetycznych nie zawsze jest możliwy ze względu na znaczny poziom zakłóceń elektromagnetycznych. Zaproponowane uzupełniające metody geoelektryczne są powszechnie stosowane w badaniach osuwisk i szeroko prezentowane w literaturze, co znacząco ułatwia interpretowanie wyników pomiarów.

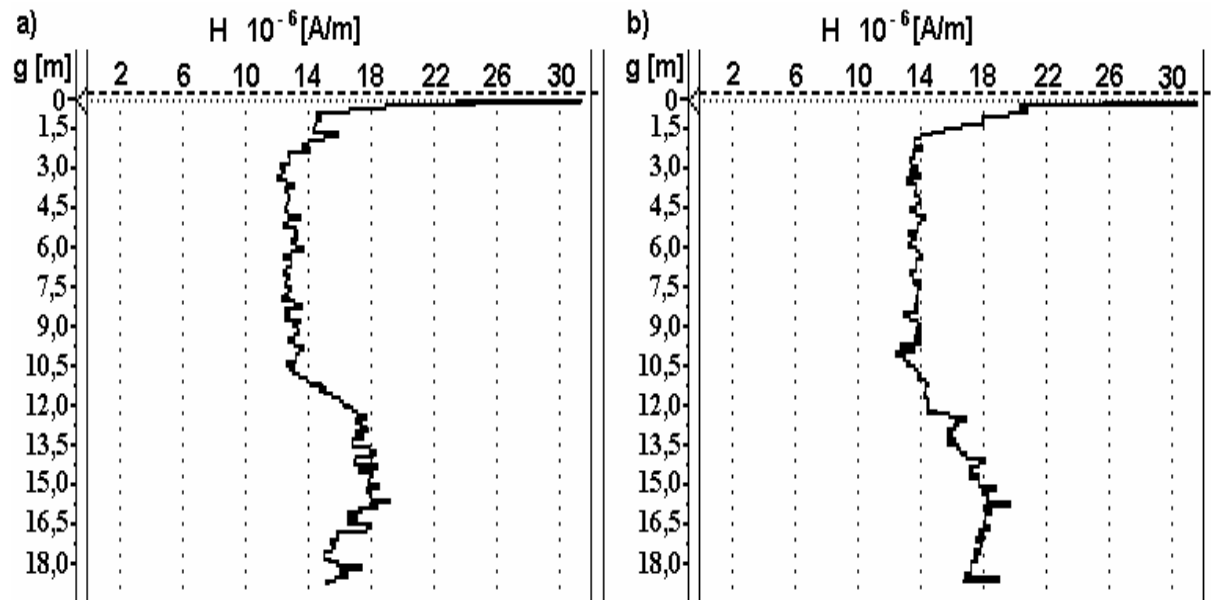
W cyklu miesięcznym w okresie czerwiec-październik 2006 roku zrealizowano też geodezyjne pomiary przemieszczenia wierzchnich warstw osuwiska stosując sieć sztucznych punktów orientacyjnych tzw. reperów zamontowanych na rurowych zwieńczeniach istniejących odwiertów pomiarowych. Zwieńczenia odwiertów dodatkowo ustabilizowano, wykonując wokół każdego z nich betonowe obmurowanie. Pomiary przemieszczenia reperów w układzie współrzędnych  $x,y,z$  miały na celu obiektywną ocenę stopnia aktywności poszczególnych obszarów osuwiska. Analiza pomiarów umożliwiła odpowiedź na pytanie, która część obszaru osuwiska wykazuje największe przemieszczenia powierzchniowe i jak przemieszczenie to zmienia się w czasie. Stosując metodę obserwacji przemieszczenia reperów nie sposób jednak określić głębokościowego rozkładu intensywności zachodzących w ciele osuwiska procesów geodynamicznych. Uzyskanie odpowiedzi na to pytanie wymagałoby wykonania o wiele kosztowniejszych pomiarów inklinometrycznych. Prace związane z instalacją i pomiarem przemieszczenia sieci reperów zlecono specjalistycznej firmie geodezyjno-kartograficznej. Wyniki wykonanych pomiarów geodezyjnych przedstawiono w opracowaniu powykonawczym [40].

Osuwisko w Jaroszowie ma jednorodną budowę geologiczną, złożone jest z mieszaniny iłu, piasku i żwiru. W dolnych partiach występują wtrącenia w postaci płatów piaskowca o zróżnicowanych rozmiarach. Na podstawie prowadzonych w ubiegłych latach pomiarów i obserwacji przemieszczeń oraz analizy budowy geomorfologicznej ocenia się, że poślizg osuwiska następuje w głębszych warstwach, poniżej 5 metra. Na powierzchni osuwiska wyraźnie widoczne są symptomy aktywności osuwiskowej, takie jak pęknięcia, rozpadliny, uskoki i rozwarstwienia gruntu [19]. Widoczne efekty aktywności osuwiska Halina przedstawiono na fotografiach zamieszczonych w Dodatku.

## 6.6.1 Rejestracja natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertów pomiarowych

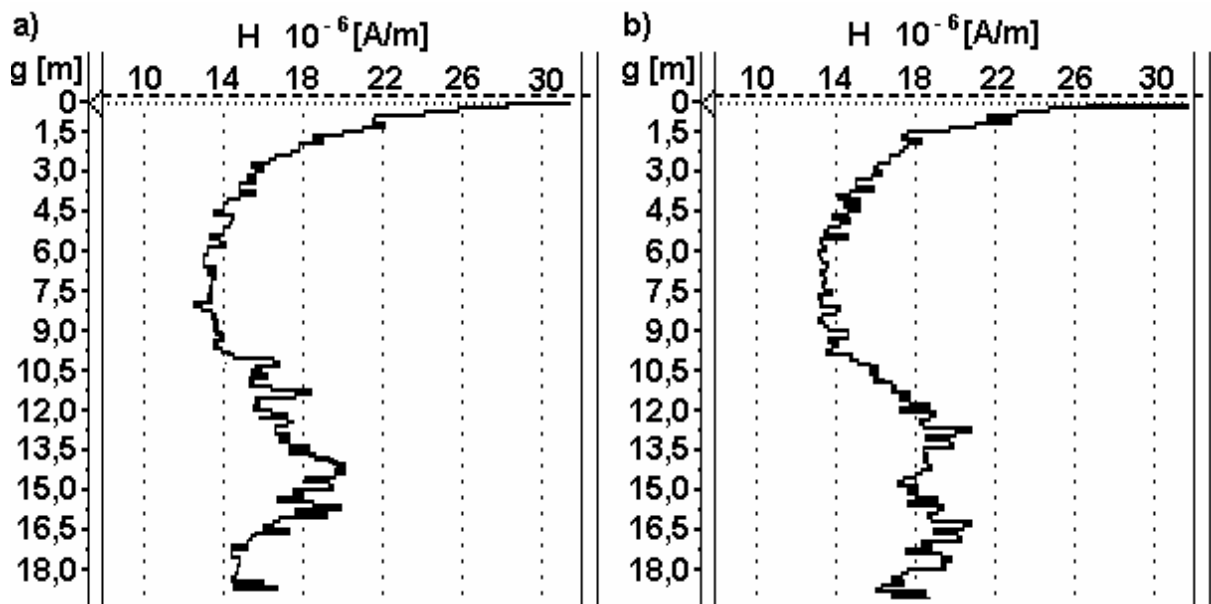
### 6.6.1.1. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu B1

- 31.03.2005



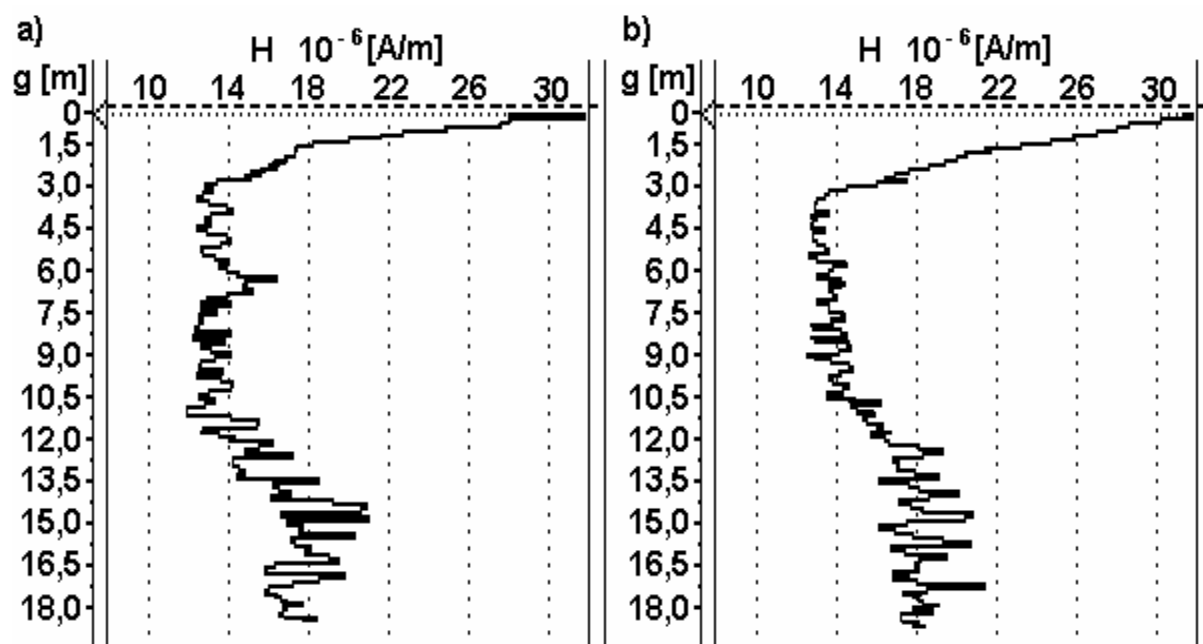
Rys. 6.21. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B w dniu 31.03.2005: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

- 18.07.2005

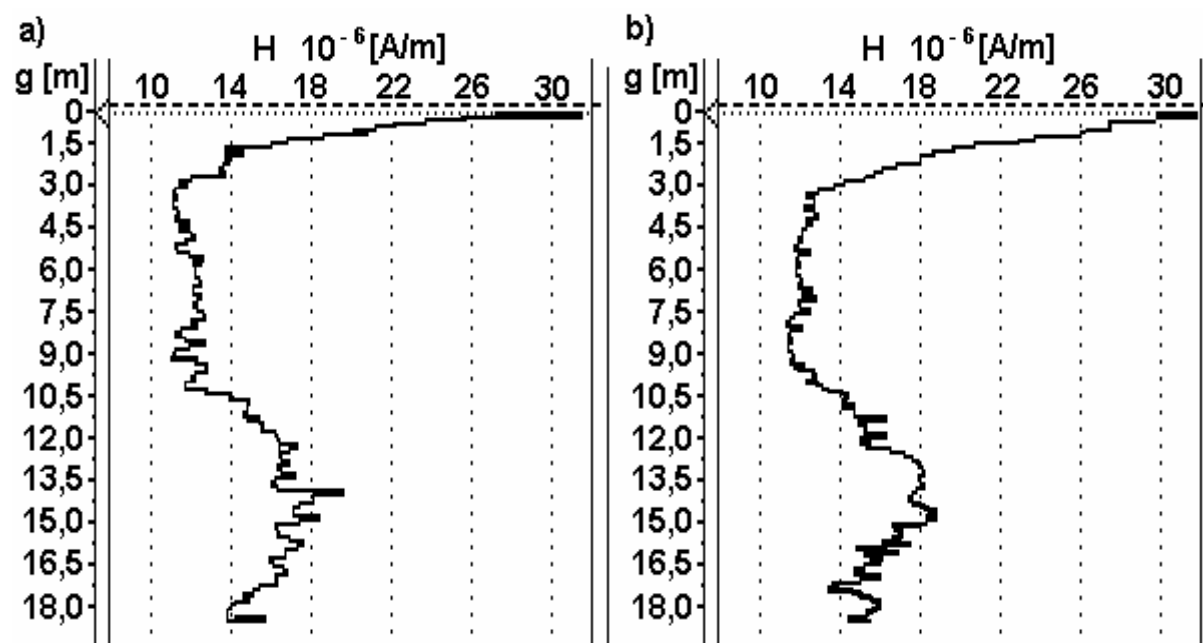


Rys. 6.22. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 18.07.2005: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

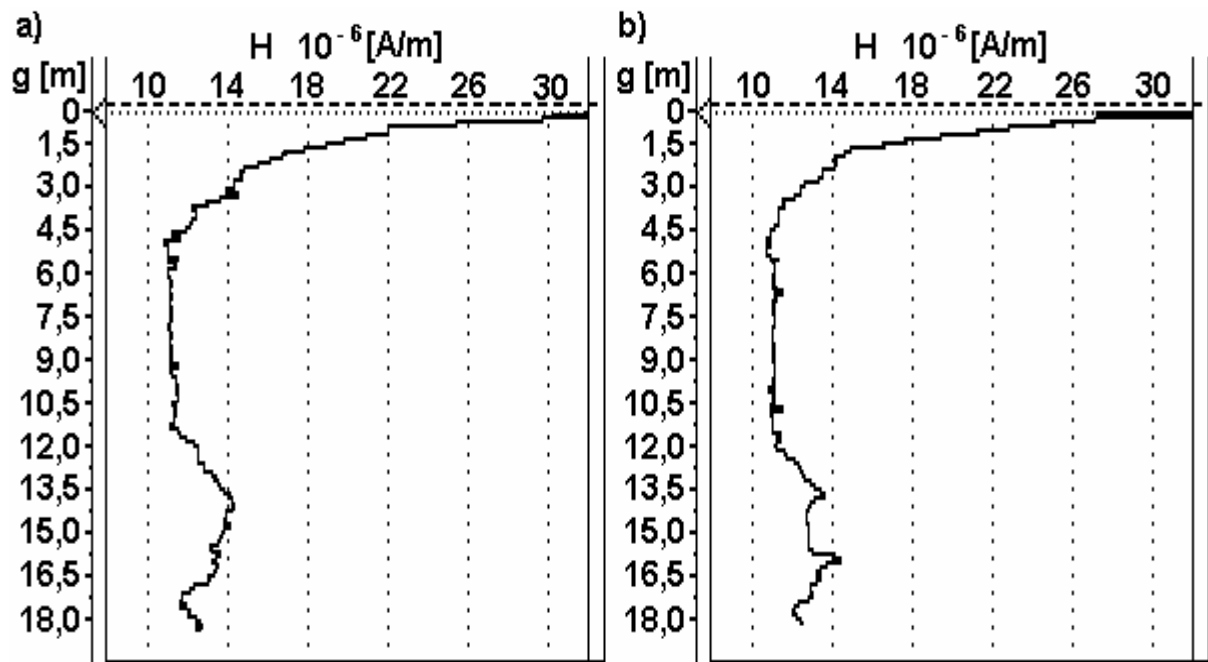
- 24.08.2005



Rys. 6.23. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=7$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 24.08.2005: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

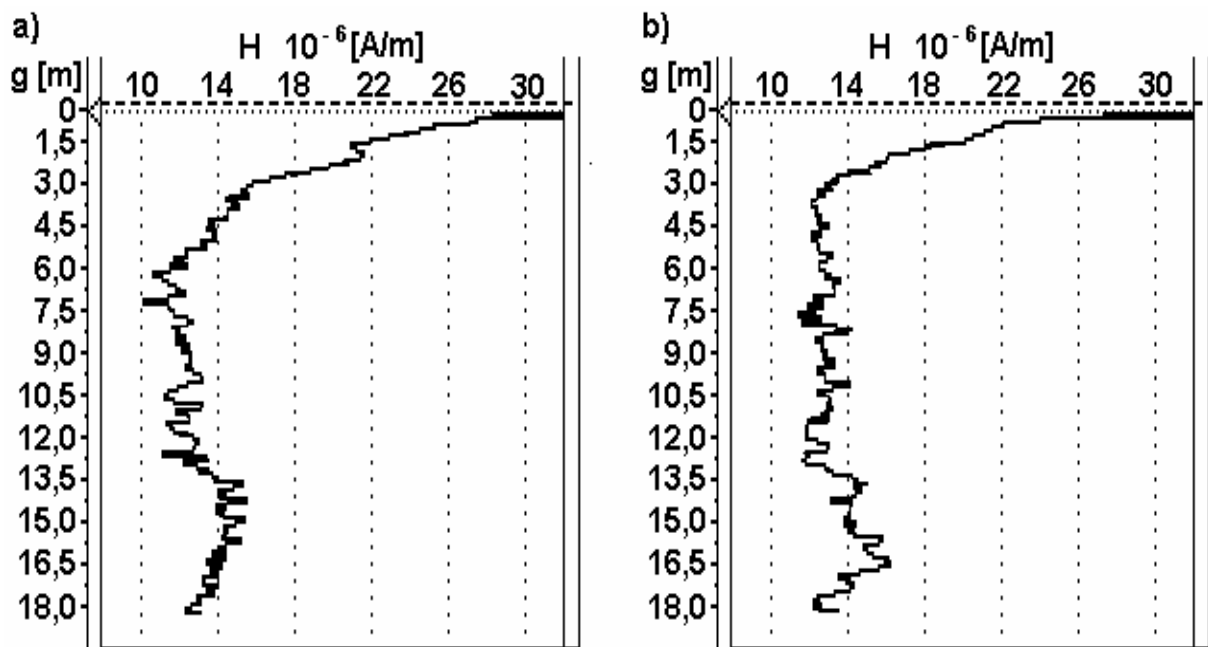


Rys. 6.24. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 24.08.2005: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

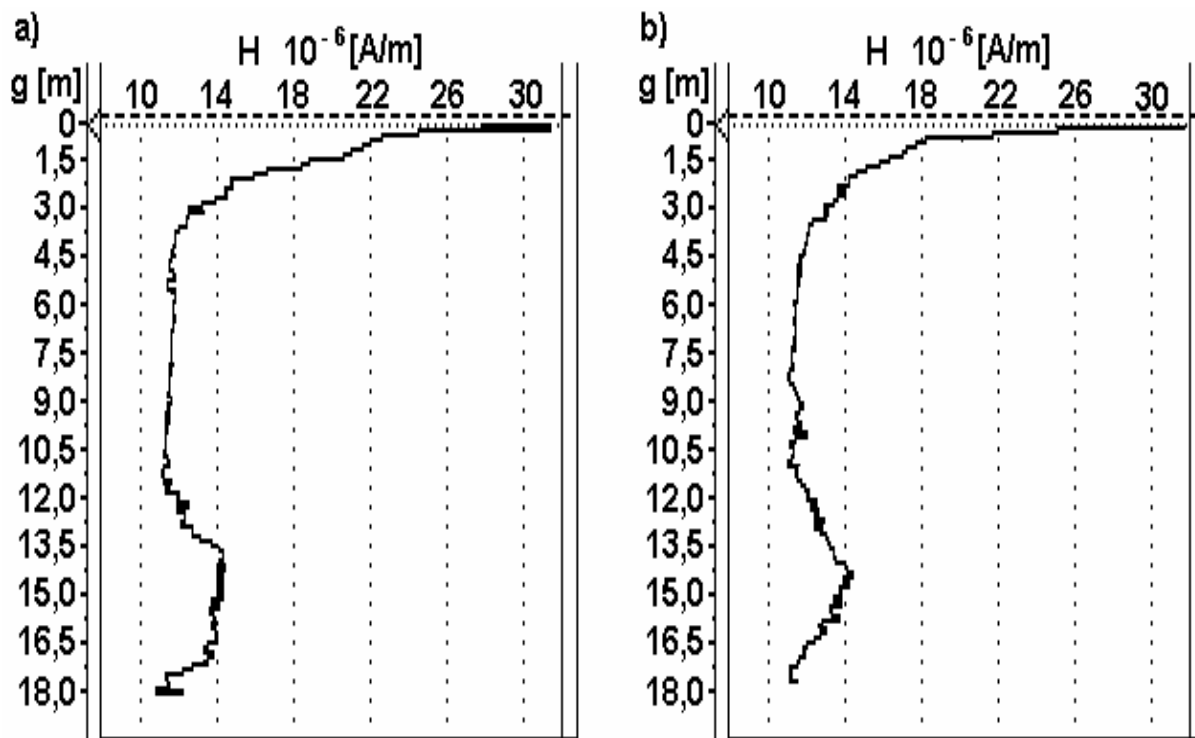


Rys. 6.25. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=19$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 24.08.2005: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

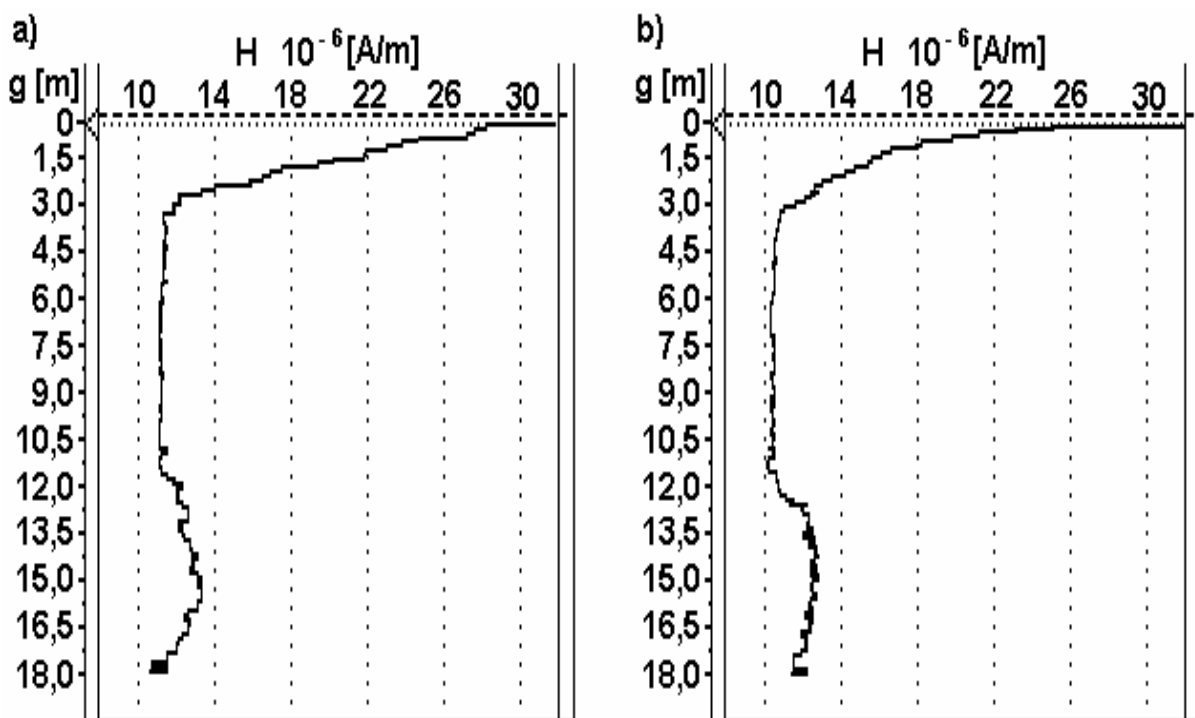
- 26.05.2006



Rys. 6.26. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=7$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 26.05.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

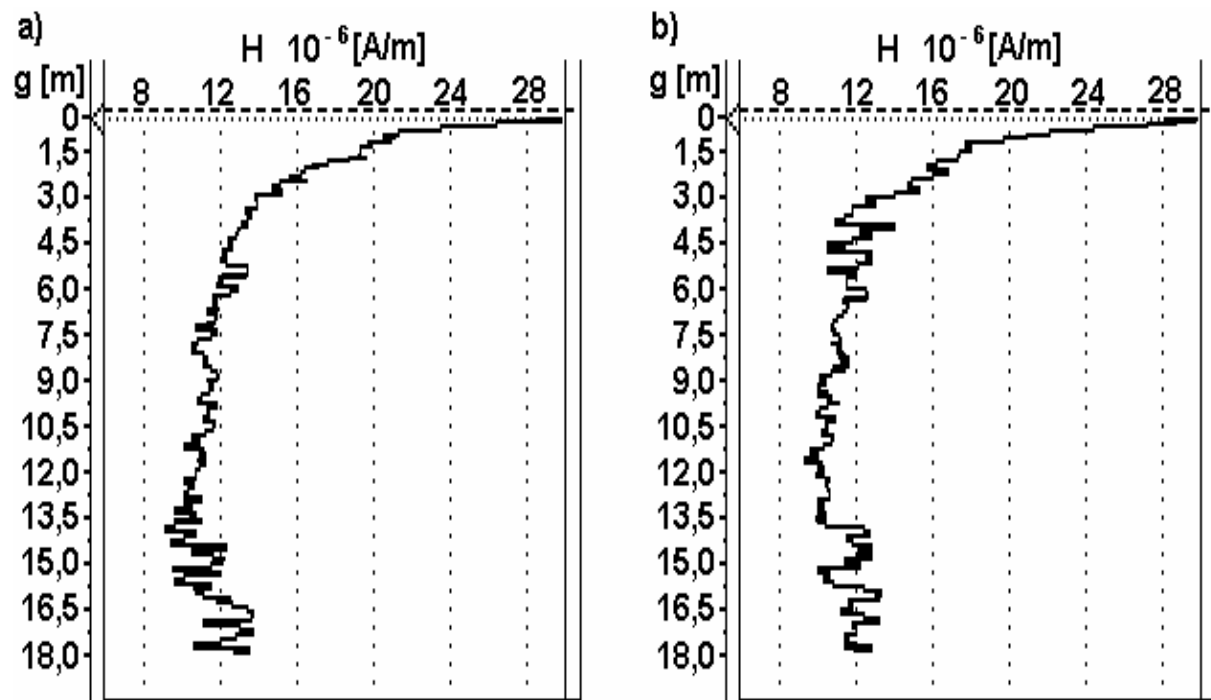


Rys. 6.27. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0 = 14$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 26.05.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

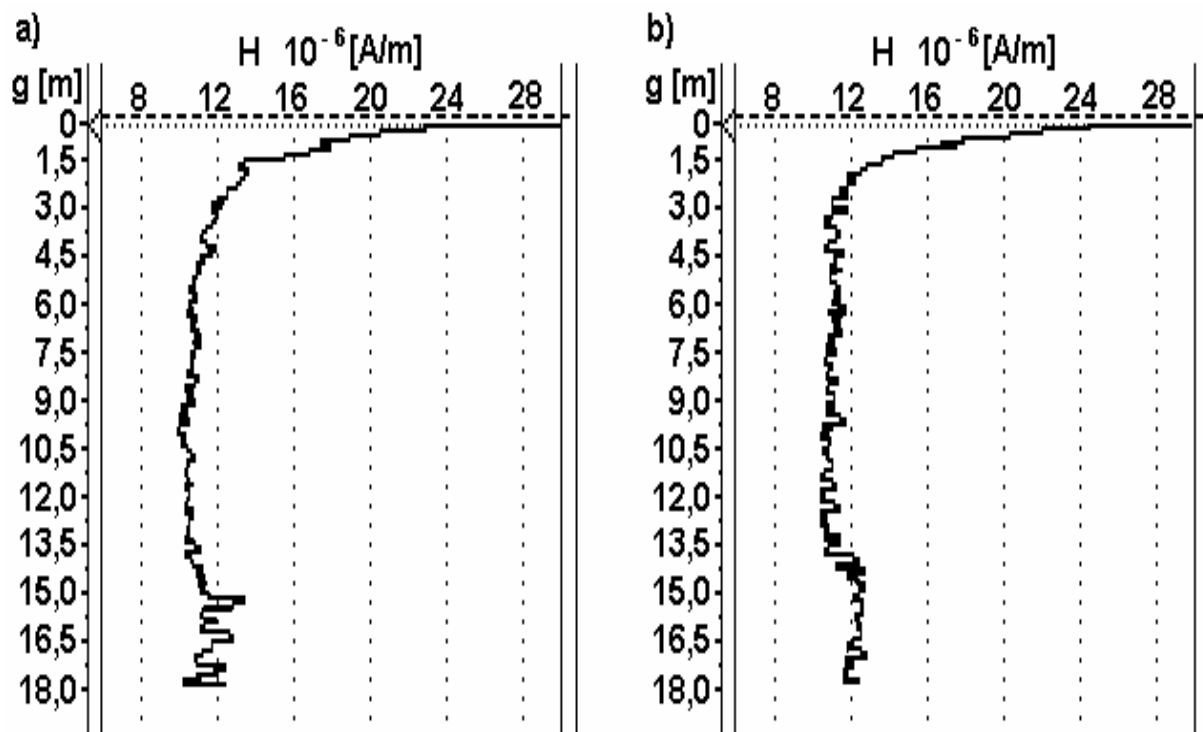


Rys. 6.28. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0 = 19$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 26.05.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

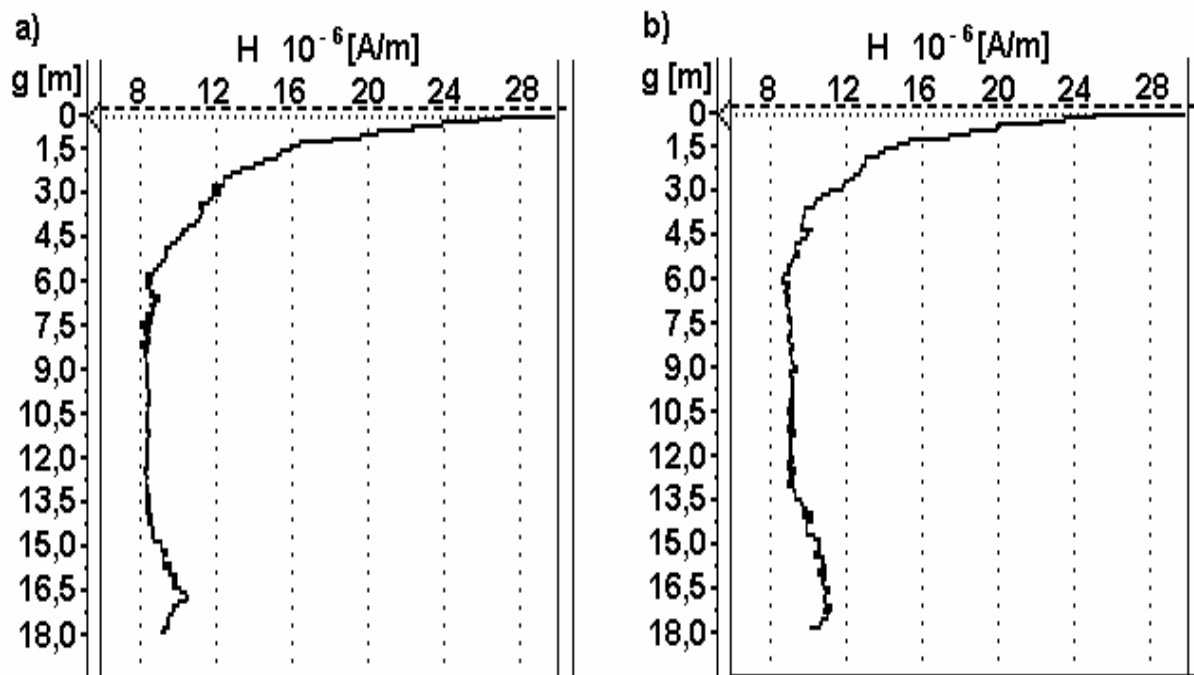
- 17.07.2006



Rys. 6.29. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=7$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 17.07.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

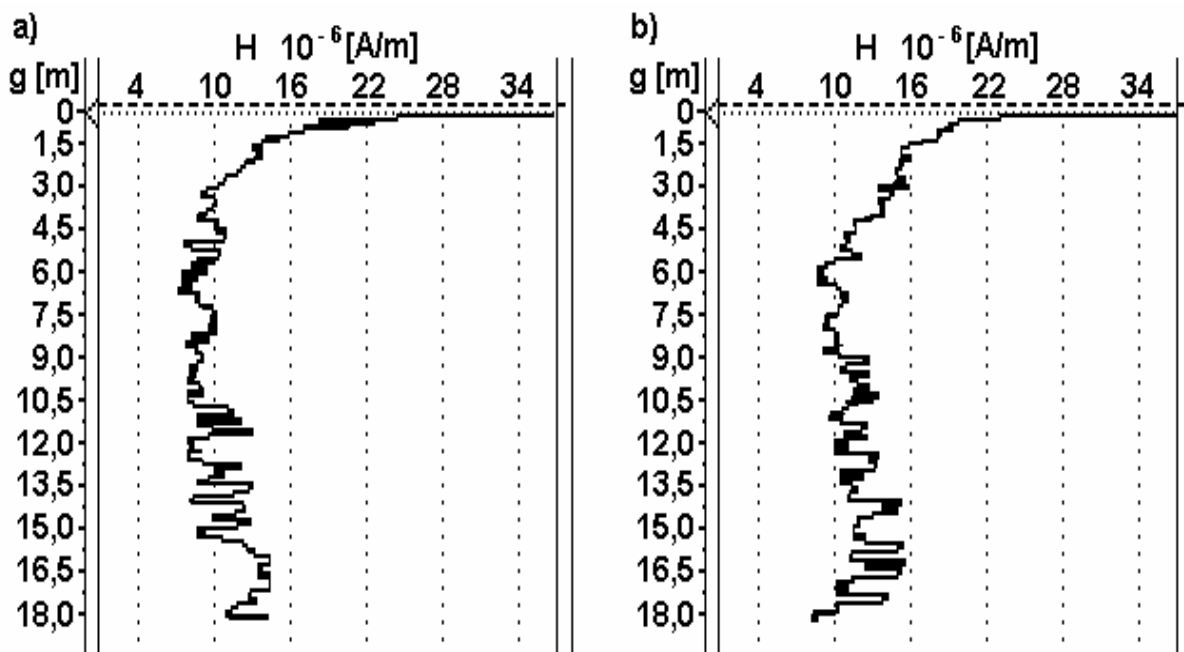


Rys. 6.30. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 17.07.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

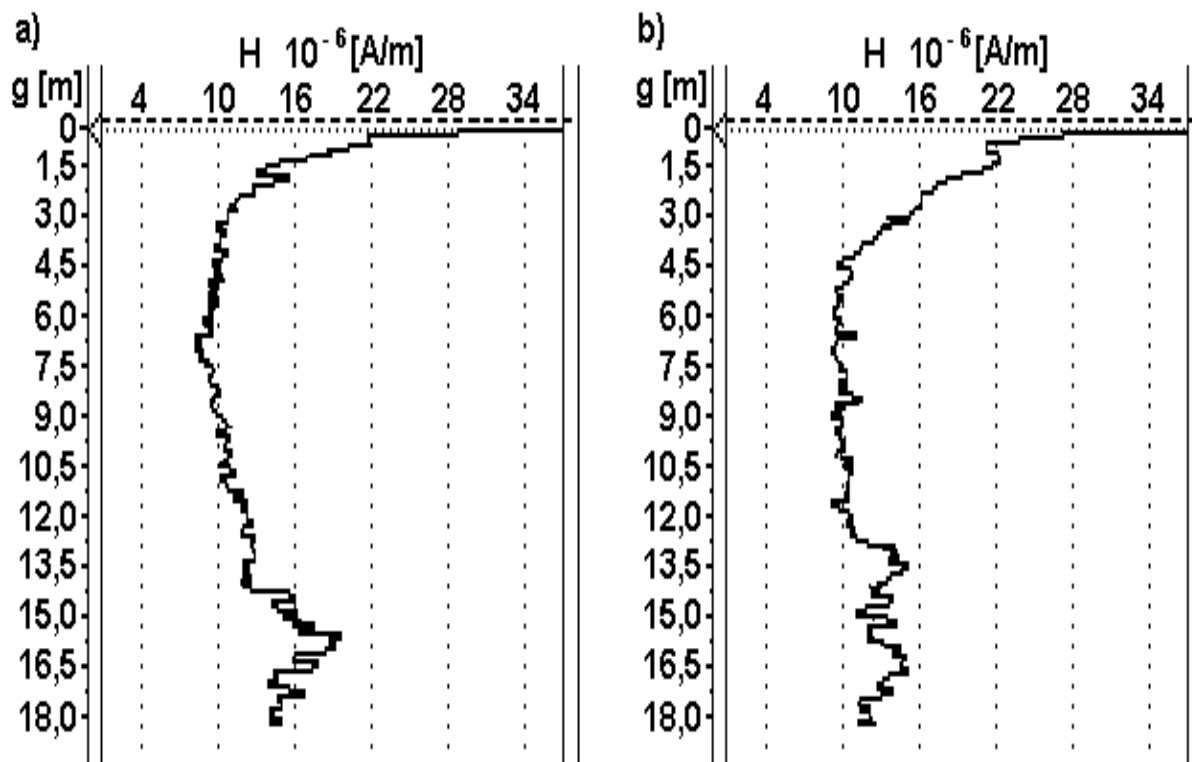


Rys. 6.31. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=19$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 17.07.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

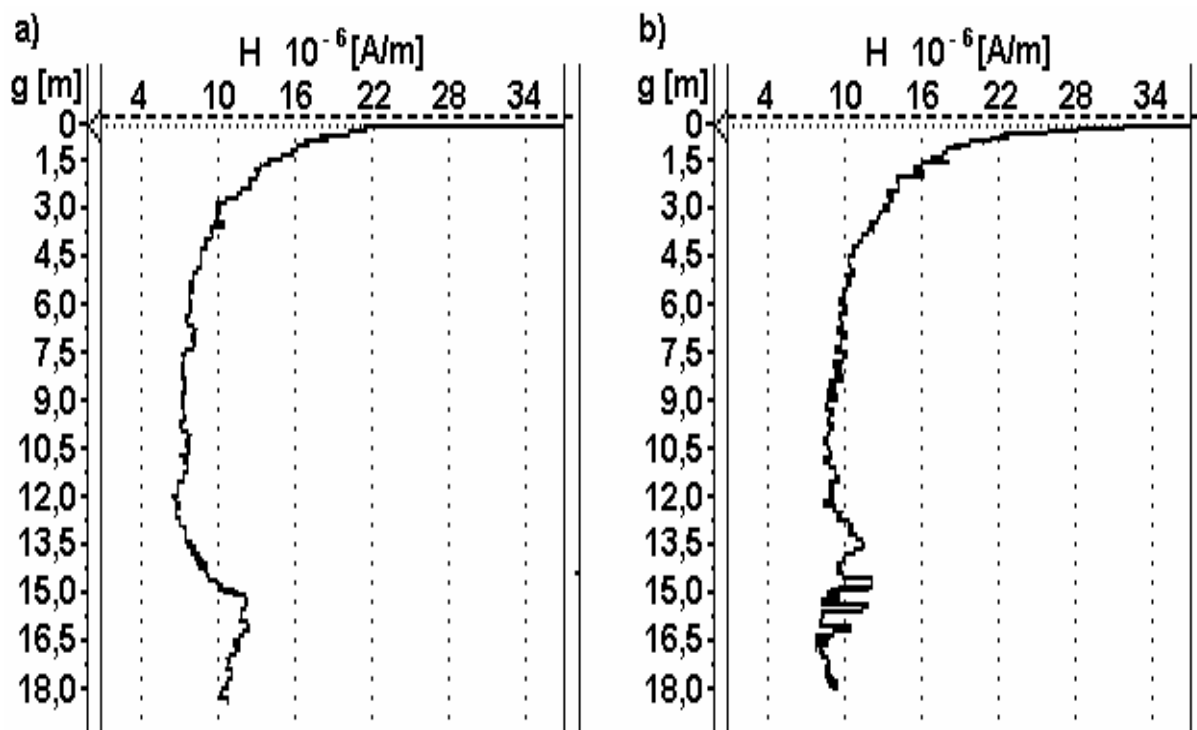
- 22.08.2006



Rys. 6.32. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=7$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 22.08.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny



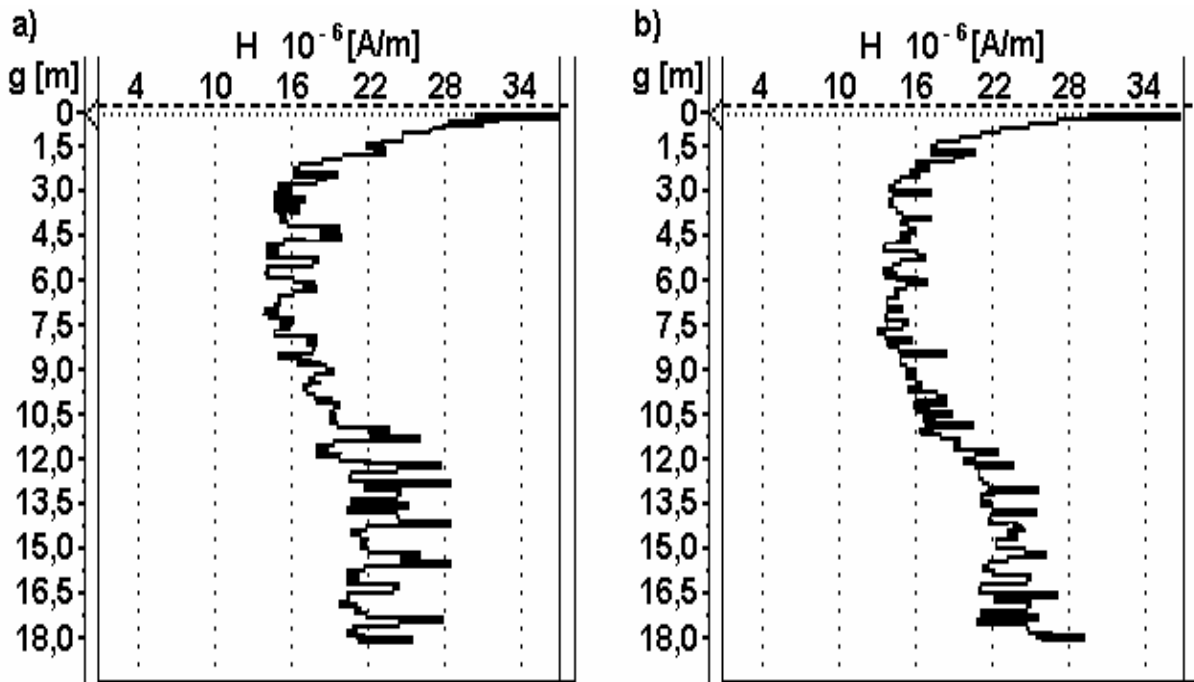
Rys. 6.33. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14 \text{ kHz}$  wzdłuż odwiertu B1 w dniu 22.08.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny



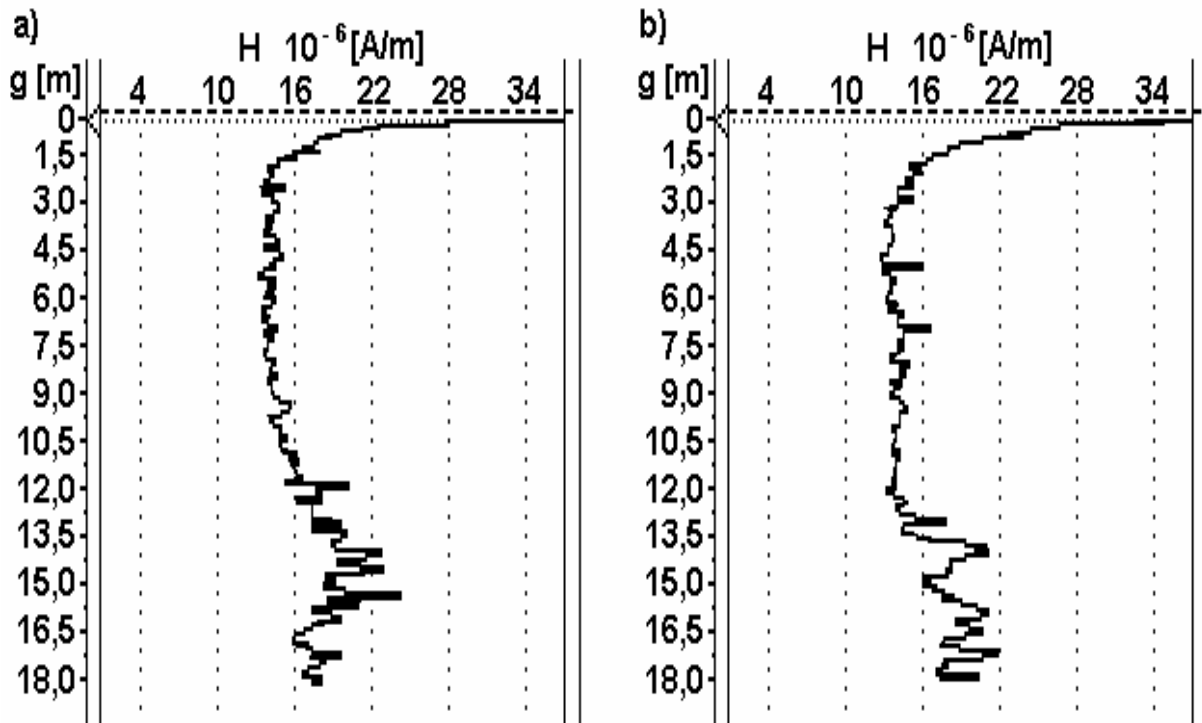
Rys. 6.34. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=19 \text{ kHz}$  wzdłuż odwiertu B w dniu 22.08.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny



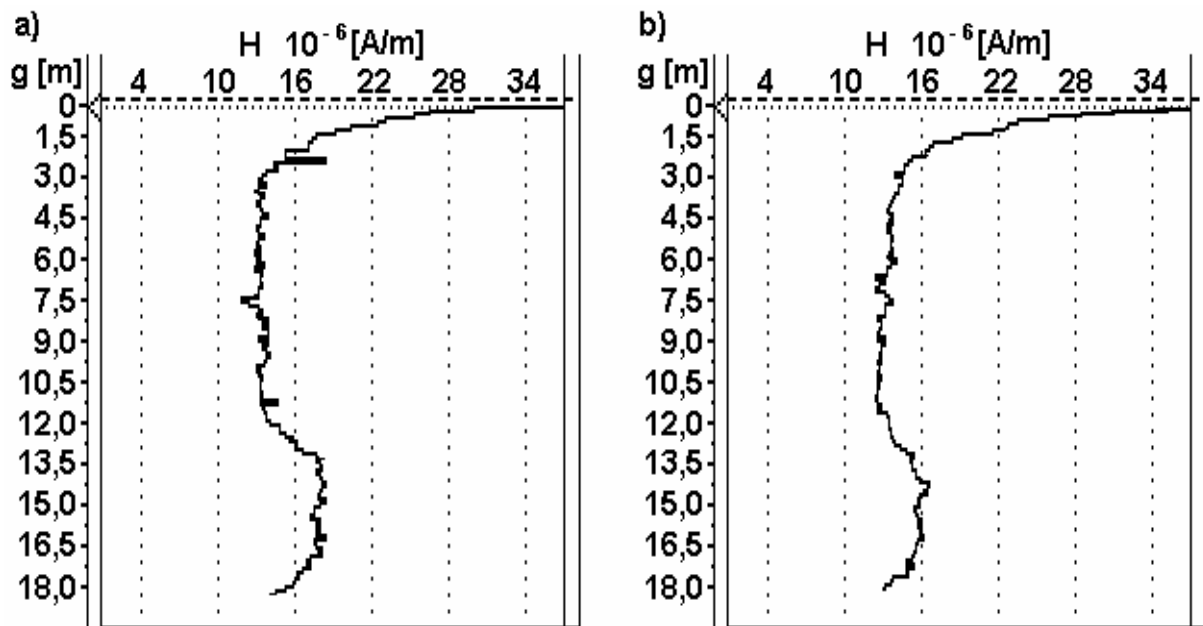
- 28.09.2006



Rys. 6.35. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=7$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 28.09.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny



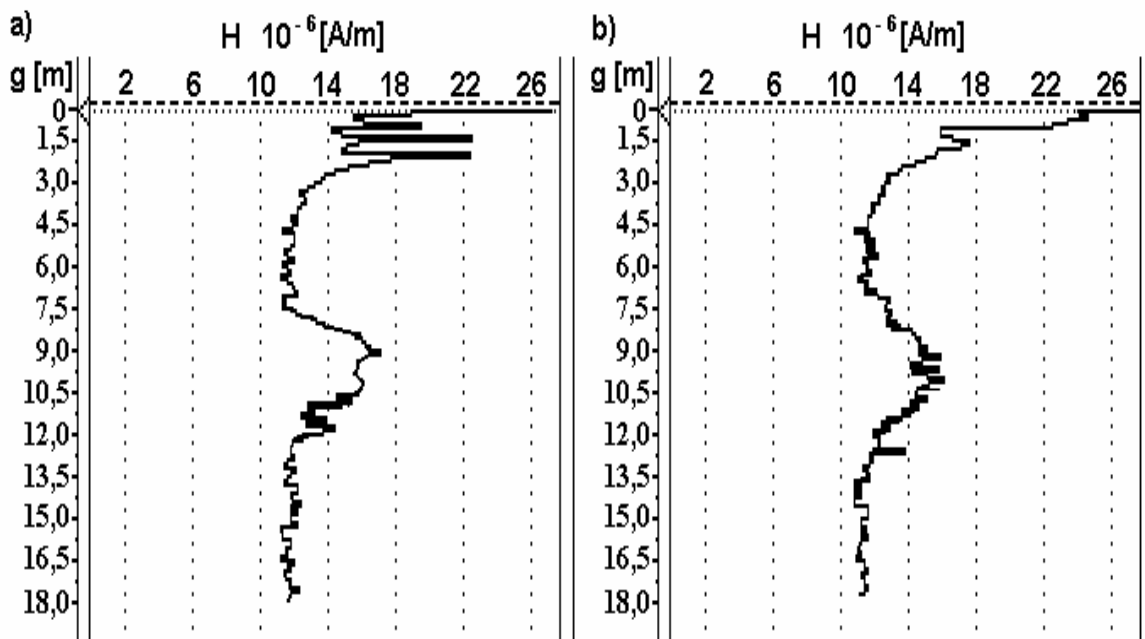
Rys. 6.36. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 28.09.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny



Rys. 6.37. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=19$  kHz wzdłuż odwiertu B1 w dniu 28.09.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

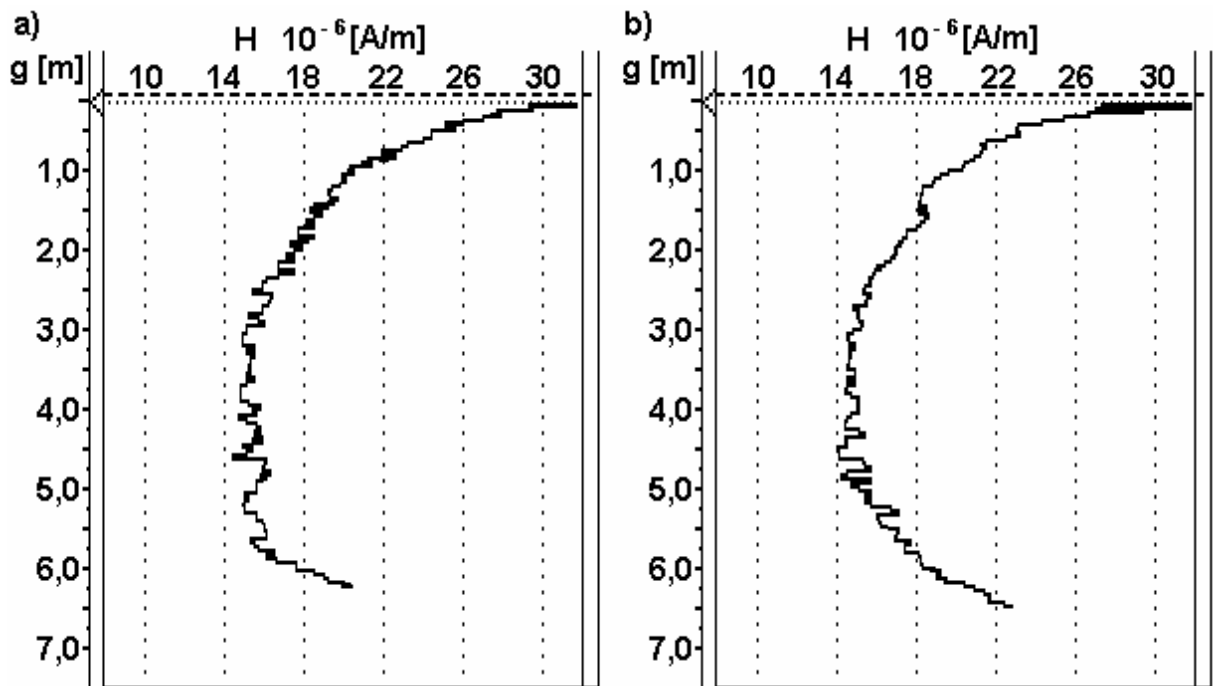
### 6.6.1.2. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu B2

- 31.03.2005



Rys. 6.38. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B2 w dniu 31.03.2005: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

- 18.07.2005



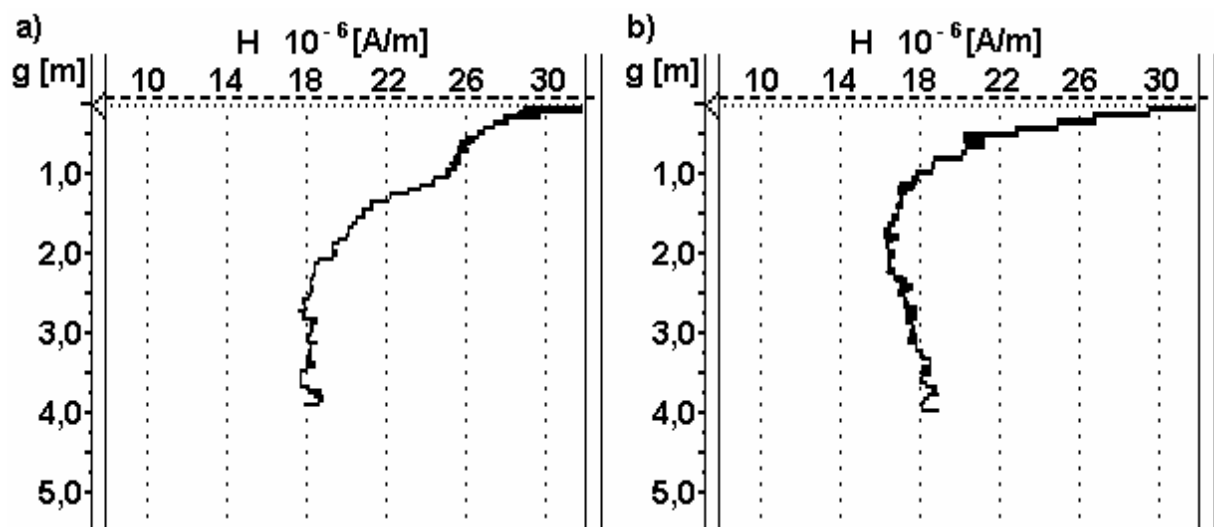
Rys. 6.39. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B2 w dniu 18.07.2005: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

Dla sondy pomiarowej odwiert drożny do głębokości około 6,5 m. W przypadku ciężarka zawieszono na sznurku otrzymano pełną drożność odwiertu do głębokości 18,5 m.

- 24.08.2005

Sytuacja jak w przypadku pomiarów z dnia 18.07.2005.

- 26.05.2006



Rys. 6.40. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B2 w dniu 26.05.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar

Dla sondy pomiarowej odwiert zachowuje drożność do głębokości 4 m. Ciężarek zawieszony na sznurku wykazał drożność odwiertu do głębokości 18 m.

- 17.07.2006

Sytuacja jak w przypadku pomiarów z dnia 26.05.2006.

- 22.08.2006

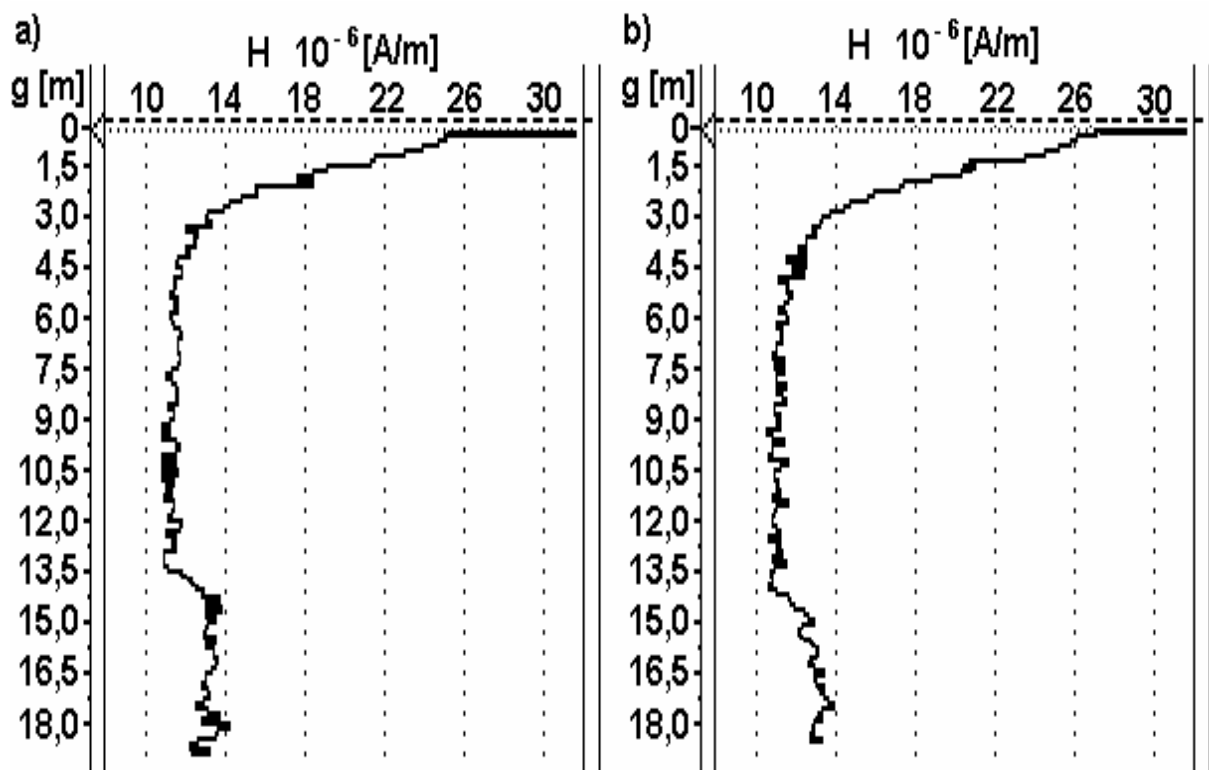
Sytuacja jak w przypadku pomiarów z dnia 26.05.2006.

- 28.09.2006

Sytuacja jak w przypadku pomiarów z dnia 26.05.2006.

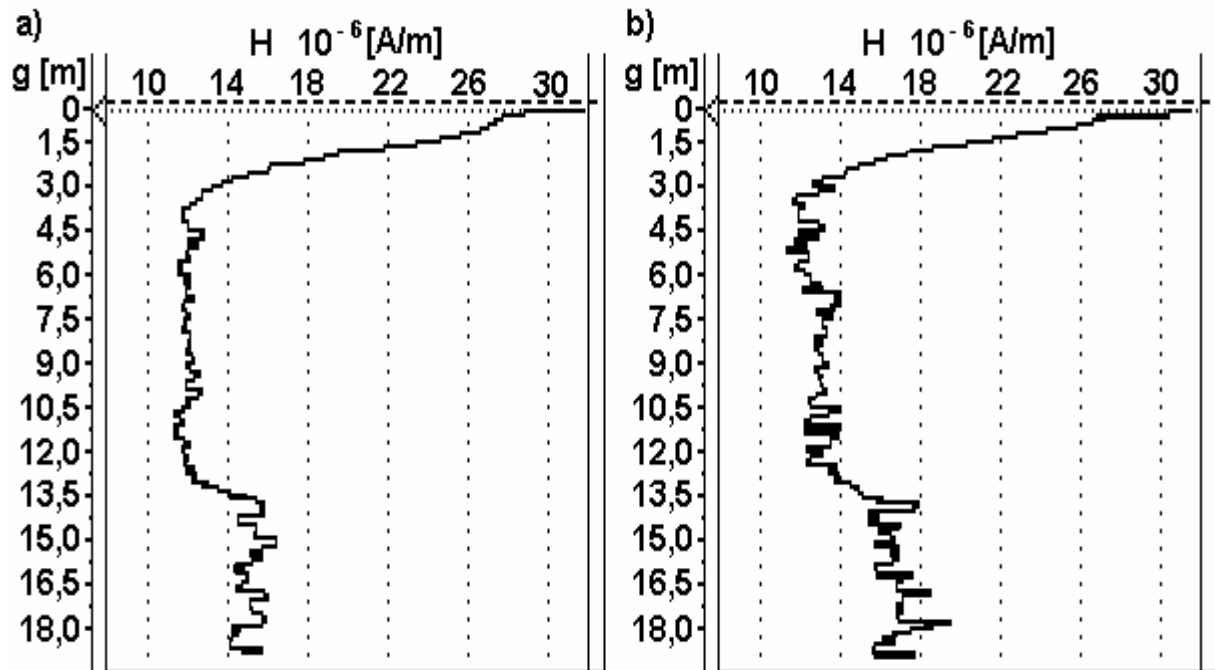
### 6.6.1.3. Profilowanie natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu B3

- 31.03.2005



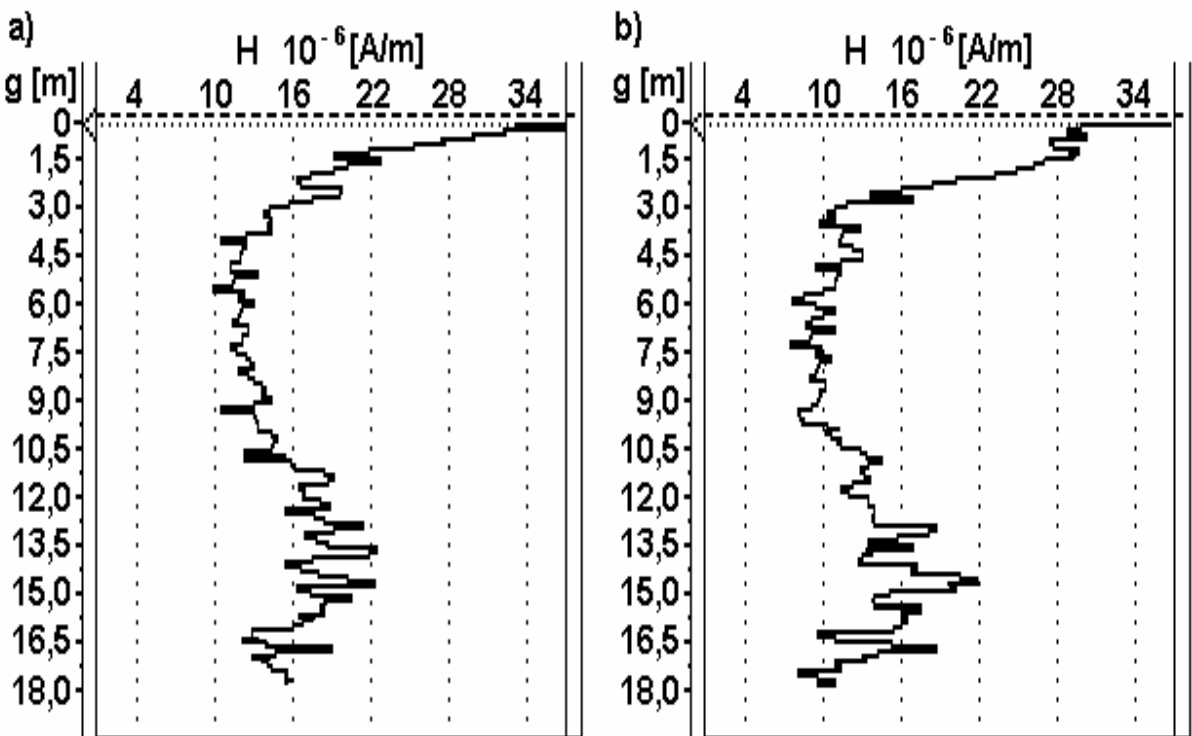
Rys. 6.41. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 31.03.2005: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

- 18.07.2005

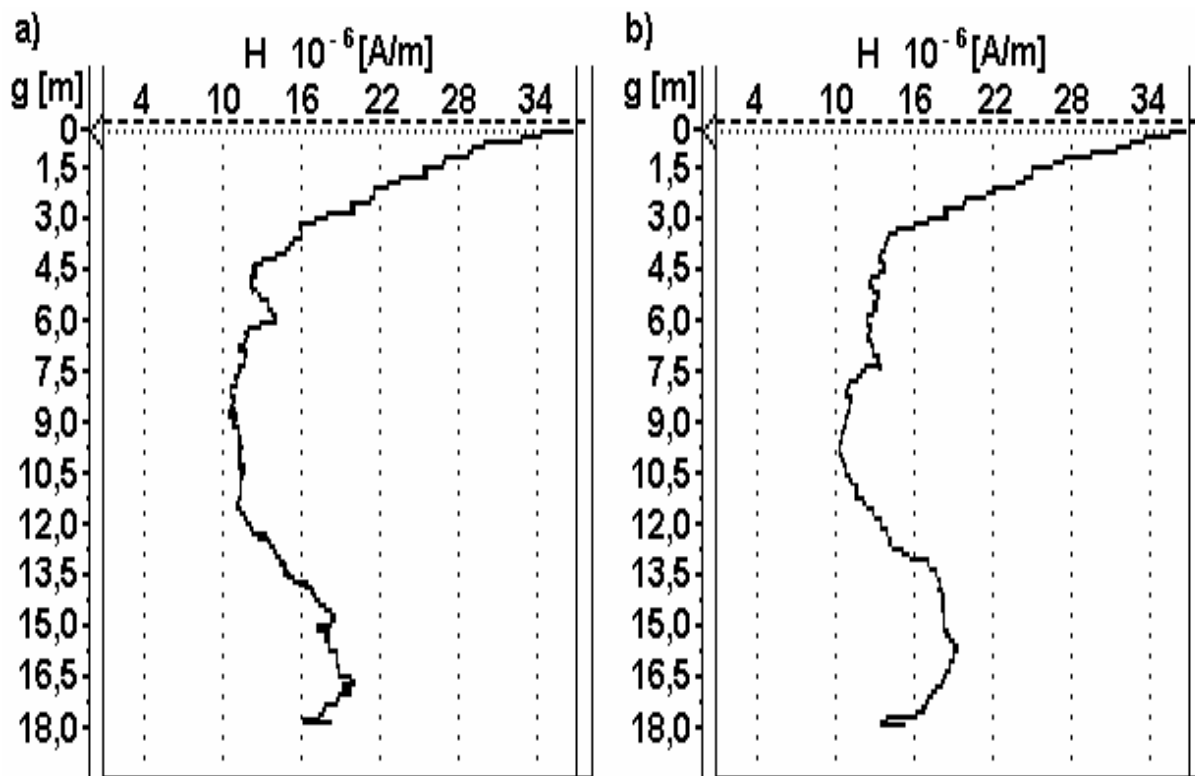


Rys. 6.42. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0 = 14$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 18.07.2005: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

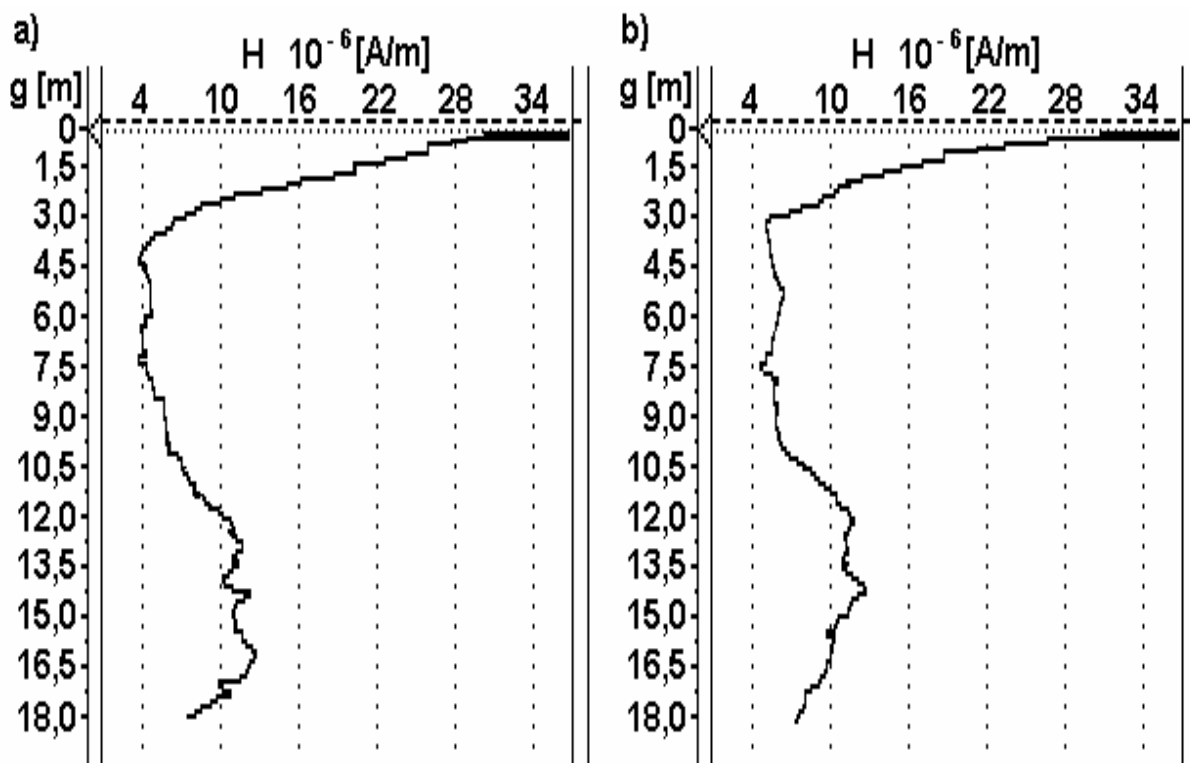
- 24.08.2005



Rys. 6.43. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0 = 7$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 24.08.2005: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

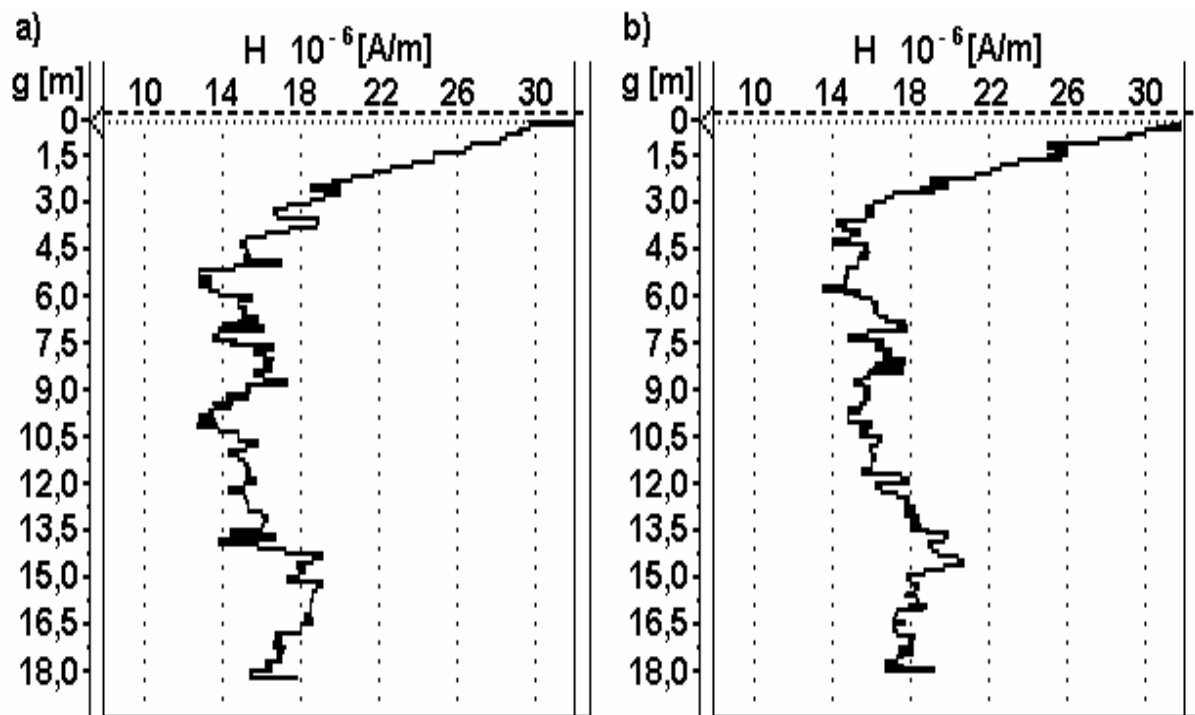


Rys. 6.44. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14 \text{ kHz}$  wzdłuż odwiertu B3 w dniu 24.08.2005: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

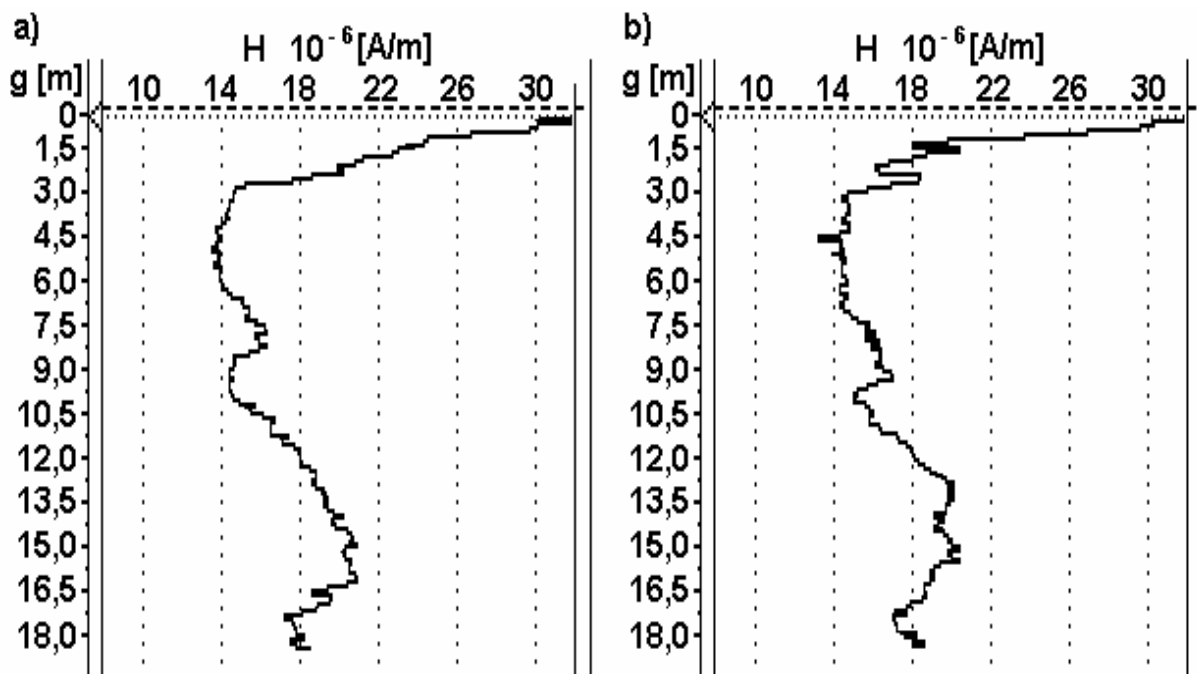


Rys. 6.45. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=19 \text{ kHz}$  wzdłuż odwiertu B3 w dniu 24.08.2005: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

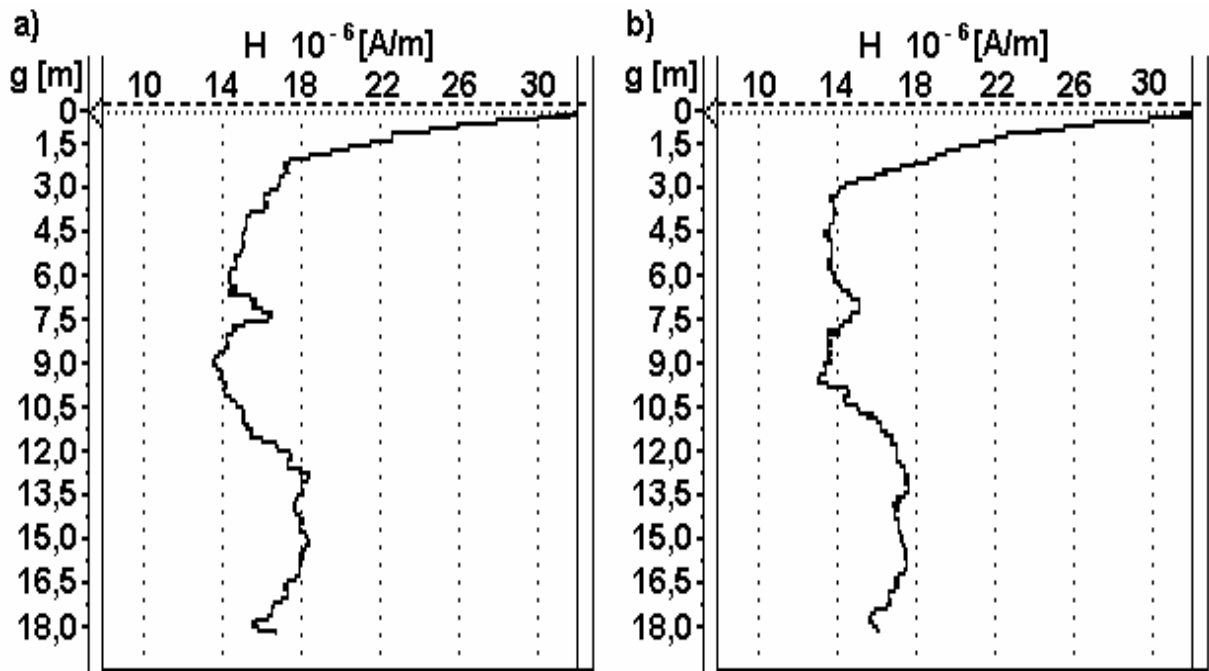
- 26.05.2006



Rys. 6.46. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=7$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 26.05.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

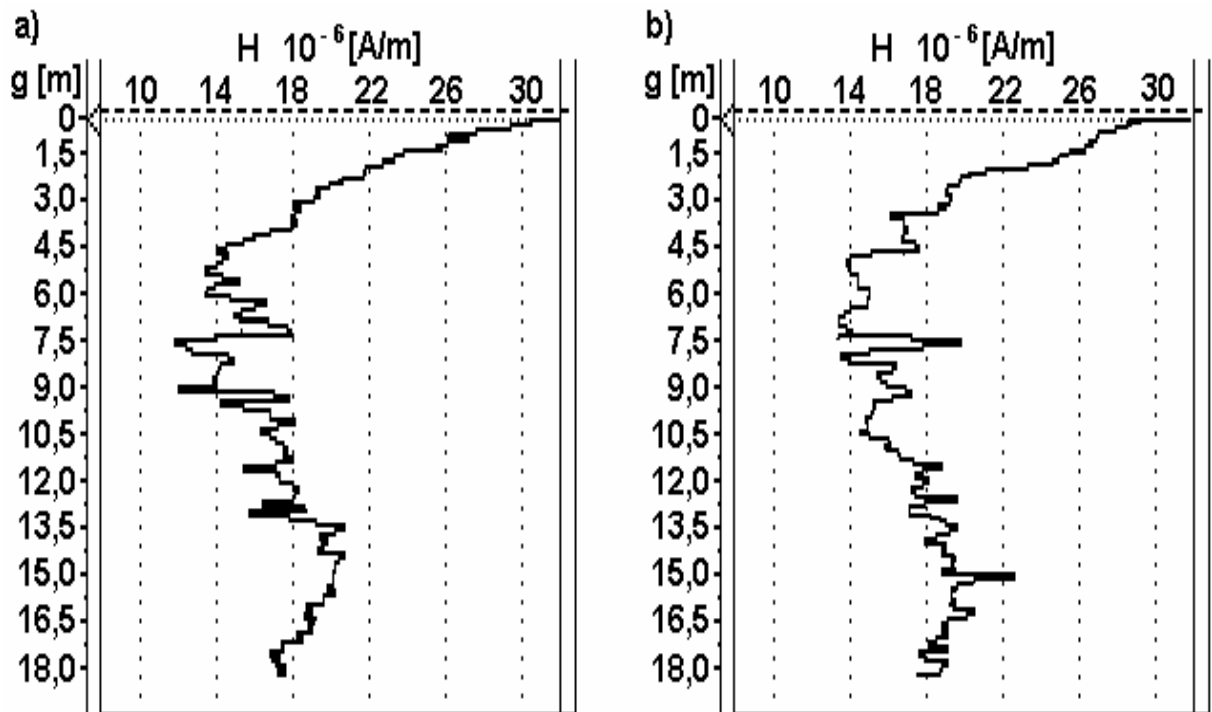


Rys. 6.47. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 26.05.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny



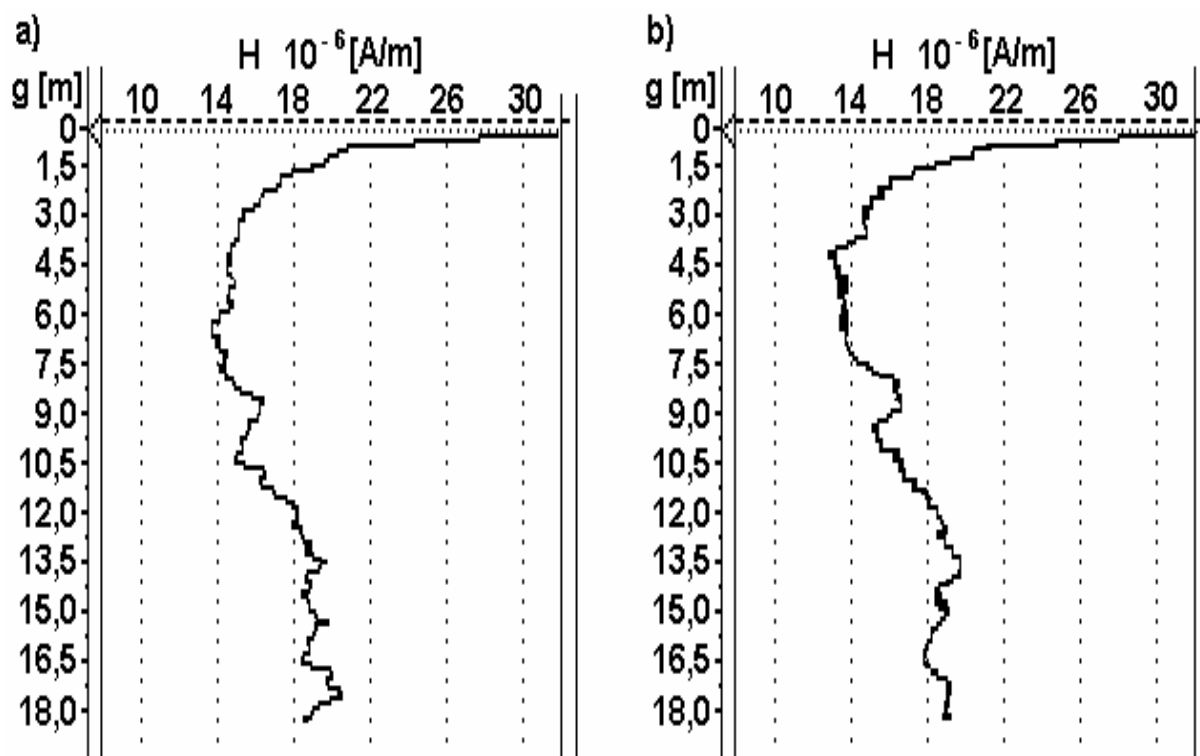
Rys. 6.48. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=19$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 26.05.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

- 17.07.2006

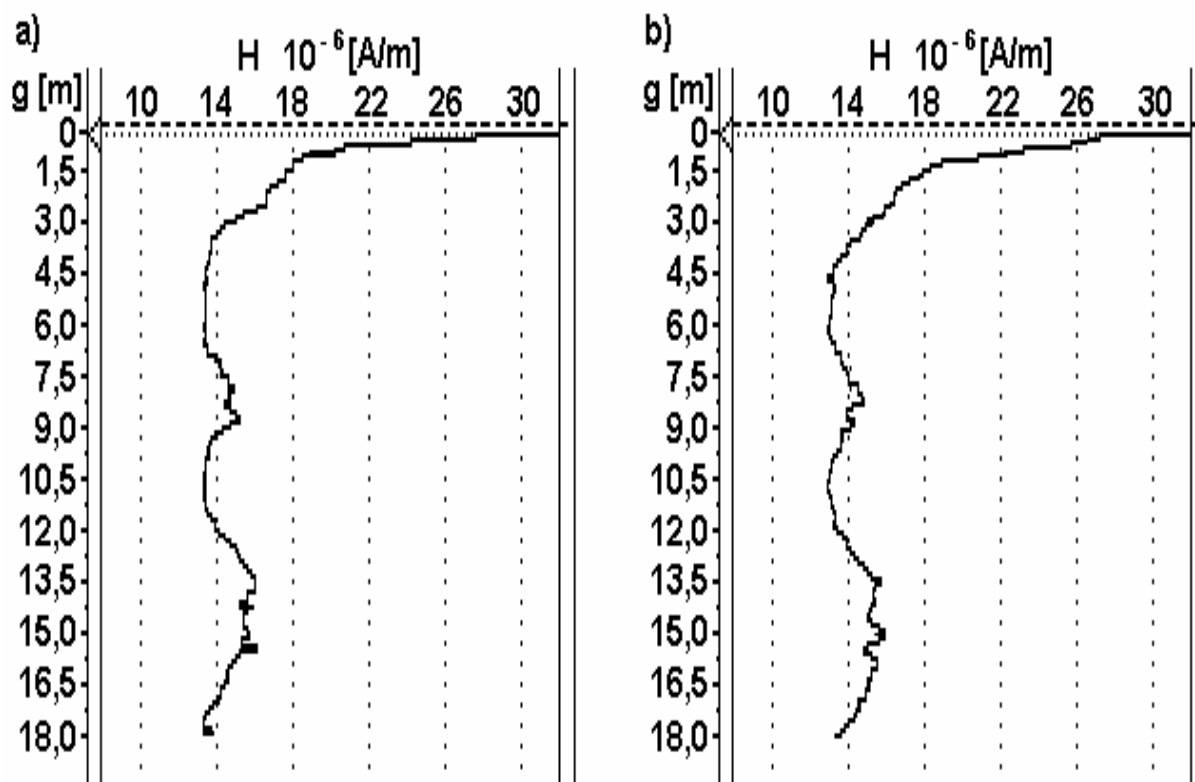


Rys. 6.49. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=7$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 17.07.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny



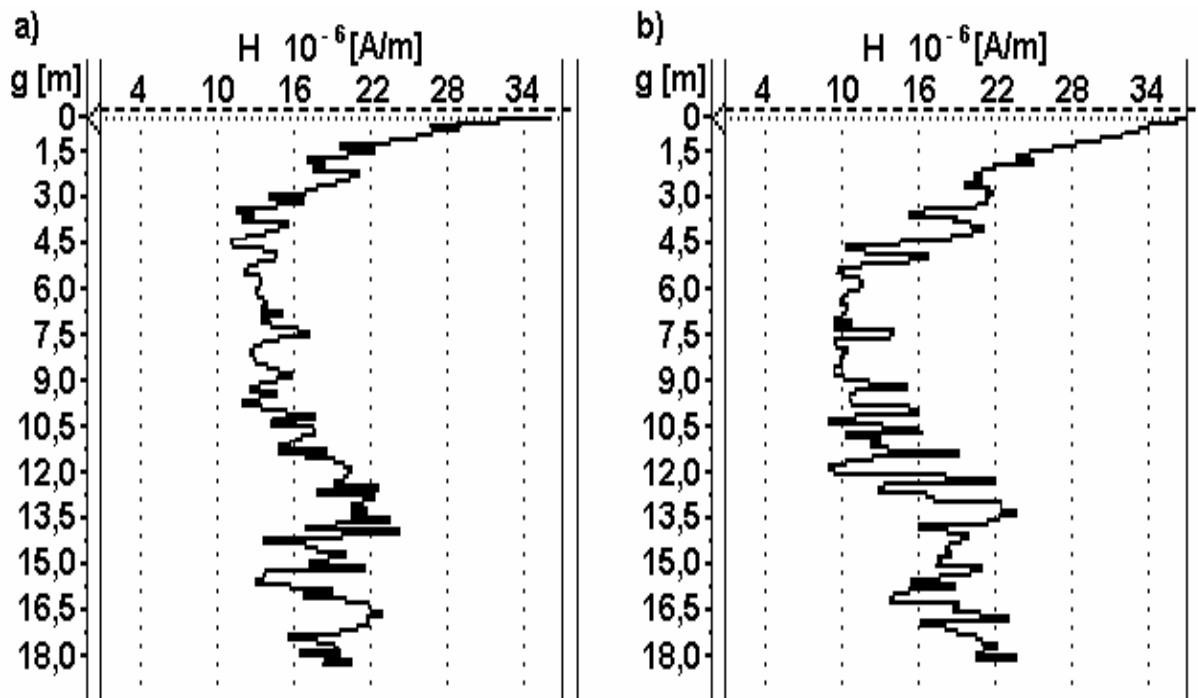


Rys. 6.50. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 17.07.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

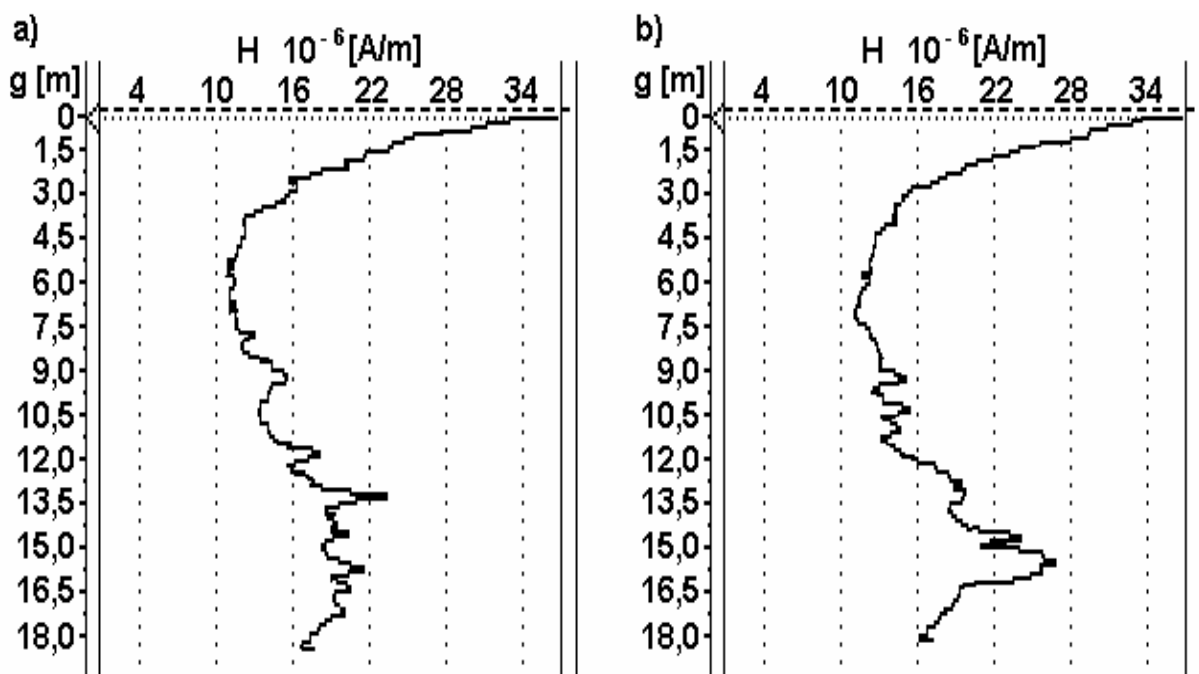


Rys. 6.51. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=19$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 17.07.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

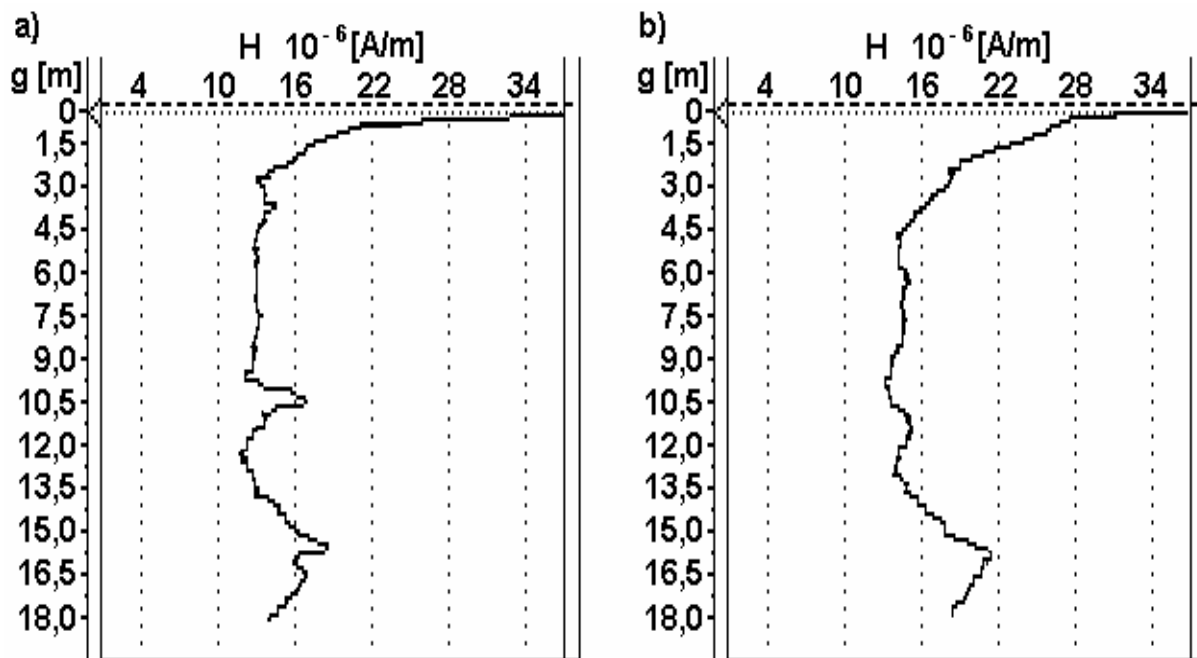
-22.08.2006



Rys. 6.52. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=7$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 22.08.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

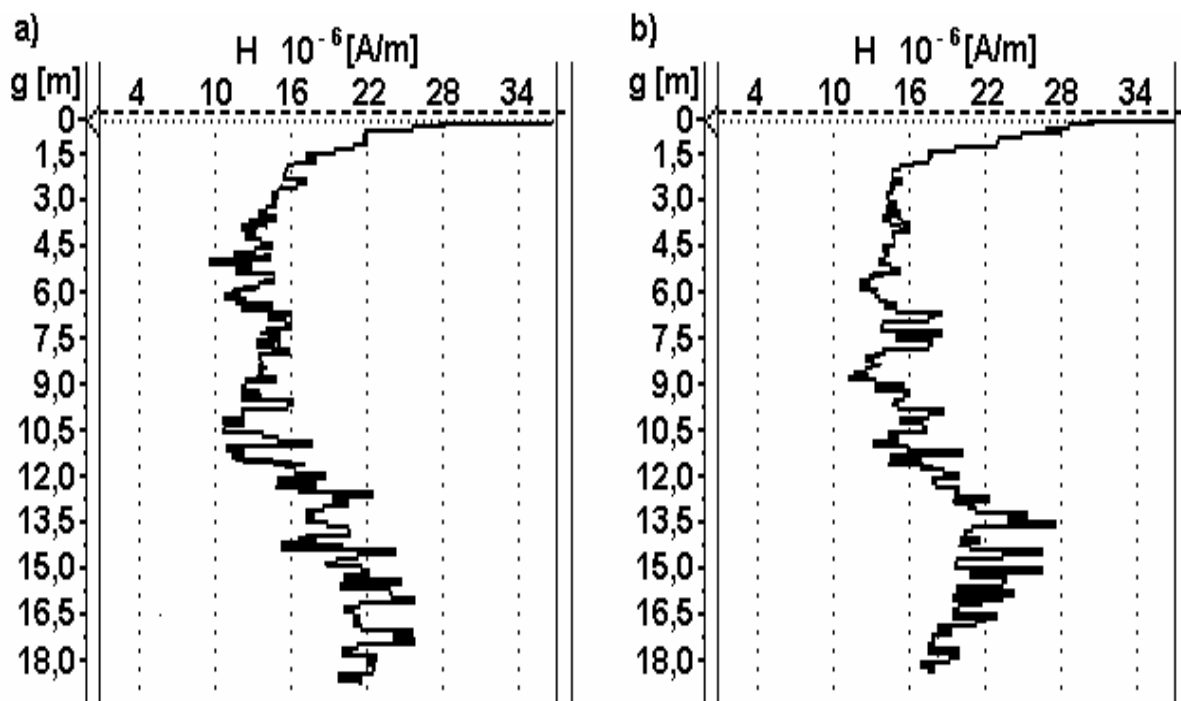


Rys. 6.53. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 22.08.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

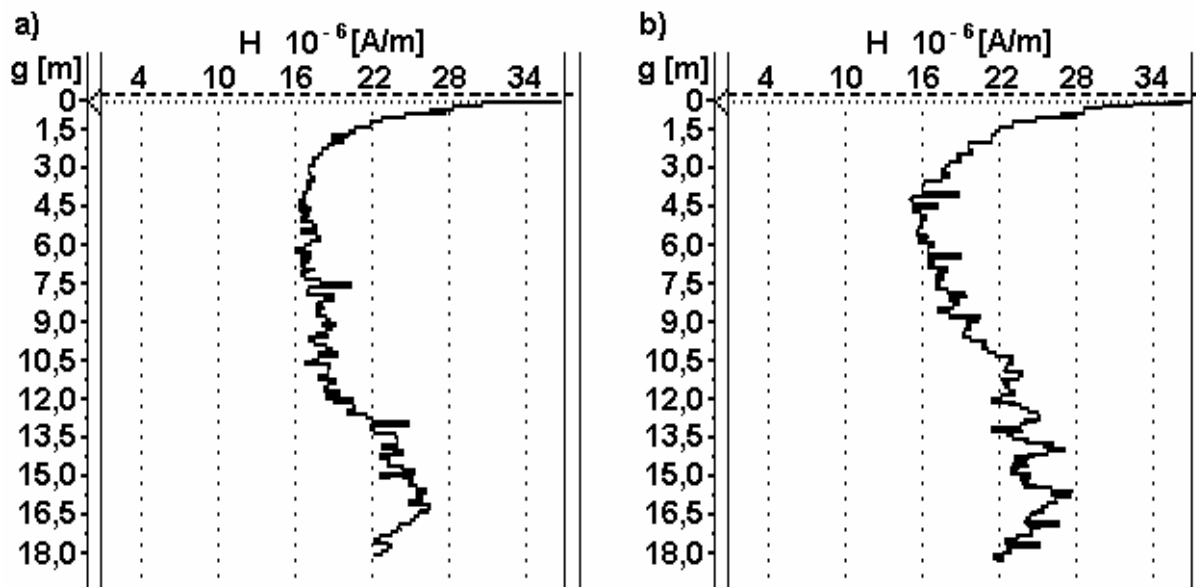


Rys. 6.54. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=19$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 22.08.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

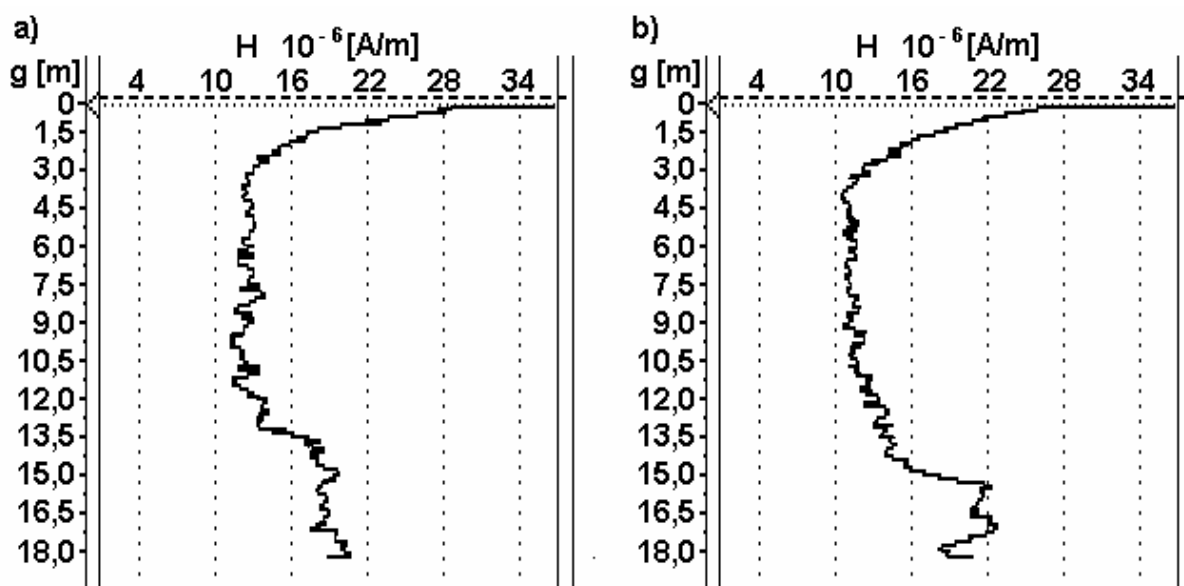
-28.09.2006



Rys. 6.55. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=7$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 28.09.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny



Rys. 6.56. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0=14$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 28.09.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

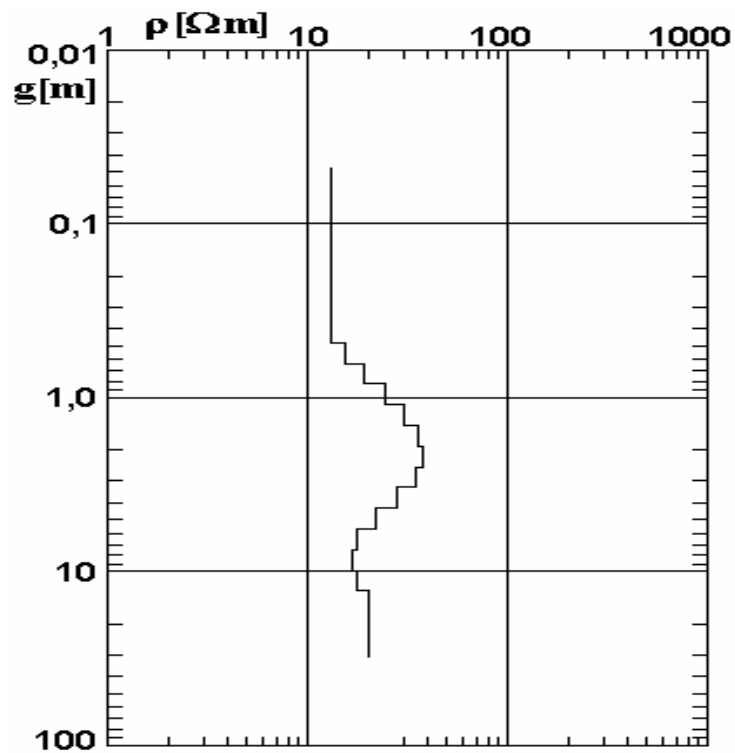


Rys. 6.57. Przebiegi natężenia pola magnetycznego dla  $f_0 = 19$  kHz wzdłuż odwiertu B3 w dniu 28.09.2006: a) pomiar podstawowy b) powtórzony pomiar kontrolny

### 6.6.2. Pomiary elektrooporowe

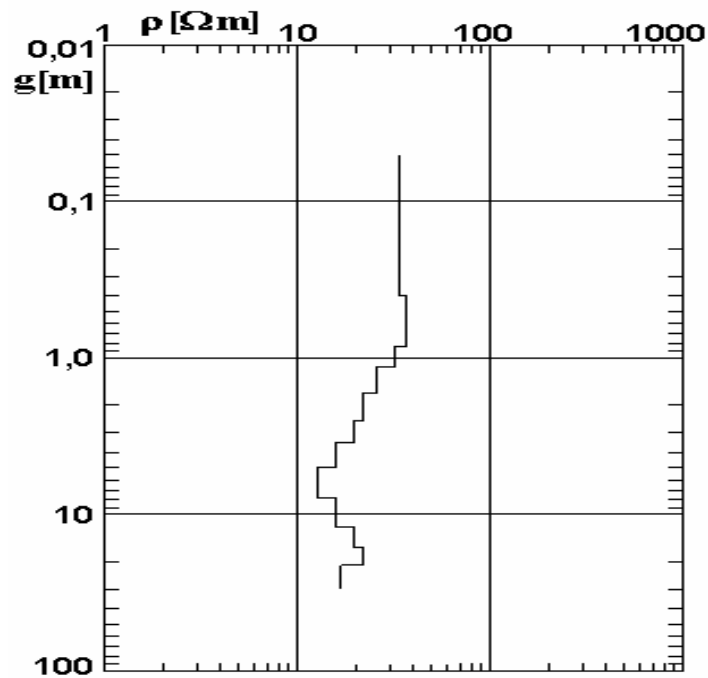
Pomiary wykonano w dniach 25÷27.07.2005. Sondowanie elektrooporowe do głębokości 25 m z krokiem 0,25 m przeprowadzono tak, by punkt centralny obserwacji pokrył się z lokalizacją odwiertu. Badania wykonano jednorazowo w celu sprawdzenia związku pomiędzy głębokościowym rozkładem rezystywności, a uzyskanymi krzywymi z profilowania samoistnych pól magnetycznych w odwiertach. Do graficznej interpretacji wyników na podstawie zebranych pomiarów wykorzystano program ATOWEN.

### 6.6.2.1. Sondowanie elektrooporowe wzdłuż odwiertu B1



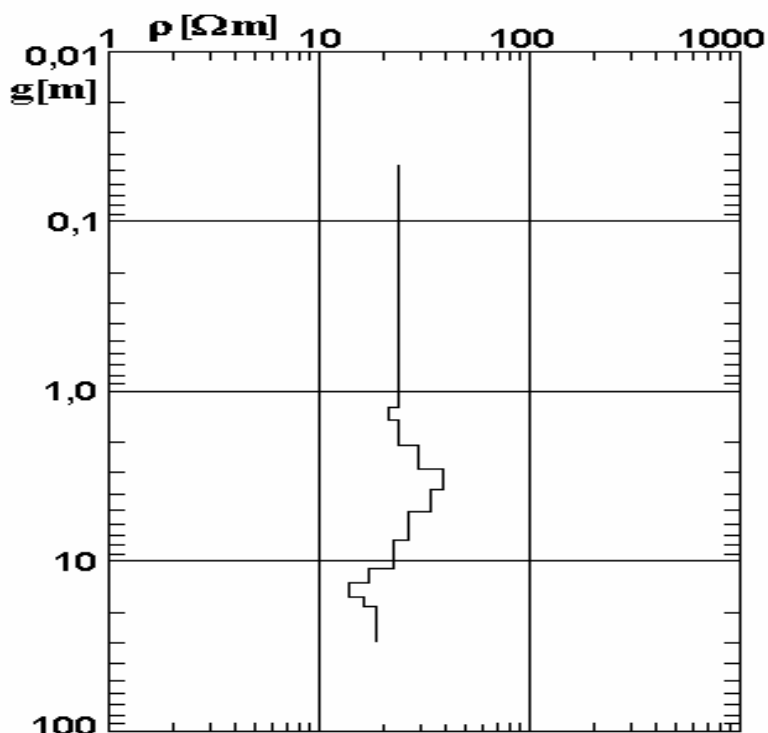
Rys. 6.58. Krzywa sondowania elektrooporowego wzdłuż odwiertu B1, zmierzona za pomocą systemu elektrod naziemnych w konfiguracji Wennera

### 6.6.2.2. Sondowanie elektrooporowe wzdłuż odwiertu B2



Rys. 6.59. Krzywa sondowania elektrooporowego wzdłuż odwiertu B2, zmierzona za pomocą systemu elektrod naziemnych w konfiguracji Wennera

### 6.6.2.3. Sondowanie elektrooporowe wzdłuż odwiertu B3



Rys. 6.60. Krzywa sondowania elektrooporowego wzdłuż odwiertu B3, zmierzona za pomocą systemu elektrod naziemnych w konfiguracji Wennera

### 6.6.3. Pomiary rezystywności pozornej układem anten w konfiguracji koplanarnej

Pomiary wykonano jednokrotnie w dniu 10.08.2006 roku w pobliżu odwiertów pomiarowych B1, B2, B3 (rys. 6.20). W miejscu związanym z usytuowaniem odwiertu pomiar wykonano czterokrotnie, zmieniając miejsce umieszczenia anten na planie krzyża o długości ramion wynoszącej 10 m. Otrzymane wyniki zestawiono w tabelach 6.1-6.3.

Tab. 6.1. Pomiary rezystywności pozornej w pobliżu odwiertu B1

L.p.	Głębokość	Pomiar 1	Pomiar 2	Pomiar 3	Pomiar 4
	g [m]	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$\rho$ [ $\Omega$ m]
1	2	20,1	12,9	16,7	19,3
2	3	29,5	27,2	25,1	24,9
3	4	16,0	20,5	21,7	21,5
4	5	13,1	18,8	15,4	18,2

Tab. 6.2. Pomiary rezystywności pozornej w pobliżu odwiertu B2

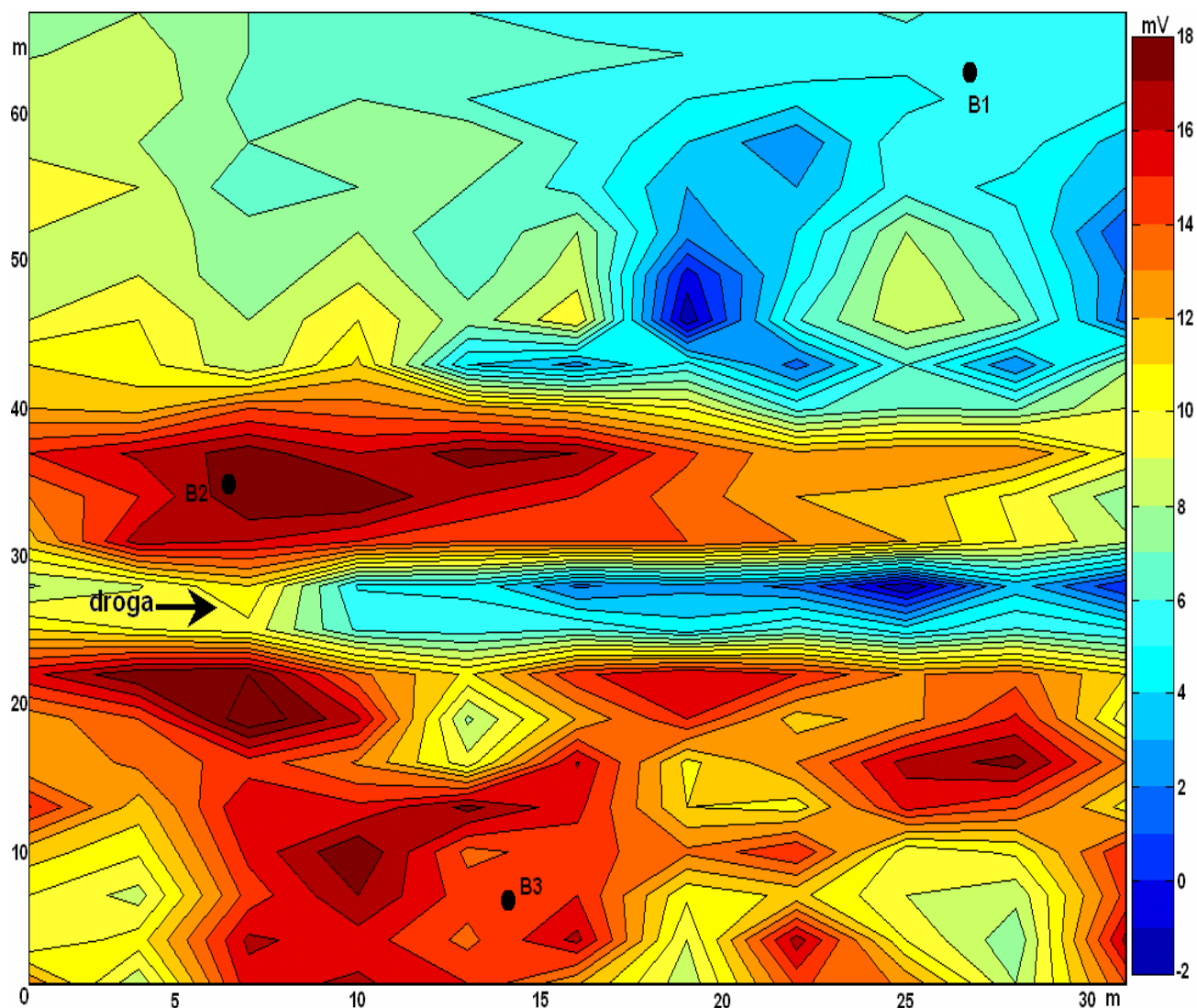
L.p.	Głębokość	Pomiar 1	Pomiar 2	Pomiar 3	Pomiar 4
	g [m]	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$\rho$ [ $\Omega$ m]
1	2	18,3	25,5	28,0	23,0
2	3	14,9	17,6	20,7	18,1
3	4	12,0	11,0	14,6	15,4
4	5	10,9	10,0	8,3	11,0

Tab. 6.3. Pomiary rezystywności pozornej w pobliżu odwiertu B3

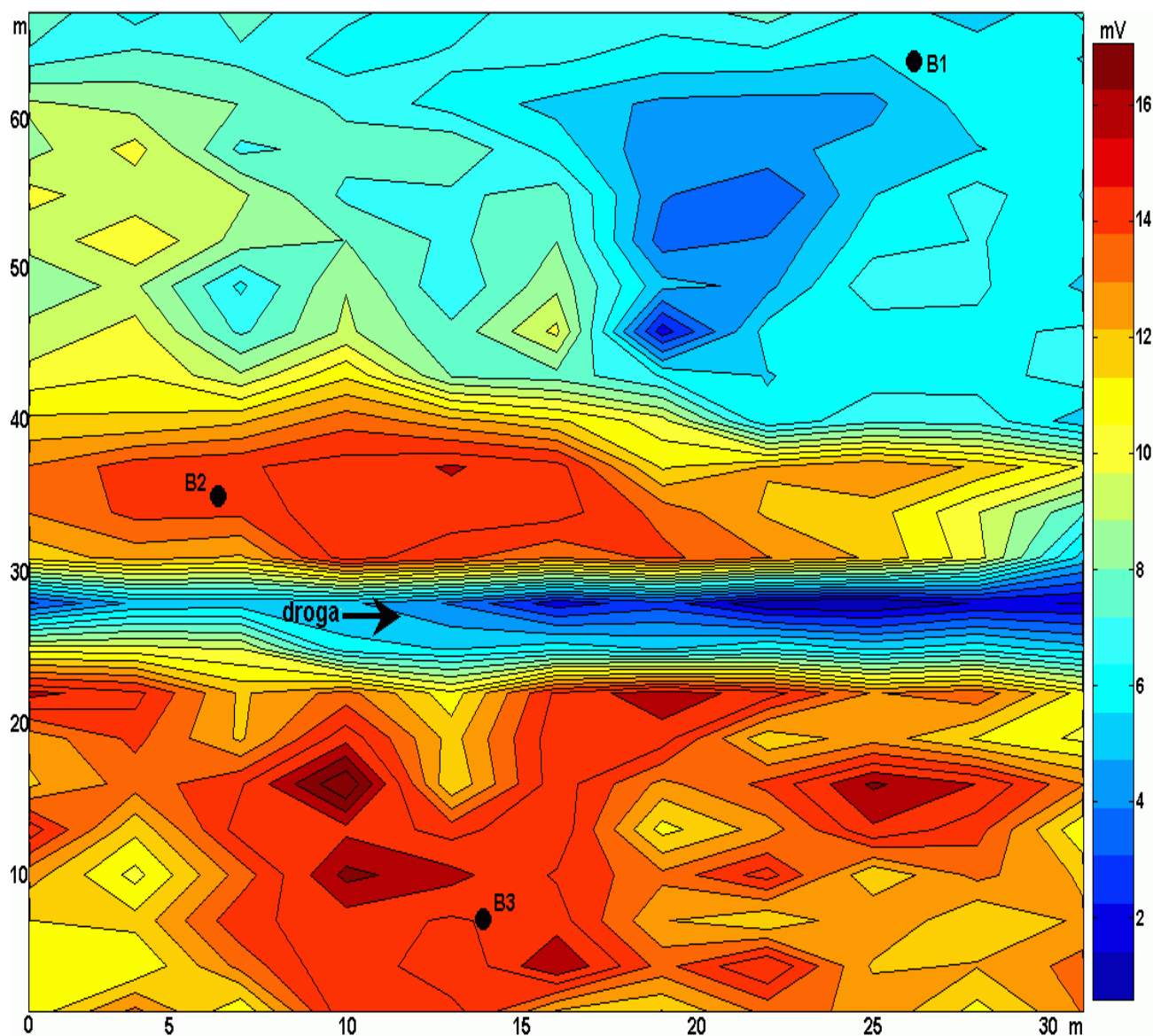
L.p.	Głębokość	Pomiar 1	Pomiar 2	Pomiar 3	Pomiar 4
	g [m]	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$\rho$ [ $\Omega$ m]	$\rho$ [ $\Omega$ m]
1	2	13,5	20,6	18,0	17,0
2	3	20,4	21,0	22,6	25,8
3	4	30,5	35,0	32,0	41,4
4	5	21,2	24,5	19,0	26,8

#### 6.6.4. Pomiary rozkładu potencjałów własnych na obszarze osuwiska

Pomiary potencjałów własnych na osuwisku Halina ograniczono do obszaru, gdzie znajdują się odwierty pomiarowe, w których prowadzono pomiary natężenia pola magnetycznego. Ruchomą elektrodę pomiarową prowadzono po węzłach siatki o wymiarze oczka 3×3 m. Korzystając z funkcji Kontur programu Matlab [17] wykreślono powierzchnie ekwipotencjalne widoczne na rys. 6.61 i 6.62. Badania wykonano dwukrotnie, latem 2006 roku.



Rys. 6.61. Rozkład potencjałów własnych na obszarze osuwiska Halina w Jarosławie w dniu 11.06.2006



Rys. 6.62. Rozkład potencjałów własnych na obszarze osuwiska Halina w Jarosławie w dniu 22.09.2006

### 6.6.5. Pomiary przemieszczenia reperów

Pomiary geodezyjne wykonane w pięciu cyklach w okresie czerwiec–październik 2006 roku miały na celu rejestrację przemieszczeń poziomych i pionowych trzech wybranych punktów, tworzących sieć reperów. Pierwszy cykl pomiarów wykonany 26.06.06 traktowany jest jako pomiar wstępny i stanowi bazę do interpretacji wyników pochodzących z następnych cykli pomiarowych. Jako sieć reperów wybrano zakotwiczone w gruncie i odpowiednio zabezpieczone przed przypadkowymi przemieszczeniami stalowe zwieńczenia odwiertów pomiarowych B1, B2, B3, których rozmieszczenie zaznaczono na rys. 6.20. Współrzędne  $x, y, z$  punktów mierzono metodą biegunową, wyznaczając względne  $dx, dy$  oraz bezwzględne  $\Delta x, \Delta y$  przemieszczenia poziome punktów. Nachylenie stoku osuwiska jest zbieżne z kierunkiem współrzędnej  $x$ . Równocześnie obliczono względne  $dz$  i bezwzględne  $\Delta z$  przemieszczenia pionowe reperów. Różnice względne w wartościach współrzędnych



określają przemieszczenie położenia punktów obserwacyjnych pomiędzy dwoma następującymi po sobie cyklami pomiarowymi, natomiast wartości różnicy bezwzględnej podają przemieszczenie punktów pomiędzy pomiarem wstępnym, a bieżącym. Obydwie wartości podane są w milimetrach. Zestawienie wartości różnic względnych i bezwzględnych współrzędnych punktów obserwacyjnych otrzymanych na podstawie pięciu cykli pomiarowych zamieszczono w tabelach 6.4-6.6. Szczegółowe informacje na temat zastosowanych w pomiarach osuwiska procedur można znaleźć w opracowaniu powykonawczym [40].

Tab. 6.4. Pomiary przemieszczenia współrzędnych x,y,z dla odwiertu pomiarowego B1 [40]

Pomiar		Współrzędne			Różnice współrzędnych [mm]					
L.p.	Data	x	y	z	dx	$\Delta x$	dy	$\Delta y$	dz	$\Delta z$
1	26.06.06	52034,700	87113,794	198,872	-	-	-	-	-	-
2	29.07.06	52034,702	87113,792	198,871	+ 2	+ 2	- 2	- 2	- 1	- 1
3	26.08.06	52034,705	87113,792	198,870	+ 3	+ 5	$\pm 0$	- 2	- 1	- 2
4	23.09.06	52034,700	87113,792	198,872	- 5	$\pm 0$	$\pm 0$	- 2	+ 2	$\pm 0$
5	21.10.06	52034,701	87113,796	198,871	+ 1	+ 1	+ 4	+ 2	- 1	- 1

Tab. 6.5. Pomiary przemieszczenia współrzędnych x,y,z dla odwiertu pomiarowego B2 [40]

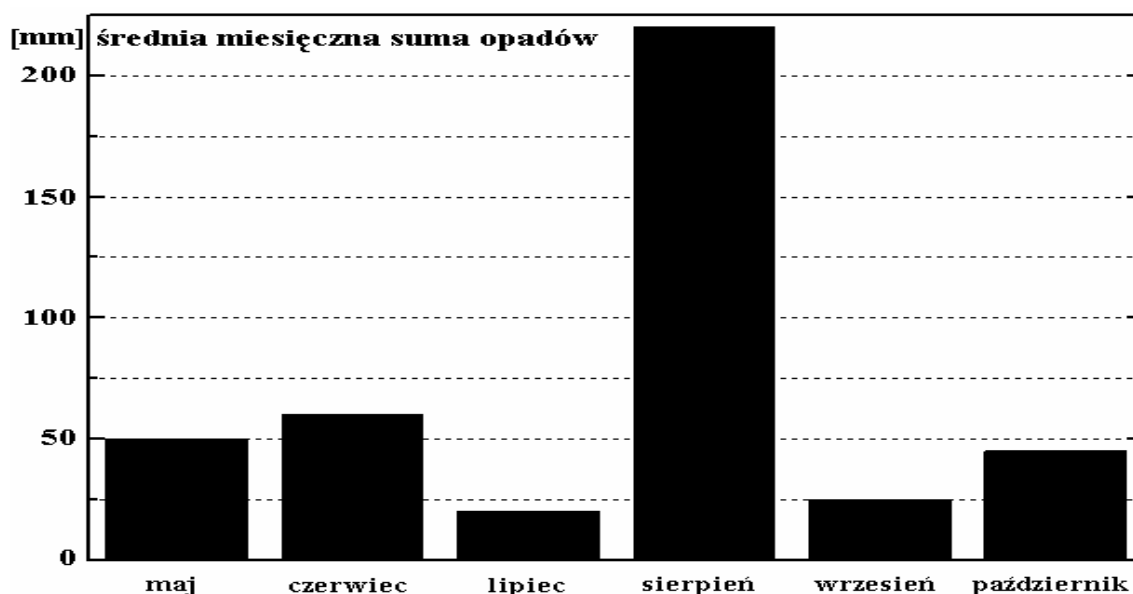
Pomiar		Współrzędne			Różnice współrzędnych [mm]					
L.p.	Data	x	y	z	dx	$\Delta x$	dy	$\Delta y$	dz	$\Delta z$
1	26.06.06	52058,932	87148,642	198,480	-	-	-	-	-	-
2	29.07.06	52058,936	87148,639	198,476	+ 4	+ 4	- 3	- 3	- 4	- 4
3	26.08.06	52058,949	87148,630	198,473	+ 13	+ 17	- 9	- 12	- 3	- 7
4	23.09.06	52058,964	87148,623	198,448	+ 15	+ 32	- 7	- 19	- 25	- 32
5	21.10.06	52058,973	87148,617	198,439	+ 9	+ 41	- 6	- 25	- 9	- 41

Tab. 6.6. Pomiary przemieszczenia współrzędnych x,y,z dla odwiertu pomiarowego B3 [40]

Pomiar		Współrzędne			Różnice współrzędnych [mm]					
L.p.	Data	x	y	z	dx	$\Delta x$	dy	$\Delta y$	dz	$\Delta z$
1	26.06.06	52102,255	87214,538	191,206	-	-	-	-	-	-
2	29.07.06	52102,257	87214,540	191,204	+ 2	+ 2	+ 2	+ 2	- 2	- 2
3	26.08.06	52102,262	87214,543	191,200	+ 5	+ 7	+ 3	+ 5	- 4	- 6
4	23.09.06	52102,303	87214,546	191,184	+ 41	+ 48	+ 3	+ 8	- 16	- 22
5	21.10.06	52102,318	87214,548	191,176	+ 15	+ 63	+ 2	+ 10	- 8	- 30

Na podstawie wyników wykonanych pomiarów widać, że dla repera związanego z punktem pomiarowym B1 nie zanotowano w całym okresie obserwacji istotnych przemieszczeń poziomych ani pionowych. Rejestrowane zmiany współrzędnych mieszczą się w zakresie błędu pomiarowego metody (tab. 6.4). Dla reperów związanych z odwiertami B2 i B3 widoczne są wyraźne przemieszczenia w każdym z kierunków z dobrze zaznaczonym trendem zmian (tab.6.5÷6.6). W obydwu przypadkach względnie duże wartości przemieszczeń zaobserwowano w miesiącach letnich, w których wystąpiły wzmożone opady deszczu, co przedstawiono na rys. 6.63. Sytuacja taka miała miejsce przez cały sierpień do początku września 2006. Przykładowo dla repera związanego z odwiertem B3 na przełomie

miesiący sierpień-wrzesień przemieszczenie względne dx wyniosło +41 mm. Dla tego samego odwiertu w okresie letniej suszy pomiędzy czerwcem a lipcem nie obserwowano przemieszczenia punktu. Spostrzeżenie to można uogólnić na punkt obserwacyjny B2.



Rys. 6.63. Średnia suma opadów w miesiącach maj÷październik 2006 roku w województwie dolnośląskim (na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej)

## 6.7. Podsumowanie prac pomiarowych

Wykonane pomiary na terenach osuwisk stanowiły praktyczne rozwinięcie problemu badawczego, polegającego na określeniu związku pomiędzy aktywnością osuwiska, a anomalnymi polami elektromagnetycznymi emitowanymi przez warstwy osuwiska. Pomiary wykonano w specjalnie do tego celu przystosowanych odwiertach pomiarowych, o czym szeroko dyskutowano w rozdziałach 2 i 5. Zasadnicze badania emisyjności pól magnetycznych wykonano pośród trzech grup osuwisk. Do pierwszej z nich można zaliczyć osuwiska stabilne – osuwisko w Falkowej lub osuwiska o chwilowym zaniku aktywności – osuwisko w Szymbarku. Drugą kategorię stanowią osuwiska czynne o zmiennej sezonowej aktywności – osuwisko w Jaroszowie. Trzeci typ to osuwiska skalne, do których zalicza się osuwisko w Jelsãvie.

Cykliczne i kompleksowe badania wykonano na osuwisku w miejscowości Jarosów, z dwóch istotnych względów. Po pierwsze osuwisko w Jaroszowie wykazywało ciągłą aktywność, a zmienne tempo ruchów osuwiskowych wynikało głównie ze zmian wewnętrznych warunków hydrogeologicznych osuwiska, wywołanych opadami deszczu. Prawidłowości te zostały obiektywnie potwierdzone cyklicznymi pomiarami przemieszczenia reperów związanych z odwiertami pomiarowymi pkt 6.6.5, oraz wizualną obserwacją deformacji powierzchni stoku osuwiska (Dodatek). Drugim z powodów był swobodny dostęp do terenu osuwiska jak również możliwość prowadzenia na jego obszarze prac naruszających spójność przypowierzchniowych warstw gruntu np. wykonania zakotwiczeń reperów. Na osuwisku w Jaroszowie wykonano też szereg pomiarów weryfikujących oraz uzupełniających zasadnicze pomiary natężeń pól magnetycznych w odwiertach (pkt. 6.6.2÷6.6.4).

Dokonana przez autora rozprawy ocena intensywności zachodzących w osuwisku procesów geodynamicznych bazowała na rejestracji wypadkowej wartości natężenia pola

magnetycznego w funkcji głębokości odwiertu pomiarowego. Taki sposób prowadzenia pomiarów prezentowany jest w pracach [6-8,10-13,22,31-32,41]. Równocześnie w czasie trwania pomiaru rejestrowano naziemne pole magnetyczne, obserwując jego charakter, o czym szerzej dyskutowano w pkt. 5.1 i 6.2. W przypadku wykrycia sygnału zakłócającego, głównie impulsowego, o amplitudzie znacząco przekraczającej poziom tła, pomiar klasyfikowano jako błędny (pkt 6.2). Jak zostało uprzednio stwierdzone, warstwy osuwiska o zwiększonym poziomie naprężeń mechanicznych wykazują podwyższone względne poziomy natężenia pola magnetycznego, w stosunku do poziomu tła ustalonego na podstawie pomiarów wykonanych w odwiercie usytuowanym na nieaktywnej części osuwiska lub na głębokościach odwiertu, gdzie warstwy są stabilne. Takie kryterium oceny zostało przyjęte przez autora do interpretacji wyników pomiarów aktywności magnetycznej osuwisk (pkt 6.2). Starano się również ocenić wpływ zewnętrznych pól zakłócających, związanych głównie z infrastrukturą człowieka, na wynik pomiaru. W tym celu wykonano serię pomiarów na osuwiskach stabilnych lub nieaktywnych w chwili prowadzenia badań.

Analizując przebiegi natężenia pola magnetycznego zarejestrowane wzdłuż czterech odwiertów wykonanych na osuwisku chwilowo nieaktywnym (pkt 6.3), można dostrzec ich zbliżony kształt rys. 6.7÷6.10. Poniżej przypowierzchniowych warstw gruntu, gdzie widoczny jest znaczny wpływ pól zakłócających, natężenie pola magnetycznego ulega stabilizacji, osiągając praktycznie stałą wartość wzdłuż odwiertów na poziomie ok.  $4\div 5 \cdot 10^{-6}$  A/m, którą uznać należy za wypadkowy poziom tła pola magnetycznego. Dla każdego odwiertu wartość poziomu tła nie ulega zasadniczym zmianom pomiędzy kolejnymi pomiarami, wykonanymi w odstępie ok. 10 minut. Podobne spostrzeżenia poczyniono na podstawie pomiarów wykonanych na osuwisku ustabilizowanym, którego stabilność potwierdziły pomiary inklinometryczne (pkt 6.4). W tym przypadku zależnie od badanego odwiertu wartość poziomu tła pola magnetycznego zmienia się w zakresie  $6\div 9 \cdot 10^{-6}$  A/m. W odwiertach oznaczonych jako O2, O3 (rys. 6.13, 6.14) przebieg natężenia pola magnetycznego wzdłuż odwiertu ma zaburzony charakter, lecz maksymalne bezwzględne wahania natężenia pola magnetycznego na poziomie  $\pm 1 \cdot 10^{-6}$  A/m nie pozwalają na wyróżnienie niestabilnych stref osuwiska.

Pomiary emisyjności pól magnetycznych wykonane w czaszy skalnego osuwiska w miejscowości Jelsäva (pkt 6.5) umożliwiły wykrycie niejednorodności w budowie płaszcza skalnego. Obserwowane zaburzenia w rejestrowanym w odwiertach polu magnetycznym korespondują z usytuowaniem wtrąceń (kęsów) magnezytu w czaszy skalnej, utworzonej głównie z dolomitu (rys. 6.16÷6.19). Wyniki laboratoryjnych badań emisyjności elektromagnetycznej próbek magnezytu i dolomitu, przedstawione w pkt. 3.3.2 i 3.3.3 wykazują większą emisyjność elektromagnetyczną magnezytu. Na podstawie zarejestrowanych profili emisyjności magnetycznej dla odwiertów J43, J129 i J135 należy przypuszczać, że w ich pobliżu, w czaszy skalnej, nie występują strefy zwiększonych naprężeń mechanicznych, o czym świadczy ustabilizowany poziom natężenia pola na głębokościach występowania dolomitu. Zakładając równomierny poziom naprężeń mechanicznych w czaszy, działających zarówno na dolomit jak i na fragmenty magnezytu, jak również mając na uwadze wyniki badań laboratoryjnych łatwo można wytłumaczyć zjawisko zwiększonej emisyjności pól magnetycznych na głębokościach zalegania magnezytu. Ciekawie prezentują się też wyniki pomiarów uzyskane z odwiertu J133 (rys. 6.18). Odwiert przechodzi na wylot czaszy, przecinając wyłącznie warstwy dolomitu. Obserwowany jest nieznaczny wzrost natężenia pola magnetycznego począwszy od 12 m głębokości, który mógł być wywołany zwiększonym poziomem naprężeń mechanicznych. Następnie widoczny jest nagły spadek rejestrowanego natężenia pola do poziomu  $4 \cdot 10^{-6}$  A/m, co związane jest z przejściem sondy pomiarowej do wnętrza jaskini powyrobowiskowej.

Podczas prac pomiarowych na osuwisku Halina w Jaroszowie (pkt 6.6) zauważono następującą prawidłowość: dla niskich wartości częstotliwości rejestracji samoistnej emisji pól magnetycznych obserwowane są wysokie poziomy natężeń, które podlegają jednak znacznym fluktuacjom. Najniższą częstotliwość pracy systemu, wynoszącą 7 kHz, dobrano eksperymentalnie tak, by możliwa była jeszcze obserwacja anomalii związanych z aktywnością osuwiska. Próby rejestracji naturalnych pól magnetycznych na częstotliwościach niższych od 6 kHz nie dały pozytywnych rezultatów. Czytelność pomiarów zwiększa się ze wzrostem częstotliwości pól magnetycznych ( $f_0=14$  kHz). Jednak przy wyższych częstotliwościach pracy systemu obserwowany jest spadek poziomu rejestrowanego natężenia pola magnetycznego ( $f_0=19$  kHz). Na podstawie cyklicznie prowadzonych na osuwisku Halina pomiarów emisyjności pól magnetycznych, stwierdzono, że warstwy głębsze, położone poniżej 10 metra, wykazują zwiększony poziom naprężeń mechanicznych i tu najprawdopodobniej następuje powolny ruch osuwiska, wywołujący widoczne i mierzalne powierzchniowe skutki aktywności. Osuwisko zwiększa swą aktywność po opadach deszczu (rys. 6.63), co potwierdziły pomiary przemieszczenia sieci reperów oraz pomiary aktywności magnetycznej osuwiska w miesiącach sierpień–wrzesień 2006 roku. W partiach osuwiska w okolicy odwiertu B2 następuje również przemieszczenie warstw na głębokości pomiędzy 7 a 11 metrem, o czym wnioskować można analizując wynik pomiaru z rys. 6.38. Jednak pełna odpowiedź na to pytanie może być uzyskana dopiero po wykonaniu pomiarów inklinometrycznych.

Odmienną grupę badań wykonanych na osuwisku w Jaroszowie stanowią badania weryfikujące oraz pomocnicze. Do badań weryfikujących zaliczyć można sondowanie elektrooporowe wykonane jednokrotnie dla każdego z trzech odwiertów. Zasadniczym celem tych pomiarów było wykrycie stref o niskiej rezystywności. Zdaniem autora strefy te zważywszy na jednorodną budowę geomorfologiczną osuwiska, mogą być strefami o podwyższonym nawodnieniu, wywołującymi potencjalną niestabilność osuwiska. Spostrzeżenia takie niejednokrotnie sygnalizowane są w literaturze.

Punkty sondowania elektrooporowego zostały wytyczone w pobliżu odwiertów pomiarowych B1÷B3. Dla punktu pomiarowego związanego z odwiertem B1 minimalna wartość rezystywności występuje w okolicach 10 m głębokości (rys. 6.58) i tam też zaczynają być stale obserwowane zwiększone wartości natężenia pola magnetycznego w odwiercie (pkt 6.6.1.1). Podobnie dla stref osuwiska w pobliżu odwiertu B2 zmierzono najmniejsze wartości rezystywności na głębokościach pomiędzy 6 a 8 metrem głębokości. Tam też w czasie pomiarów wykonanych 31.03.2005 (rys. 6.38), obserwowano zwiększoną emisyjność pól magnetycznych na głębokościach 7÷11 m. Kolejne pomiary wzdłuż pełnego profilu odwiertu B2 okazały się niemożliwe ze względu na utratę drożności, spowodowaną najprawdopodobniej znacznym przemieszczeniem warstw osuwiska, poniżej 6 metra głębokości, o czym świadczy wynik pomiaru zaprezentowany na rys. 6.39. W przypadku odwiertu B3 wykazującego stałą zwiększoną emisyjność magnetyczną dolnych warstw osuwiska, poniżej głębokości 10 m (pkt 6.6.1.3), minimum rezystywności zmierzono na głębokości 15 m (rys. 6.60). Zaprezentowane wyniki pomiarów pozwalają stwierdzić, że minimalne wartości rezystywności występują na głębokościach, gdzie obserwowana jest zwiększona emisyjność pól magnetycznych przez osuwisko. Zauważyć należy też, że przedział głębokości, w którym obserwowane są anomalie magnetyczne jest znacznie szerszy od zakresu, w którym profile elektrooporowe przyjmują wartości najmniejsze.

Drugą istotną grupą pomiarów weryfikujących były pomiary przemieszczenia sieci reperów, których wyniki zamieszczono w pkt 6.6.5. Pomiary wykonano w okresie czerwiec+październik 2006 roku. Rozpatrując pomiary natężeń pól magnetycznych w odwiertach, wykonane w analogicznym okresie czasu, widzimy ich znaczną korelację z przemieszczeniem partii osuwiska w okolicach danego odwiertu pomiarowego. W czasie

silnych opadów atmosferycznych, które wystąpiły w sierpniu 2006 roku (rys. 6.63), największemu przemieszczeniu uległy partie osuwiska w okolicach odwiertu B3 (rys. 6.20). W wykonanych w tym samym czasie pomiarach pól magnetycznych dla odwiertu B3 (pkt 6.6.1.3) widoczny jest wzrost emisyjności magnetycznej potwierdzony badaniami wykonanymi w sierpniu i wrześniu 2006 roku w porównaniu z okresem suszy przypadającym na lipiec, w którym obserwowano najmniejsze przemieszczenia repera związanego z odwiertem B3. Podobne spostrzeżenia można poczynić dla części osuwiska związanej z odwiertem B1, lecz tam wpływ destabilizującego czynnika w postaci intensywnych opadów deszczu jest mniej widoczny niż dla odwiertu B3.

Celem badań pomocniczych było określenie potencjalnych czynników destabilizujących osuwisko na głębokościach, na których pomiar emitowanych przez osuwisko pól magnetycznych jest niemożliwy lub utrudniony. Sytuacja taka występuje w przypadku przypowierzchniowych warstw osuwiska, gdzie poziom wnikających elektromagnetycznych pól zakłócających jest znaczny, co dyskutowane było w rozdziale drugim. Dla osuwiska Halina należy przyjąć, że wpływ zakłóceń zewnętrznych w odwiercie przestaje być zauważalny poniżej 3 metra głębokości. W przypadku innych osuwisk sytuacja może być odmienna, w zależności od własności gruntu i od przypadkowego natężenia zakłóceń elektromagnetycznych.

Jako metody pomocnicze wybrano metodę pomiaru potencjałów własnych oraz metodę pomiaru rezystywności pozornej układem anten w konfiguracji koplarniej poziomej. Sposób prowadzenia pomiarów za pomocą wymienionych wyżej metod oraz opis zastosowanej do tego celu aparatury przedstawiono w pkt. 5.3 i 5.4. Mierząc rozkład potencjałów własnych można wyznaczyć kanały przepływu wód podziemnych, których obecność w strukturze osuwiska wpływa negatywnie na jego stabilność. Problem ten poruszany w wielu publikacjach, komentowano w rozdziale 2. Widoczny na obydwu mapach rozkładu potencjałów własnych (rys. 6.61 i 6.62) prezentowanych w pkt 6.6.4 trend wykazujący wzrost potencjału (dodatnie anomalie SP) w dolnych partiach osuwiska wynika ze swobodnego przepływu wód podziemnych w kierunku niżej położonych stref pod wpływem sił grawitacji. Zjawisko to określane jako efekt topograficzny (ang. topographic effect), obserwowane jest w przypadku osuwisk lub innych zboczy, w których nie zachodzą anomalne procesy geodynamiczne [4,103]. Dla właściwej interpretacji wyników pomiaru ważna jest obserwacja lokalnych zaburzeń w rozkładzie potencjału, jak również stałość mierzonych anomalii w czasie, co wymaga cykliczności w prowadzeniu badań. W przypadku badań przedstawionych w rozprawie odstęp pomiędzy pomiarami wyniósł ponad trzy miesiące. W czasie tym wystąpiły znaczne wahania klimatyczne, nie wpływając znacząco na zmiany w rozkładzie potencjału na obszarze osuwiska. Fakt ten świadczy o stabilnych warunkach hydrologicznych osuwiska. Obserwowane na obydwu mapach rozkładu potencjałów własnych obniżenie jego wartości (ujemne anomalie SP) w okolicy drogi wynika z jej usytuowania na nasypie dodatkowo oddzielnym od stoku osuwiska rowem melioracyjnym. Powoduje to słaby kontakt elektryczny obszaru przyległego do drogi z pozostałą częścią osuwisk oraz dodatkowy lokalny odpływ wód gruntowych ze strefy nasypu. Odpływ wód gruntowych ze strefy nasypu dodatkowo zwiększa wartości potencjału własnego na obszarach osuwiska przyległych do drogi, a położonych poza rowem melioracyjnym. Rozpatrując rozkład potencjałów własnych występujących lokalnie w górnych partiach osuwiska w okolicach odwiertu B1, B2 należy zauważyć dwa obszary o zróżnicowanych wartościach potencjału. Pierwszy z nich o wartościach potencjału rzędu  $2\div 6$  mV położony jest poniżej odwiertu B1. Drugi obszar przyległy do odwiertu B2 wykazuje wysokie wartości potencjału  $12\div 15$  mV. Na podstawie takiego rozkładu potencjału należy sądzić, że przepływ wód podziemnych występuje w kierunku zgodnym z gradientem zmian potencjału własnego, czyli odbywa się od obszarów o niskiej wartości potencjału do obszaru

gdzie potencjał osiąga wysokie wartości [4,103]. W dolnej partii osuwiska w okolicy odwiertu B3 widoczny jest lokalny wzrost wartości potencjału, niezależny od efektu topograficznego. Można przypuszczać że na obszarze tym występuje główne ujście wód gruntowych wpływających do dolnych partii osuwisk. Na podstawie przedstawionych w pkt 6.6.4 wyników pomiarów rozkładu potencjałów własnych na osuwisku można wyznaczyć drogi przepływu wód gruntowych, nie sposób jednak określić intensywności zachodzących procesów.

Druga z metod pomocniczych wykorzystująca układ anten koplanarnych poziomych do wyznaczenia rezystywności pozornej warstwowego ośrodka półprzewodzącego (pkt 5.3) jest metodą dobrze znaną i szeroko stosowaną w geofizyce i geologii, co było dyskutowane w rozdziale 2. Pomiary wykonano dla czterech wartości głębokości penetracji, wynoszących 2,3,4 i 5 m, a uzyskane wyniki zamieszczono w pkt. 6.6.3. Mając na uwadze fakt jednorodnej budowy geologicznej przypowierzchniowych warstw osuwiska można, podobnie jak w przypadku metody elektrooporowej, wskazać miejsca o najniższych wartościach rezystywności pozornej  $\rho$ , czyli obszary o zwiększonym poziomie nawodnienia [16,27,60-62]. Logiczna wydaje się więc próba porównania uzyskanych wyników z wynikami otrzymanymi w trakcie sondowania elektrooporowego, które przedstawiono w pkt 6.6.2. Trudno w tym przypadku spodziewać się zbieżności co do wartości bezwzględnej zmierzonych wartości rezystywności pozornej  $\rho$ , biorąc pod uwagę fakt że wyniki uzyskano stosując dwie różne metody, a same pomiary wykonano w znacznym odstępie czasu. Istotne jest natomiast porównanie dla każdej z metod trendu zmian rezystywności pozornej  $\rho$  w funkcji głębokości pomiaru.

I tak dla części osuwiska związanego z odwiertem B1 (tab. 6.1) trudno jednoznacznie wskazać prawidłowość zmian rezystywności. Zauważalny jest nieznaczny spadek wartości rezystywności począwszy od 3 metra głębokości, podobnie jak było to obserwowane w metodzie elektrooporowej (rys. 6.58). Dla pomiaru związanego z odwiertem B2 (tab. 6.2) trend zmian rezystywności pozornej jest bardziej klarowny. Dla każdego z czterech pomiarów rezystywność pozorna maleje z głębokością, a różnice w mierzonych wartościach wykazują większe rozbieżności niż w przypadku pomiaru wykonanego w sąsiedztwie odwiertu B1. Podobne przedstawiają się wyniki dla metody elektrooporowej (rys. 6.59). Pozwala to utwierdzić się w poczynionym wcześniej spostrzeżeniu że w okolicach 6 metra głębokości występują czynniki destabilizujące osuwisko, do których z całą pewnością zaliczyć można lokalne zwiększone nawodnienie ciała osuwiskowego. Jak wspomniano na głębokościach tych rejestrowano zwiększony poziom emisyjności pól magnetycznych oraz utratę drożności odwiertu pomiarowego B2. Pomiary elektromagnetyczne w miejscu związanym z odwiertem B3 wykazały zbliżone wartości rezystywności na głębokościach 2,3 i 5 m, w obrębie danej serii pomiarów (tab. 6.3). Jedynie na głębokości 4 m widoczny jest dla każdej serii pomiarów wzrost rezystywności, średnio o ponad 10  $\Omega\text{m}$  w stosunku do pozostałych wartości rezystywności. Nie pozwala to na wysnuć ogólnego stwierdzenia na temat procesów wewnętrznych zachodzących w tej części osuwiska. Strefa spodziewanej aktywności w tej części osuwiska położona jest znacznie głębiej, poniżej 10 metra.

W przypadku pomiarów jednostkowych, jak to miało miejsce w dyskutowanej powyżej sytuacji, fluktuacje w wartościach rezystywności pozornej na małych głębokościach rzędu 1÷2 m są znaczne i mogą być wynikiem np. krótkotrwałych opadów deszczu nie odzwierciedlając w pełni warunków hydrogeologicznych oraz anomalii w budowie geologicznej osuwiska. Wskazane jest więc w przypadku badania osuwisk wykonanie kompleksowych pomiarów rezystywności pozornej na obszarze całego osuwiska dla kilku ustalonych głębokości sondowania. Pomocne jest tu zastosowanie mobilnego, zautomatyzowanego systemu pomiarowego, takiego, jaki został przedstawiony w pracy [5].

## 7. Zakończenie

Celem pracy, który został postawiony w tezie naukowej rozprawy (pkt 2), było określenie związku pomiędzy aktywnością osuwisk w ujęciu geodynamiki, a emitowanym przez nie promieniowaniem elektromagnetycznym. Prace badawcze na terenach rzeczywistych osuwisk wykonano stosując system pomiarowy rejestrujący składową magnetyczną pola. Rozpatrzone w tym celu zostały elementarne sytuacje tj. osuwisko o wygasłej aktywności, osuwisko czasowo aktywne, lecz chwilowo nie wykazujące aktywności oraz osuwisko aktywne. Zmierzona została również emisja pól magnetycznych z podlegającego jednoczesnym procesom deformacyjnym i osuwiskowym sklepienia skalnego jaskini powyrobiskowej w kopalni magnezytu.

Wykonane pomiary umożliwiły udowodnienie tezy naukowej, postawionej w rozprawie. Na podstawie wstępnych badań laboratoryjnych jak również pomiarów na terenach osuwisk stwierdzono emisję pól elektromagnetycznych związaną z aktywnością osuwisk. W celu weryfikacji słuszności poczynionych przez autora spostrzeżeń, przeprowadzono szereg pomiarów porównawczych (pomiary elektrooporowe, pomiary impedancji wzajemnej układu anten, pomiary potencjałów własnych), w których autor rozprawy brał czynny udział. Jedynie wykonanie pomiarów przemieszczenia wierzchnich warstw osuwiska w miejscowości Jaroszów w całości zlecono specjalistycznej firmie geodezyjnej (Usługi Geodezyjno-Kartograficzne Kłyż Józef – Czarny Bór). W pracy wykorzystano też wyniki pomiarów geoinżynierskich udostępnionych autorowi przez służby geologiczne odpowiedzialne za monitorowanie rozpatrywanych osuwisk.

Badania wykonane w terenie poprzedzono serią badań laboratoryjnych, w trakcie których rejestrowano emisję elektromagnetyczną z frakcji skalnych i gruntowych podobnych do tworzących badane w rzeczywistości osuwiska. Na tej podstawie określono charakter emisji elektromagnetycznej dla każdej z rozpatrywanych frakcji, koncentrując uwagę na widmowym rozkładzie częstotliwości rejestrowanych przebiegów. Wyniki pomiarów laboratoryjnych uznane zostały za zgodne z informacjami zawartymi w dostępnej literaturze z tego tematu. W konsekwencji ustalenia te wykorzystano jako wytyczne do opracowania i wykonania aparatury do rejestracji promieniowania elektromagnetycznego występującego na obszarach osuwisk. Skonstruowaną przez autora aparaturę pomiarową wykorzystano do badania aktywności magnetycznej osuwisk.

W tym miejscu należy podkreślić że podstawowym ograniczeniem natury organizacyjno-technicznej w badaniach prowadzonych przez autora był brak dostatecznej liczby aktywnych osuwisk, na których możliwe było wykonanie prac pomiarowych. Ograniczenia wynikały bezpośrednio ze specyfiki prowadzonych badań, do wykonania których wymagane było dysponowanie odwiertami pomiarowymi wykonanymi w ciele aktywnego osuwiska. Dostępne dla prac badawczych odwierty znajdowały się głównie na obszarach osuwisk ustabilizowanych lub osuwisk okresowo aktywnych. Odwierty w osuwiskach o zanikłej aktywności wykonywane są z reguły w przypadku, gdy w pobliżu monitorowanego osuwiska ulokowane są domy mieszkalne lub przebiegają drogi. W tych przypadkach odwierty służą okresowej kontroli przemieszczenia osuwiska za pomocą pomiarów inklinometrycznych, a szacowany czas użyteczności odwiertów jest długi, czyniąc inwestycję opłacalną. Na osuwiskach aktywnych o widocznych powierzchniowych symptomach aktywności odwierty pomiarowe nie są wykonywane, ze względu na nieopłacalność inwestycji oraz znaczne trudności techniczne związane z wykonaniem odwiertu pomiarowego, szczególnie, gdy wymagane jest, by przecinał on spodziewaną płaszczyznę poślizgu. Rozwój osuwisk o ciągłej i silnej aktywności oceniany jest zazwyczaj na podstawie cyklicznej porównawczej oceny wzrokowej lub przez geodezyjne pomiary

przemieszczenia wybranych punktów obserwacyjnych osadzonych na powierzchni osuwiska (tzw. reperów).

**Do głównych osiągnięć naukowych i eksperymentalnych autora pracy można zaliczyć:**

- Podjęcie nowatorskich w naszym kraju zagadnień badawczych, a ważnych ze względu na zniszczenia infrastruktury ludzkiej spowodowanej aktywnością osuwisk. Problem zagrożenia osuwiskami stał się szczególnie istotnym na południu Polski po fali powodzi, które wystąpiły w 1997 roku.
- Zestawienie stanowiska laboratoryjnego do badania emisyjności elektromagnetycznej z próbek skał, żwiru, piasku oraz gleby poddanych obciążeniu mechanicznemu zadawanemu ręczną prasą hydrauliczną. Przeprowadzenie pomiarów emisyjności elektromagnetycznej wybranych skał i gruntów podobnych do tych, które wchodzi w skład badanych osuwisk.
- Opracowanie i skonstruowanie unikalnej, objętej zgłoszeniem patentowym, aparatury do badań emisyjności elektromagnetycznej z osuwisk o różnorodnej budowie geologicznej i różnym stopniu aktywności (Szymbark, Jaroszków). Aparatura znalazła również zastosowanie do oceny naprężeń występujących w warstwach i blokach skalnych pod wpływem zachodzących wewnętrznych procesów geodynamicznych. Sytuacja taka ma miejsce min. w przypadku osuwisk skalnych (Jelšava).
- Wykonanie pomiarów emisyjności pól magnetycznych na rzeczywistych osuwiskach o zróżnicowanej budowie geologicznej. W czasie prac pomiarowych badano zarówno osuwiska czasowo nieaktywne (Szymbark), osuwiska niegdyś aktywne, a obecnie nie wykazujące aktywności w wyniku wykonanych prac stabilizacyjnych (Falkowa), osuwiska aktywne (Jaroszków) oraz osuwisko skalne (Jelšava).

Stosunkowo najwięcej czasu poświęcono badaniu powolnie pełzającego aktywnego osuwiska w miejscowości Jaroszków, gdzie prowadzono cykliczne badania w latach 2005÷2007. Prócz właściwych pomiarów emisyjności pól magnetycznych wykonano szereg pomiarów weryfikujących, łącznie z geodezyjnymi pomiarami przemieszczenia reperów. Swobodny dostęp do terenu osuwiska możliwy był dzięki współpracy nawiązanej pomiędzy autorem dysertacji a Ekologicznym Centrum Utylizacji w Jaroszkowie – właścicielem terenu, na którym znajduje się osuwisko.

W celu otrzymania użytecznych dla praktycznego badania osuwisk i usystematyzowanych wyników rozpoczęta przez autora praca badawcza wymaga dalszej kontynuacji. Badania emisji pól magnetycznych z aktywnych osuwisk należy uznać za obiecujące i warte dalszej kontynuacji. W przyszłości konieczne jest wykonanie większej liczby pomiarów na terenach aktywnych osuwisk, szczególnie takich, na których prowadzone są równoległe inklinometryczne pomiary przemieszczenia. Ważnym problemem, który może zostać rozwiązany po zbadaniu większej liczby osuwisk o zróżnicowanej budowie geologicznej, jest ustalenie dla każdego z nich relacji pomiędzy natężeniem poziomu tła, a występującymi anomaliami wynikającymi z aktywności osuwiska w zależności od intensywności zachodzących procesów osuwiskowych.

W praktyce badania takie związane są z długoterminowymi pomiarami wytypowanych osuwisk i obejmować powinny obserwację aktywności elektromagnetycznej we wszystkich stadiach rozwoju osuwiska.



Więcej interesujących informacji na temat emisyjności elektromagnetycznej osuwisk można uzyskać prowadząc pomiary w szerokim pasmie częstotliwości, lecz zabieg taki wymaga znacznej modyfikacji aparatury. Według autora, równie istotne z punktu widzenia użyteczności proponowanej metody pomiarowej jest uzupełnienie systemu pomiarowego o człon realizujący cyfrową obróbkę sygnałów pochodzących z odbiornika podziemnego, jak i umieszczonego na powierzchni. Zalecenie to wydaje się być szczególnie istotne w przypadku podjęcia szerokopasmowej obserwacji pól elektromagnetycznych związanych z aktywnością osuwisk. Stosując zaawansowane adaptacyjne algorytmy filtracji sygnałów dyskretnych możemy znacząco wyeliminować wpływ niepożądanych sygnałów zakłócających na wynik pomiaru, szczególnie gdy możliwe jest wskazanie potencjalnych źródeł ich pochodzenia. W rozważanym przypadku będą to z pewnością harmoniczne częstotliwości sieci energetycznej oraz szeroka klasa zakłóceń o charakterze impulsowym pochodzących od pojazdów mechanicznych, osiedli ludzkich jak też dalekich wyładowań atmosferycznych itp. Zagadnienie to wymaga jednak podjęcia szerszych odrębnych badań.

Zdaniem autora, docelowo możliwe jest opracowanie i praktyczne wykonanie systemu pomiarowego do ciągłego monitorowania aktywności osuwisk. W rozwiązaniu takim w odwiercie, na głębokości występowania płaszczyzny poślizgu osuwiska umieszczony mógłby zostać stale odbiornik rejestrujący natężenie pola magnetycznego. Informację na temat głębokości usytuowania płaszczyzny poślizgu uzyskać można na podstawie standardowych pomiarów inklinometrycznych lub innych. Odbiornik może zostać zawieszony na przewodzie światłowodowym, transmitującym na powierzchnię zmierzony sygnał w celu dalszego przetworzenia. Zależnie od wymagań możliwa jest ciągła rejestracja sygnału w pamięci półprzewodnikowej (np. karta MMC) lub opracowanie prostego układu porównawczego, który wysyła sygnał alarmowy, gdy wypadkowe natężenie pola magnetycznego przekroczy wartość krytyczną. W przypadku występowania większej liczby płaszczyzn poślizgu w badanym osuwisku, konieczne będzie wprowadzenie do odwiertu odpowiednio większej liczby odbiorników. Dla tego typu potrzeb pomiarowych konieczne jest zaprojektowanie odpowiedniego układu elektronicznego odbiornika o małym poborze prądu oraz zaopatrzenie sondy w bardziej wydajne źródło zasilania, zapewniające długi okres nieprzerwanej pracy.

## Wykaz literatury:

- [1] Adler P.M.; „Macroscopic electroosmotic coupling coefficient in random porous media”; *Mathematical Geology* vol. 33, no.1/2001
- [2] Baron I., Cilek V., Krejci O., Melichar R., Hubatka F.; “Structure and dynamics of deep – seated slope failures in the Magura Flysch Nappe, outer Western Carpathians (Czech Republic)”; *Natural Hazards and Earth System Science*, no.4/2004
- [3] Barsukow O. M.; „Oценка магнитных возмущений электромагнитической природы”; *Fizika Zemlji* 1/1990
- [4] J., Dostal D., Benes V., Tesar M.; „Application of geophysical methods in the study of landslide movements, taking into account geological conditions in the Sudety mountains”; *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Czech Republic 2005
- [5] Beziuk G.; “Impedancja wzajemna układu anten ramowych pracujących przy wielkiej częstotliwości, umieszczonych w pobliżu niejednorodnego ośrodka półprzewodzącego”; *Rozprawa doktorska – Instytut Telekomunikacji i Akustyki Politechniki Wrocławskiej Raport ITA I28/04/P-010*; Wrocław 2004
- [6] Blaha P.; „Zmiany naturalnego pola elektromagnetycznego na osuwisku Karolinka”; *Laboratory and Field Observations in Seismology and Engineering Geophysics, Institute of Geonics of the AS CR, Ostrava - Poruba, Czech Republic 2002*
- [7] Blaha P. , Duras R.; „Czasowy rozkład emisji elektromagnetycznej”; *Laboratory and Field Observations in Seismology and Engineering Geophysics, Institute of Geonics of the AS CR, Ostrava - Poruba, Czech Republic 2002*
- [8] Blaha P., Duras R.; “Natural high-frequency field in the Karolinka landslide”; *Sbornik 12, Nove vysledky seismologických, geofyzikálních a geotechnických průzkumu, Ostrava - Poruba, Czech Republic 2003*
- [9] Blaha P., Lukes J.; „Well logging methods and slope deformations”; *Proceedings of the First European Conference on Landslides, Prague, Czech Republic, 24 - 26 June 2002.*
- [10] Blaha P.; “Natural high-frequency field by the human residences”; *Sbornik 12, Nove vysledky seismologických, geofyzikálních a geotechnických průzkumu, Ostrava - Poruba, Czech Republic 2003*
- [11] Blaha P.; “Karolinka – high electromagnetic field in 2003”; *Sbornik 13, Rozvoj seismologie, inženýrské geofyziky a geotechniky průzkumu, Ostrava - Poruba, Czech Republic 2004*
- [12] Blaha P.; “Disturbing effects in PVEP method” ; *EGRSE International Journal of Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment, Czech Republic, 1-2. XI. 2004*

- [13] Blaha P., Duras R.; “Natural high frequency electromagnetic field on the Karolinka landslide”; EGRSE International Journal of Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment, Czech Republic, 1-2. XI. 2004
- [14] Blaha P., Lukes J., Muller; „What can we find in cased exploratory boreholes”; Transactions of the VSB – Technical University of Ostrava Civil Engineering Series, Ostrava - Poruba, Czech Republic 2005
- [15] Bodmer R., Ward S.H.; “Continuous sounding – profiling with a dipole – dipole resistivity array”; Geophysics, vol. 33, October 1968
- [16] Bogoslowsky V.A., Ogilvy A.A.; “Geophysical methods for the investigation of landslides”; Geophysics vol.42, no.3/1977.
- [17] Brzózka J., Dobroczyński L.; “Programowanie w Matlab”; Wydawnictwo Mikom, Warszawa 1998
- [18] Casadei M., Dietrich W.E., Miller N.L.; „Testing a model for predicting the timing and location of shallow landslide initiation in soil – mantled landscapes”; Earth Surfaces Processes and Landform no.28/2003
- [19] Colombo A., Lanteri L., Ramasco M., Troisi C.; “Systematic GIS-based landslide inventory as the first step for effective landslide – hazard management”; Landslides 2/2005, Springer - Verlag
- [20] Consentino P., Martorana R., Perniciaro M., Terranova L.M.; „Geophysical study of an landslide in northern Sicily”; Near Surface Geophysics, Netherlands 2003
- [21] Eccles D., Sammonds P.R., Clint O.C.; “Laboratory studies of electrical potential during rock failure”; International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, no.42/2005
- [22] Fabo P., Gajdos V., Blaha P.; “The sources of 14 kHz EM fields observed at geoelectrical measurements”; EGRSE International Journal of Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment, Czech Republic, 1-2. XI. 2004
- [23] Fedorov E., Pilipenko V., Uyeda S.; “Electric and magnetic fields generated by electrokinetic processes in a conductive crust”; Physics and Chemistry of the Earth vol.26, no.10-12/2001
- [24] Forward T., Stewart M., Penna N., Tsakiri M.; “ Steep wall monitoring using switched antenna arrays and permanent GPS networks”; The 10<sup>th</sup> FIG International Symposium on Deformation Measurements, 19-22 March 2001, Orange, California, USA
- [25] Gershenzon N., Bambakidis G.; “Modeling of seismo-electromagnetic phenomena”; Russian Journal of Earth Sciences, vol.3, no. 4, October 2001
- [26] Gili J.A., Corominas J., Rius J.; “Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring”; Engineering Geology no.55/2000

- [27] Godio A., Botio G.; "Electrical and electromagnetic investigation for landslide characterisation"; Earth Physics vol.26, no.9/2001
- [28] Grenet G.; "A coil of improved sensitivity for rock magnetism"; Geophysics vol.31, no.1, February 1966
- [29] Hanson D.R., Rowell G.A.; "Electromagnetic radiation from rock failure"; Report of Investigation no. 8594, Colorado School of Mines, Colorado 1980
- [30] Heister K., Kleingeld P.J., Keijzer T.J.S., Loch G.; "A new laboratory set-up for measurement of electrical, hydraulic and osmotic fluxes in clays"; Engineering Geology no.77/2005
- [31] Jardoň D., Wagner P, Jelínek R.; " Monitoring of the stabilized landslide in Dolna Micina"; konferencja Geológia a životně prostredie, Bratislava 1998
- [32] Jarosevic A., Kundracik F.; "Measurement of the natural high-frequency magnetic field (PEE) in the borehole using the FJV99 selective picoteslameter"; EGRSE International Journal of Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment, Czech Republic, 1-2. XI. 2004
- [33] Jellonek A., Karkowski Z.;" Miernictwo Radiotechniczne"; Państwowe Wydawnictwa Techniczne, Warszawa 1961
- [34] Katsumi Y.; "Measuring method for landslide displacement"; Zgłoszenie patentowe JP19960234903-19960905
- [35] Kaufman A.A.; "The electrical field in a borehole with a casing"; Geophysics vol.55, no.1, January 1990
- [36] Keller G.V., Frischknecht F.C.; "Electrical methods in geophysical prospecting"; Pergamon Press, New York 1966
- [37] Kelly W.E., Mares S.; "Applied geophysics in hydrogeological and engineering practice" ; Elsevier, New York 1993
- [38] Kharkhalis N.R.; "Manifestation of natural electromagnetic pulse emission on landslide slopes"; Geophysical Journal vol.14, no.4/1995
- [39] Kim H. J., Lee K.H.; „Electromagnetic fields in a non-uniform steel-cased borehole”; EAGE 66<sup>th</sup> Conference & Exhibition – Paris, France 7 – 10 June 2004
- [40] Kłyż J., Koziół W., Zając W.; "Określenie przemieszczeń  $\Delta x, \Delta y, \Delta z$  wybranych trzech punktów obserwacyjnych na zboczu nieczynnego powyrobiska górniczego Halina w Jaroszowie na podsatwie pięciu cykli pomiarów geodezyjnych wykonanych w okresie czerwiec-październik 2006 roku"; Czarny Bór 2006
- [41] Knejzlik J., Blaha P.; "Tasks of PEE measurement in urban areas"; Sbornik 15, Rozvoj seizmologie, inženýrské geofyziky a geotechniky průzkumu, Ostrava - Poruba, Czech Republic 2006

- [42] Koptavy P., Sikula J.; "Physical model of electromagnetic emission in solids"; Proceedings of EWGAE, Czech Republic 2004
- [43] Koliesnikow J. I., Babuszkin S. M., Duczkow A. D., Emanow A. F., Selezniev W. S., Sołowiew W. M., Trigibowicz G. M.; "Izłuczenie geofizycznymi metodami strukturalnymi i geomagnitnymi osobennosti opolzniewogo skłona w dolinie R. Susamir"; Geologia i Geofizika 10/2001
- [44] Kormiltsev V.V., Ratushnyak A.N., Shapiro V.A.; "Three dimensional modeling of electric and magnetic fields induced by the fluid flow in porous media"; Physics of the Earth and Planetary Interiors no. 105/1998
- [45] Krauter E.; „New methods of investigation and controlling of landslides”; raport Geo-Center Mainz, Mainz 2001
- [46] Krauter E., Katzenbach R., Lauterbach M.; „Möglichkeiten und grenzen der beobachtungsmethode bei labilen gebirgsverhältnissen”; raport Geo-Center Mainz, Mainz 2002
- [47] Kurlena M.V., Vostretsov A.G., Pynzar M.M., Yakovitskaya G.E.; „ Electromagnetic signals during static and dynamic loading of rock samples“, Journal of Mining Science, vol. 38, no. 1/2002
- [48] Kurlena M.V., Vostretsov A.G., Kulakov G., Yakovitskaya G.; "Prognozowanie tąpnięć na podstawie promieniowania elektromagnetycznego deformowanych skał", Międzynarodowe Sympozjum Naukowo-Techniczne Tąpnięcia 2002, Ustroń 2002
- [49] Lichtenberger M.; "Regional stress field as determined from electromagnetic radiation in a tunnel"; Journal of Structural Geology no.27/2005
- [50] Lollino G., Arattano M., Cuccureddu M.; "The use of the automatic inclinometric system for landslide early warning: the case of Cabella Ligure (North-West Italy)"; Physics and Chemistry of the Earth no.27/2002
- [51] Maniak K., Mydlikowski R., Prałat A.; "Pomiar promieniowania elektromagnetycznego osuwisk"; Transactions of the VSB – Technical University of Ostrava Civil Engineering Series, Ostrava - Poruba, Czech Republic 2007 (in press)
- [52] Mastow R.Sz., Sałomatin W.N., Jaworowicz W.L.; „Wyjawnienie stiepieni dieformacij ucziastkow opolznia metodom registracji impulsow elektromagnitnogo polia”; Inzenernaja Geologia 2/1983
- [53] Mastow R.Sz., Gold R.M, Sałomatin W.N., Jaworowicz W.L.; „Izłuczenie irogressirujuszego razruszenija pri razwiti opolzniewogo processa metodom registracji elektromagnitnyh signalow”; Inzenernaja Geologia 1/1984,
- [54] Mastow R.Sz., Rybakow B.S., Gruzina E.E.; „Statisticzeskij metod kratkosrocznogo prognoza wriemieni korowego ziemlijatrasienija po impulsnoj elektromagnitnoj aktiwnosti”; Fizika Zemlji 5/1986

- [55] Mastow R.Sz., Jaworowicz W.L., Gold R.M.; „Elektromagnitnaja aktivnost pri reologiczeskich ispitaniach gornych porod”; Inzenernaja Geologia 2/1989
- [56] Mastow R.Sz., Rudko G.I., Sałomatin W.N.; „Elektromagnitnaja aktivnost pri razwitii opolzniei glinistych otłożeniach”; Inzenernaja Geologia 6/1989
- [57] Matwiejew A.N.; “Teoria pola elektromagnetycznego”; Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa 1967
- [58] Matwiejew W. D.; „Ustrojstwo dlja isledowania počiziesti gruntow pri sdwigie”; Zgłoszenie Patentowe Urzędu Patentowego ZSSR nr 2737041/29-33, Moskwa 1979
- [59] Mauritsch H.J., Seiberl W., Arndt R., Romer A., Schneiderbauer K., Sendlhofer G.P.; „Geophysical investigation of large landslides in the Carnic Region of southern Austria”; Engineering Geology no.56/2003
- [60] McCann D.M., Forster A.; “Reconnaissance geophysical methods in the landslide investigations”; Engineering Geology no.29/1990.
- [61] Molik M.; „Układ pomiarowy do powierzchniowych pomiarów oporności elektrycznej”; Zgłoszenie Patentowe P-250958, Warszawa 1990
- [62] Molik M., Żmuda M.; “Sposób identyfikacji oraz ustalania położenia stref poślizgu”; Zgłoszenie Patentowe P-321902, Warszawa 1998
- [63] Morawski T, Gwarek W.; „Teoria pola elektromagnetycznego”; Wydawnictwa Naukowo Techniczne, Warszawa 1978
- [64] Moriwaki H., Inokuchi T., Hattanji T., Sassa K., Ochiai H., Wang G.; „Failure processes in a full-scale landslide experiment using a rainfall simulator”; Landslides, Springer-Verlag 2004
- [65] Mrozek T.; “Osuwiska Karpackie nie przestrzegają granic państwowych”; Informator Centrum Doskonałości Badań Środowiska Abiotycznego 3/2003
- [66] Nabighian M.N.; “Electromagnetic methods in applied geophysics – theory”; Volume 1, Theory, Society of Exploration Geophysicist (SEG), USA 1988
- [67] Nabighian M.N.; “Electromagnetic methods in applied geophysics – theory”; Volume 2, Application, Society of Exploration Geophysicist (SEG), USA 1991
- [68] Nazarian S., Diehl J.; “Use of geotechnical methods in construction”; Geotechnical Special Publication nr 108, Proceedings of sessions of Geo-Denver 2000
- [69] Ochiai H., Okada Y., Furuya G., Okura Y., Matsui T., Sammori T., Terajima T., Sassa K.; “A fluidized landslide on a natural slope by artificial rainfall”; Landslides, Springer-Verlag 2004

- [70] Onsager L.; "Reciprocal relations in irreversible processes I"; *Physical Review*, vol. 37, 1931
- [71] Oppenheim A.V., Schaffer R.W.; "Discrete-time signal processing"; Prentice-Hall International, 1999
- [72] Orense R.P., Shimoma S., Maeda K., Towhata I., "Instrumented model slope failure due to water seepage"; *Journal of Natural Disaster Science*, vol. 26, no.1/2004
- [73] Parasnis D.S.; „Methods in Geochemistry and Geophysics”, Elsevier Scientific Publishing Company, New York 1973
- [74] Park S.G., Kim J.H.; "Geological survey by electrical resistivity prospecting in landslide area"; *Geosystem Engineering* June 2005
- [75] Plewa M., Plewa S.; „Petrofizyka”; Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1992.
- [76] Prałat A.; "Ustalenie parametrów emisji elektromagnetycznej skał budujących górotwór w otoczeniu złoża miedzi LGOM”; Raport Instytutu Telekomunikacji i Akustyki Politechniki Wrocławskiej, Wrocław 1988
- [77] Prałat A., Maniak K.; „Zjawiska elektromagnetyczne występujące na osuwiskach” VIII Warsztat Górnicze Bełchatów; 2-4czerwca 2004
- [78] Prałat A., Maniak K.; „Electromagnetic phenomena in landslides”; On Recent Geodynamics of the Sudety Mts. And Adjacent Areas, 6<sup>th</sup> Czech-Polish Workshop, Łężyce, Poland 2004.
- [79] Prałat A., Maniak K., S. Wójtowicz, „Electromagnetic emission from rocks – laboratory and field measurements”, *EGRSE International Journal of Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment*, Czech Republic, 1-2. XI. 2004
- [80] Prałat A., Maniak K., Wójtowicz S.; „Urządzenie do pomiaru osuwisk i sposób pomiaru występowania osuwisk”, Zgłoszenie Patentowe nr P-366412, Warszawa 2004
- [81] Prałat A., Mydlikowski R., Zdunek R., Beziuk G., Wójtowicz S., Maniak K.; „Badanie pól elektromagnetycznych w ziemi i jej pobliżu”; Raport serii SPR I28/2004/S-031, Wrocław 2004
- [82] Prałat A., Maniak K.; „Promieniowanie elektromagnetyczne osuwisk”, XI Krajowe Sympozjum Nauk Radiowych URSI, Poznań 7-8 kwietnia 2005
- [83] Prałat A., Maniak K., Pompura I.; „Electromagnetic phenomena in landslides”; *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Czech Republic 2005
- [84] Pride S.R., Morgan F.D.; „Electrokinetic dissipation induced by seismic waves”; *Geophysics*, vol. 56, July 1991
- [85] Purcell E.M.; „Elektryczność i magnetyzm”; Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa 1971

- [86] Rabinovitch A., Frid V., Bahat D., Goldbaum J.; „Fracture area calculation from electromagnetic radiation and its use in chalk failure analysis”; *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science* no.37/2000
- [87] Rabinovitch A., Frid V., Bahat D., Goldbaum J.; „Decay mechanism of fracture induced electromagnetic pulses”; *Journal of Applied Physics* , vol. 93, no. 9/2000
- [88] Rączkowski W.; „Straty powodowane przez osuwiska w Polskich Karpatach wynikiem braku wiedzy i odpowiedzialności”; *Informator Centrum Doskonałości Badań Środowiska Abiotycznego* 3/2003
- [89] Reppert P.M., Morgan F.D., Lesmes D.P., Jouniax L.; „Frequency dependent streaming potentials”; *Journal of Colloid and Interface Sciences* 234/2001
- [90] Rotkiewicz W., Rotkiewicz P., Zaleski B.; “Technika odbioru radiowego – podstawowe układy wielkiej częstotliwości”; *Wydawnictwa Naukowo Techniczne, Warszawa* 1973
- [91] Salomatin W.N., Wasiliew I.N., Mastow R.Sz.; ”Opyt registracii estiestwiennogo impulsnogo elrktromagnitnogo polia pri obsliedowanij Jaltinskogo Gidrotunelia”; *Inzenernaja Geologia* 5/1983
- [92] Singh B., Hayakawa M., Mishra P.K., Singh R.P., Lakshmi D.R.; “VLF electromagnetic noise bursts observed in a borehole and their relation with low-latitude hiss”; *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* no.65/2003
- [93] Sobotka J., Liaszczuk D., Czeban W., Kuzmenko E.; “Zastosowanie metod geofizyki poszukiwawczej do prognozowania zagrożenia osuwiskami na obszarze Karpat”; *Acta Universitatis Wratislaviensis* no. 2811, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne LXXV*, Wrocław 2005
- [94] Stefaniuk M.; “Emisja elektromagnetyczna skał na podstawie badań laboratoryjnych”; *Rozprawa doktorska – Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie, Kraków* 1994
- [95] *Tabela przeznaczeń częstotliwości i zakresów częstotliwości na obszarze Rzeczypospolitej Polskiej; Ministerstwo Łączności, Warszawa* 1997
- [96] Takeuchi A., Nagahama H.; „Electric dipoles perpendicular to a stick-slip plane”; *Physics of the Earth and Planetary Interiors* no.15/2006
- [97] Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., Keys D.A.; “Applied geophysics”; *Cambridge University Press, London* 1976
- [98] Tietze U., Schenk Ch.; “Układy półprzewodnikowe”; *WNT, Warszawa* 1996
- [99] Tsutsui M.; „Detection of earth-origin electric pulses”; *Geophysical Research Letters* vol.29, no. 8/2002.



- [100] Tsutsui M.; „Earth – Origin EM pulses as a precursor of earthquakes”; Department of Information and Communication Sciences, Kyoto Sangyo University 2005
- [101] Wagner P., Pauditš P.; “Complete evaluation of landslide activity” raport Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava 2002
- [102] Wagner P., Scherer S., Jardoń D., Mokra M., Vybiral V.; “Analisis of landslide monitoring result”; Proceedings of the First European Conference on Landslides, Prague, Czech Republic, 24 - 26 June 2002.
- [103] Wanfang Z., Beck B.F., Stephenson J.B.; „Investigation of groundwater flow in karst areas using component separation of natural potential measurements”; Environmental Geology 37 (1-2), January 1999, Springer – Verlag
- [104] Westen C.J., Soeters A.R.; “Landslide hazard and risk zonation – why is it still so difficult”; Bulletin Engineering Geology Environment , no.65/2006
- [105] Wu X., Habashy T.M.; „Influence of steel casings on electromagnetic signals”; Geophysics, vol. 59, March 1994.
- [106] Yamazaki T., Yamasaki T., Iwao Y.; „Practical use of borehole televiewer at re-sliding type landslides”; Proceedings of the First European Conference on Landslides, Prague, Czech Republic, 24 - 26 June 2002.
- [107] Yavorovich L.V., Gold R.M., Yevseyev V.D., Khorsov N.N., “Investigation of distributions of electromagnetic signal parameters during uniaxial compression of rocks”; Journal of Mining Science, vol. 36, no. 6/2000
- [108] Zahn M.; “Pole elektromagnetyczne” PWN, Warszawa 1989
- [109] Vybiral V.; „The PEE method helps assess slope stability”; Laboratory and Field Observations in Seismology and Engineering Geophysics, Institute of Geonics of the AS CR, Ostrava - Poruba, Czech Republic 2002

## **Dodatek**

Dokumentacja fotograficzna aktywności osuwiska Halina w Jaroszowie

















