

Uwagi o stosowaniu geofizycznych metod geoelektrycznych w badaniach nieciągłej, wieloletniej zmarzliny górskiej

Włodzimierz Jerzy Mościcki

Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie

Słowa kluczowe: wieloletnia zmarzlina, nieciągła zmarzlina górską, sondowanie elektrooporowe, tomografia elektrooporowa, metody indukcyjne, modelowanie numeryczne i inwersja

Keywords: discontinuous mountain permafrost, DC resistivity sounding, resistivity imaging, induction methods, numerical modeling and inversion

Streszczenie

W pracy omawiane są typowe problemy pojawiające się podczas stosowania metod geoelektrycznych w badaniach permafrostu górskiego. Pokazano jak można, na drodze modelowania numerycznego, wytłumaczyć/zinterpretować częste zaburzenia krzywych sondowań elektrooporowych. Omówiono specyfikę interpretacji badań metodą tomografii elektrooporowej w przypadku płytkich obiektów wysokooporowych („soczewki” permafrostu). Zwrócono uwagę na ograniczenia metod indukcyjnych w przypadku badań w środowisku górskim.

Wstęp

Metody geofizyczne, zwłaszcza geoelektryczne, wykorzystywane są coraz szerzej w badaniach geomorfologicznych (np. Schrott and Sass, 2008; Hauck and Kneisel, 2008). Dotyczy to zwłaszcza metody elektrooporowej, która w wersji sondowań i tomografii (Dahlin, 1996) jest od wielu lat stosowana w nieinwazyjnych badaniach wieloletniej zmarzliny górskiej (np. Fisch et al. 1977; Etzelmüller et al. 2003; Hauck and Vonder Mühl, 2003; Kneisel, 2004), również w Tatrach (np. Dobiński et al. 1996, Mościcki and Kędzia, 2001). Ostatnio w badaniach stosowane są również indukcyjne metody elektromagnetyczne (EM) (Vonder Mühl et al. 2001, Dobiński et al. 2008). Wymienione metody mają swoje ograniczenia, co nie jest zawsze uwzględniane w czasie pomiarów, jak i w późniejszej, kontekstowej i krytycznej interpretacji wyników.

Sondowania elektrooporowe

W warunkach wysokogórskich krzywe sondowań elektrooporowych często są zaburzone, co wynika z dwu/

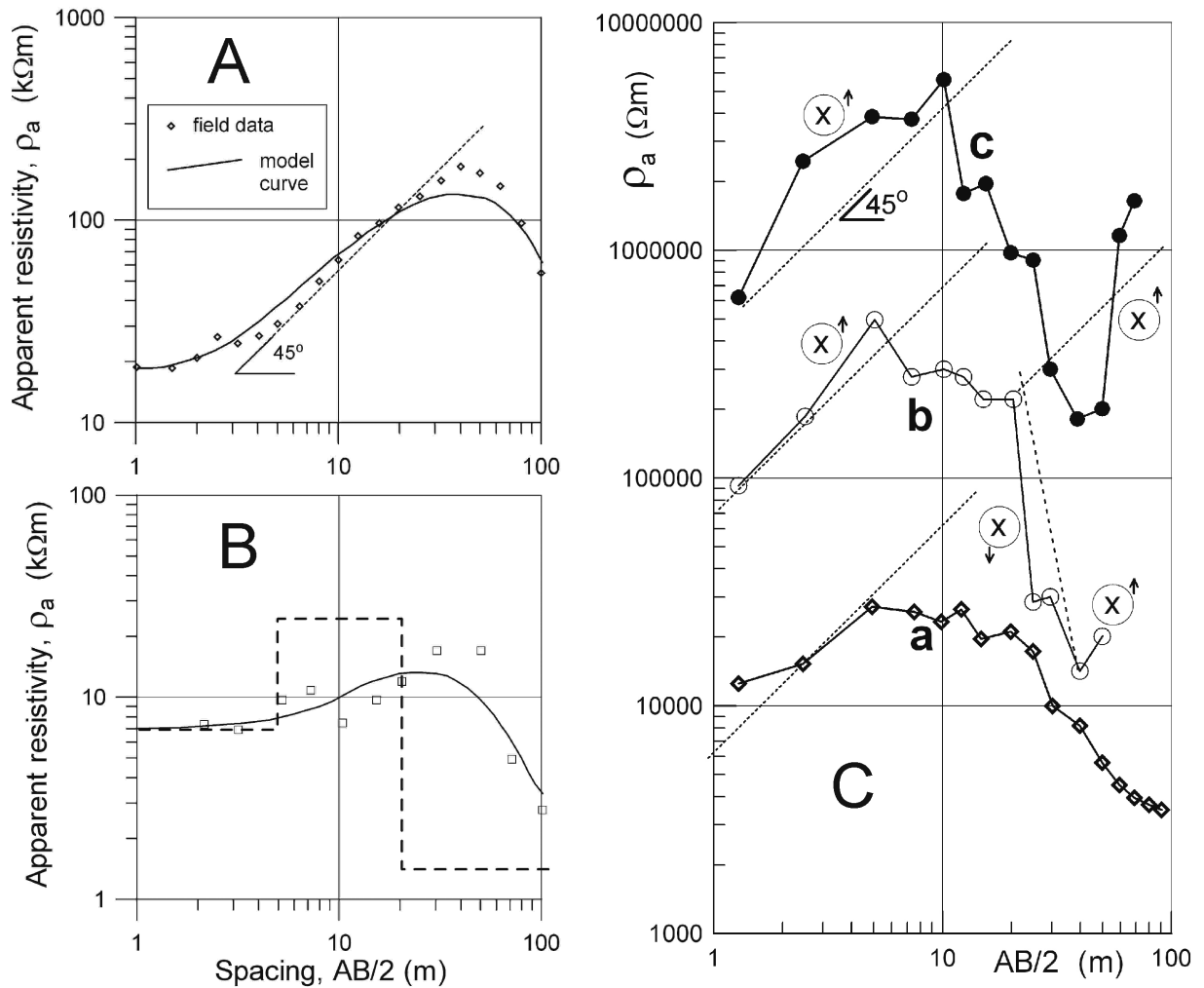
trójwymiarowego charakteru budowy ośrodka. Częstym zjawiskiem (Ryc. 1A) jest zbyt duży kąt nachylenia krzywej, a czasami krzywe sondowań są specyficznymi „garbate”, lub/i gwałtownie się „załamują” (Ryc. 1B), co wywołane jest przestrzenną geometrią (2D lub 3D) rozmieszczenia WZ. Krzywe sondowań mogą być również skażone znacznymi, nieregularnymi błędami pomiarowymi wymuszonymi charakterem terenu i jego powierzchni – Ryc. 1C (symbolem X w kółku oznaczono „złe” fragmenty krzywych). W pokazanych przykładach widoczne są fragmenty krzywych sondowań nachylone pod kątem większym niż 45°, co uniemożliwia interpretację krzywych z wykorzystaniem modelu 1D (Koefoed, 1979).

Występowanie regularnych zaburzeń krzywych sondowań można wyjaśnić na drodze modelowania numerycznego. Między innymi można pokazać, że nachylenie krzywej przewyższające 45° wywołane może być wpływem morfologii powierzchni terenu. Przykładowo, jeżeli WZ występuje w postaci przypowierzchniowej „soczewki” ukrytej pod niewielkim morfologicznym wyniesieniem (Ryc. 2) to wznosząca się gałąź krzywej może być anomalnie nachylona. Zwróćmy jednocześnie uwagę na gwałtownie, „nienaturalnie” (w sensie modelu 1D) opadający końcowy fragment krzywej. Jest to wynikiem tzw. efektu ekranowania następującego w momencie, gdy elektrody prądowe A i B przechodzą poza krawędź poszukiwanej „soczewki” wysokooporowej (Mościcki, Kędzia, 2001). Zjawisko to jest szczególnie silne wówczas, gdy miąższość obiektu jest niewielka i leży on (względnie) płytko, a taka sytuacja ma bardzo często miejsce w przypadku nieciągłej zmarzliny górskiej.

Przypadek, gdy krzywa sondowania ma „garby”, i nie jest interpretowalna w ramach modelu 1D, również jest wywołany efektem ekranowania przy asymetrycznym położeniu punktu pomiarowego względem środka „soczewki” – Ryc. 3, albo jej zróżnicowaną (niepłaską) powierzchnią – Ryc. 4.

Tomografia elektrooporowa

Wykorzystanie metody tomografii (ERT) ogranicza się zazwyczaj do wykonania standardowej interpretacji geofizycznej (inwersji), bez analizy wieloznaczności



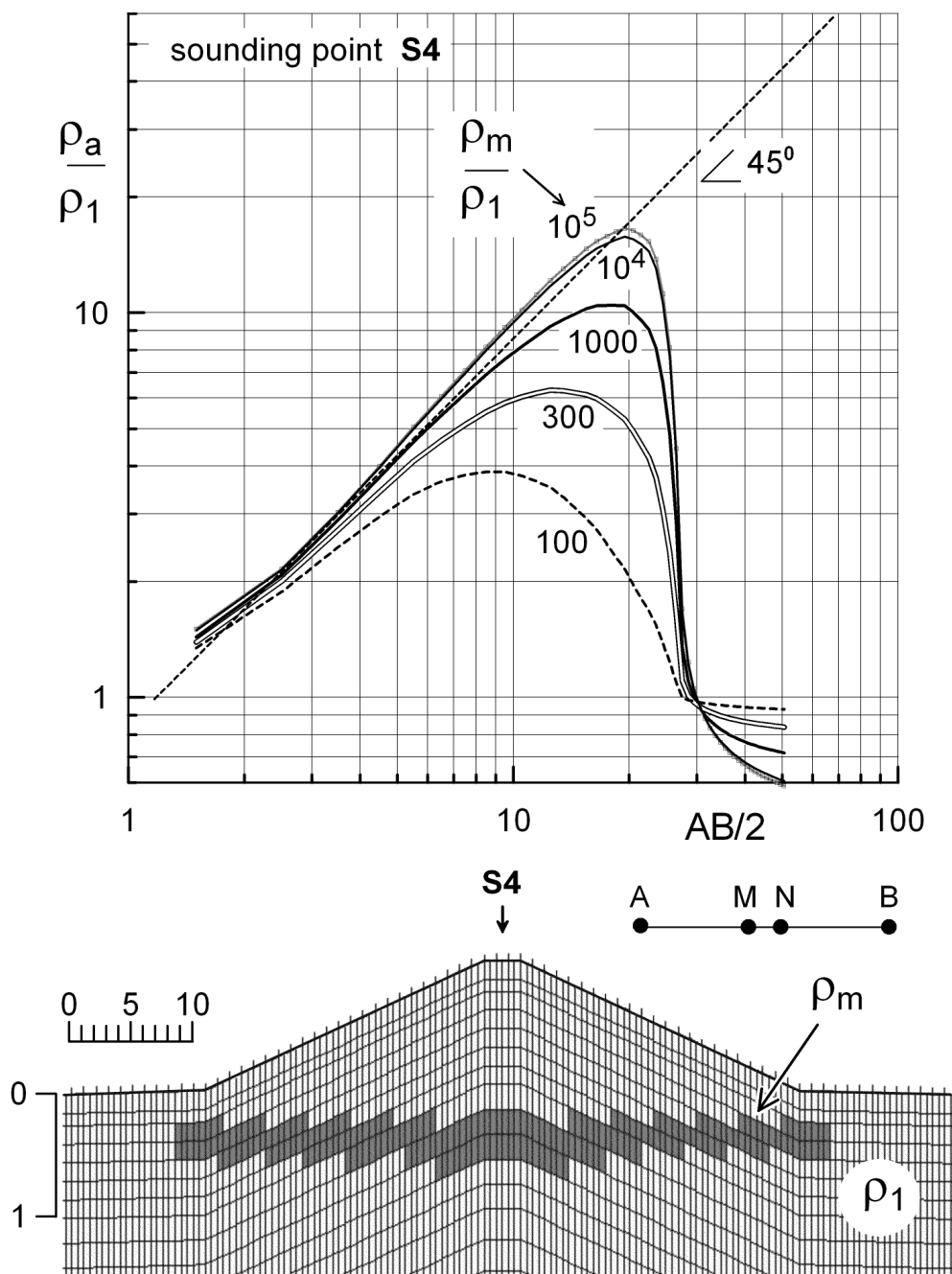
Ryc. 1. Zaburzenia polowych krzywych sondowania elektrooporowego. A. za Ikeda 2006 B. za Kneisel 2004 C. za Dobiński et al. 1996

Fig. 1. Examples of disturbed DC resistivity sounding curves (field). A. after Ikeda 2006 B. after Kneisel 2004 C. after Dobiński et al. 1996

i końcowej interpretacji geomorfologicznej („zmarzlinowej”). Częstym zjawiskiem jest tu nadinterpretacja, wykraczająca poza możliwości metody (Dobiński et al. 2008). Związane jest to z tym, że „obraz” rozkładu oporności z głębokością, uzyskiwany z typowej inwersji (programem RES2DINV – Loke, 2003), nie musi odpowiadać rzeczywistemu rozkładowi oporności. Ilustruje to teoretyczny przykład z Rysunku 5. Mamy tu do czynienia z idealnym ośrodkiem 3-warstwowym (rodzajem „kanapki”), nad którym wykonujemy „pomiar” ERT – Ryc. 5a. Inwersja otrzymanych (obliczonych numerycznie) danych nie odtwarza pierwotnego, „schodkowego” rozkładu oporności, dając obraz „rozmyty”, bez ostrych granic – Ryc. 5b. Dodatkowo w obrazie tym zauważyć można „falszywe” anomalie – artefakty. Rozmycie wyinterpretowanego modelu opornościowego dobrze widać w profilu pionowym PP-PP wypreparowanym z rezultatów inwersji – Ryc. 5c. Porównano tu rozkład rzeczywisty oporności (M) z dwoma metodami inwersji: normalnej (N) i robust (R). Widać że, rozbieżność między modelem, a wynikami inwersji na-

raasta wraz ze zwiększaniem się kontrastu oporności. Należy wyraźnie podkreślić, że wyniki inwersji są poprawne pod względem formalnym (błąd inwersji jest bardzo mały).

W przypadku nieciągłej zmarzliny górskiej mamy do czynienia z ograniczonymi rozmiarami permafrostu, co dodatkowo, specyficznie odzwierciedla się w wynikach inwersji. Sytuację taką zilustrowano na Rysunku 6. Pokazano tu dwuwymiarowy, prostokątny w przekroju, obiekt wysokooporowy (permafrost), który w obrazie inwersyjnym zamienia się w, wygiętą ku dołowi soczewkę, bez ostrych granic. Również rozkład wyinterpretowanej oporności nie odtwarza też rozkładu pierwotnego-modelowego, maksymalne oporności są wyraźnie niższe. Wyniki będą też zależały od „wymiarów” permafrostu (modelu) i głębokości jego występowania. Widać więc, że w stosując metodę tomografii elektrooporowej należy do wyników inwersji podchodzić z rozwagą, pamiętając o wieloznaczności wyinterpretowanego rozkładu oporności. Ostatecznie rozkład ten należy interpretować kontekstowo, w kategoriach geomorfologicznych.



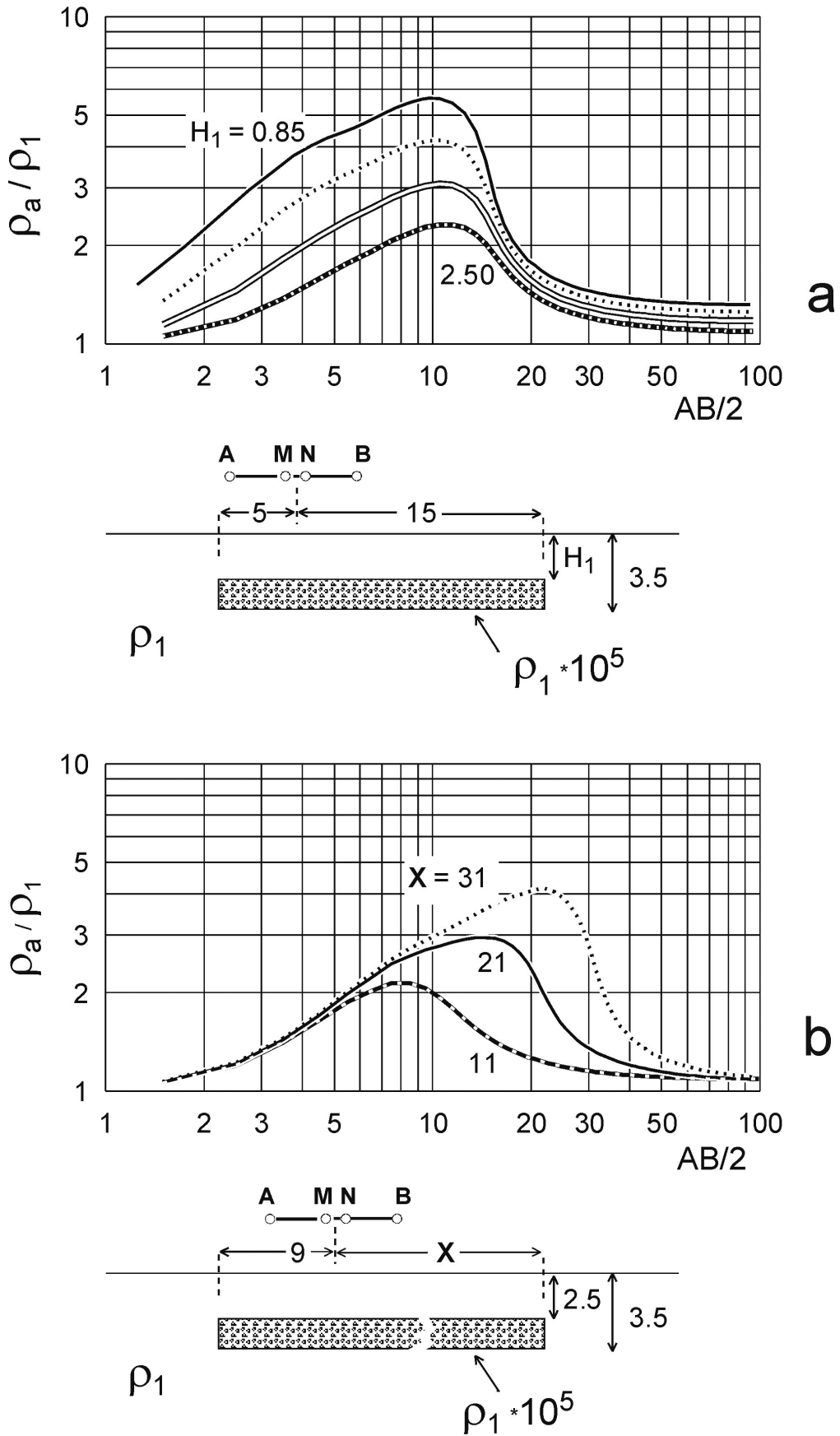
Ryc. 2. Modelowanie numeryczne. Krzywe sondowania na wyniesieniu morfologicznym

Fig. 2. Numerical modeling. DC sounding curves for not flat terrain

Metody indukcyjne

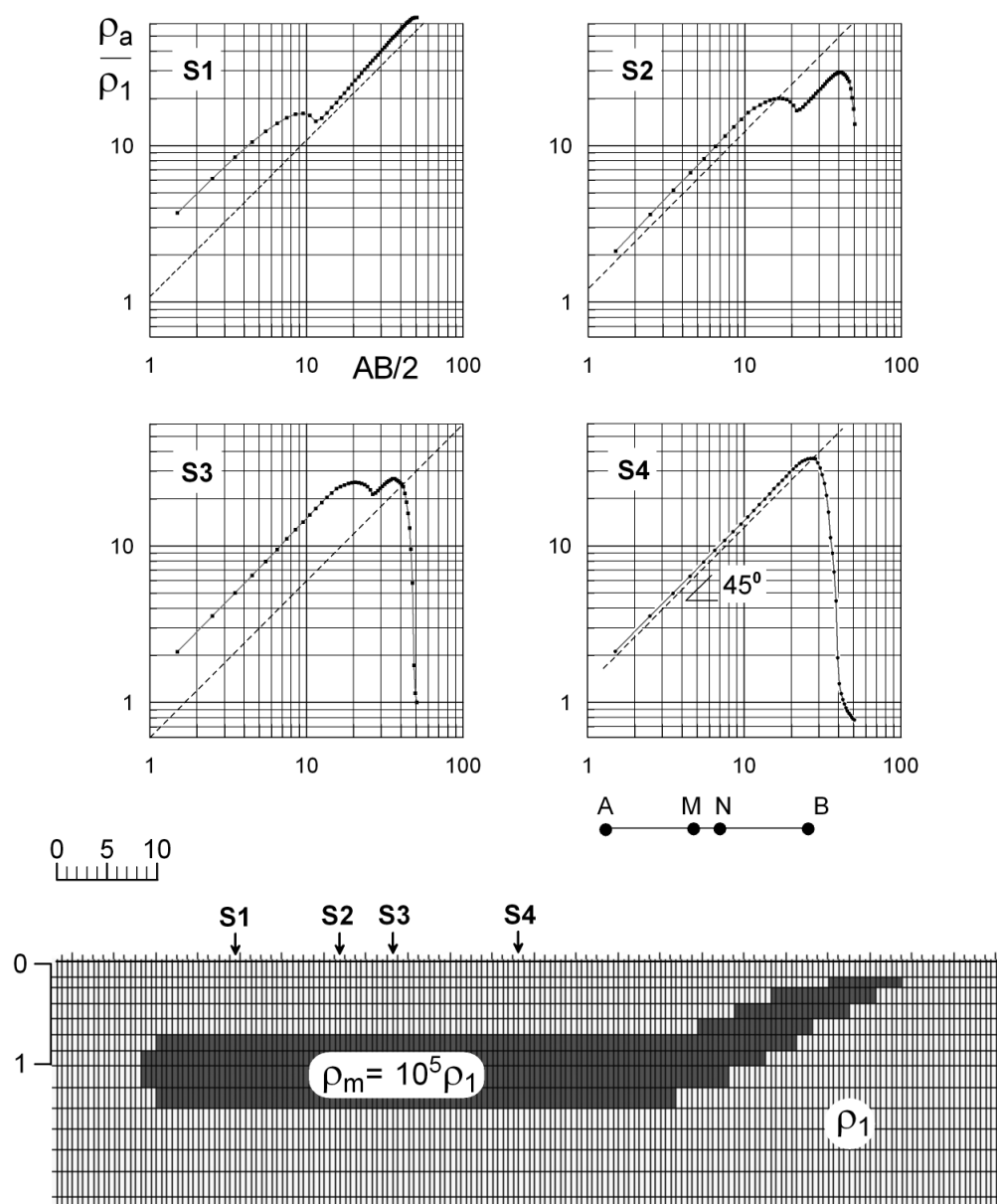
Metody indukcyjne stosowane są w badaniach górskiej WZ „na siłę”, bez uwzględniania ich możliwości prospekcyjnych wynikających z podstaw fizycznych. Metody indukcyjne „wymyślono” dla poszukiwania bardzo dobrych przewodników (obiektów o niskiej oporności) w ośrodku geologicznym. Możliwe jest też wykrywanie odpowiednio dużych ciał wysokooporowych w dobrze przewodzącym otoczeniu. W przypadku wieloletniej zmarzliny, zarówno jej oporność elektryczna, jak i ośrodka, w którym występuje (powstaje) są bardzo wy-

sokie. W takiej sytuacji wtórne pole EM indukowane w ośrodku geologicznym ma bardzo małe natężenie i poziom mierzonego sygnału jest skrajnie niski. Jest to niekorzystne, gdyż dla wiarygodności danych pomiarowych istotne znaczenie ma stosunek mierzonego sygnału do poziomu zakłóceń elektromagnetycznych (w tym szumu własnego aparatury pomiarowej). W warunkach ośrodka wysokooporowego stosunek ten jest bardzo niekorzystny co sprawia, że mierzone „małe anomalie” nie są wywołane przez budowę geologiczną, lecz generowane warunkami technicznymi pomiaru, a mierzone wartości nie są powtarzalne. Tak więc, stosowanie



Ryc. 3. Modelowanie numeryczne. Krzywe sondowania nad uproszczonym modelem permafrostu; a. zmienne położenie punktu sondowania, b. zmienna miąższość permafrostu

Fig. 3. Numerical modeling. DC sounding curves for a simplified permafrost model; a. different location of sounding point, b. different permafrost thickness



Ryc. 4. Teoretyczne krzywe sondowania nad modelem permafrostu ze zmienną miąższością

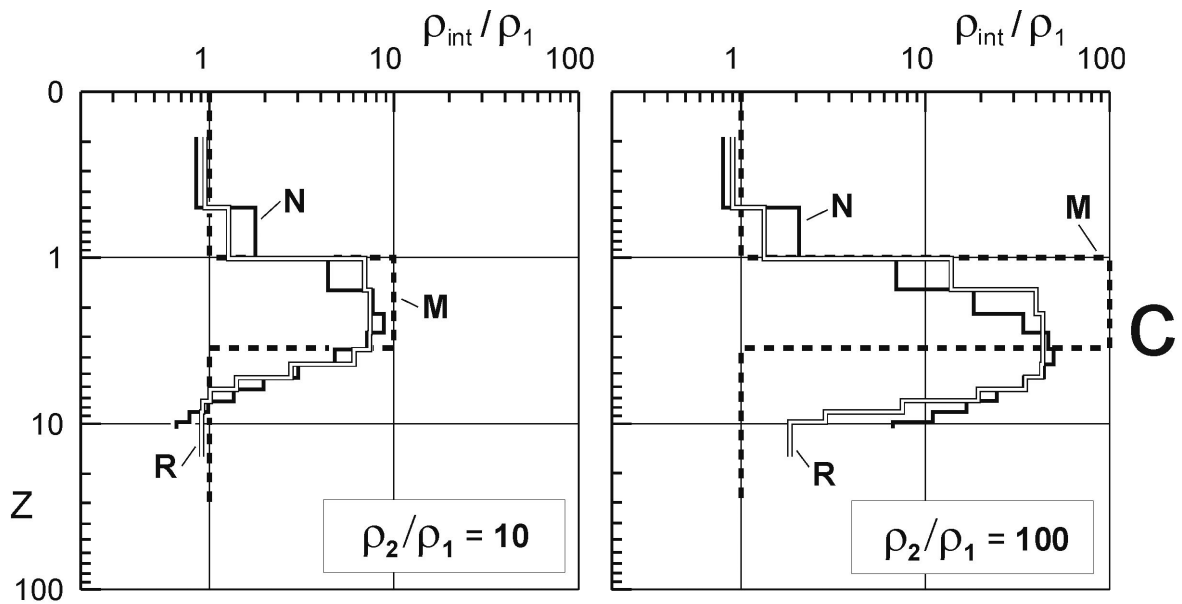
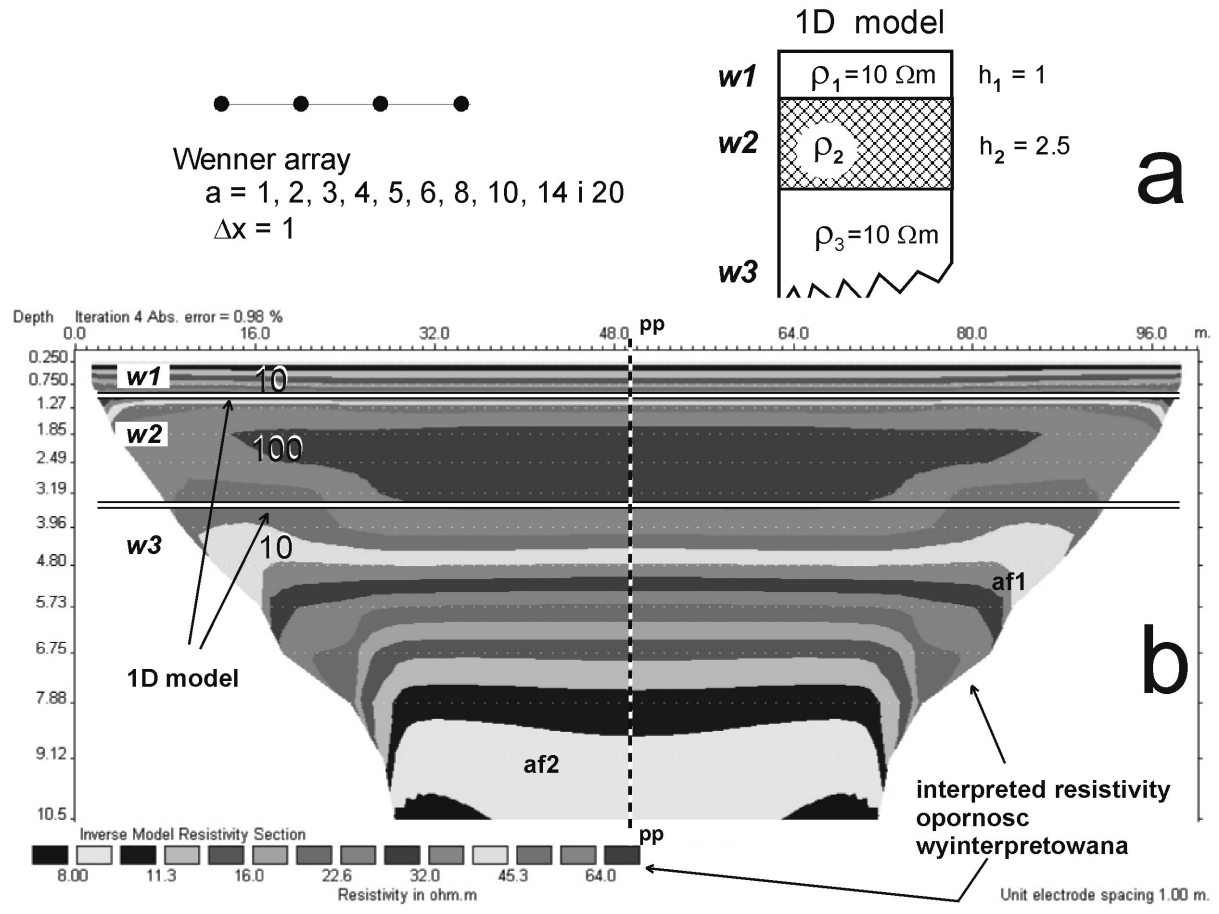
Fig. 4. Theoretical DC sounding curves for a permafrost model with varying shape

metod indukcyjnych do odróżniania jednych skał wysokooporowych od innych też cechujących się dużymi opornościami nie znajduje uzasadnienia merytorycznego. Jaskrawy przykład ilustrujący omówioną problematykę pokazany jest na Rysunku 3, przedstawiającym wyniki badań ze Skandynawii (Vonder Mühl et al. 2001). Profilowanie EM (aparatura Geonics EM31) było powtarzane dwukrotnie wzdłuż tej samej linii, a wyniki są zdecydowanie różne (na co wpłynął słaby sygnał oraz dryft przyrządu). Podanie jako wyniku wartości średniej jest co najmniej wątpliwe. Nie zwraca się często uwagi również na bezwzględną wartość mierzonej oporności (przewodności) ośrodka i grube rozbieżności między wartościami tego samego parametru, uzyskiwanymi z różnych metod geoelektrycznych (Dobiński et al. 2008). Osobną sprawą jest metodyka pomiarowa. Metoda profilowań

indukcyjnych (Geonics EM31) jest nieinwazyjna, nie wymaga kontaktu aparatury z gruntem, a pomiary wykonywane są bardzo szybko (podobnie jak w przypadku magnetometru protonowego). Można więc stosować gęstą siatkę pomiarową ograniczoną jedynie dostępnością terenu. Umożliwia to wtedy precyzyjne okonturowanie ewentualnych anomalii. Takie podejście, przynajmniej w warunkach tatrzańskich, nie jest stosowane (Dobiński et al. 2008, Żogała et al. 2002).

Wnioski

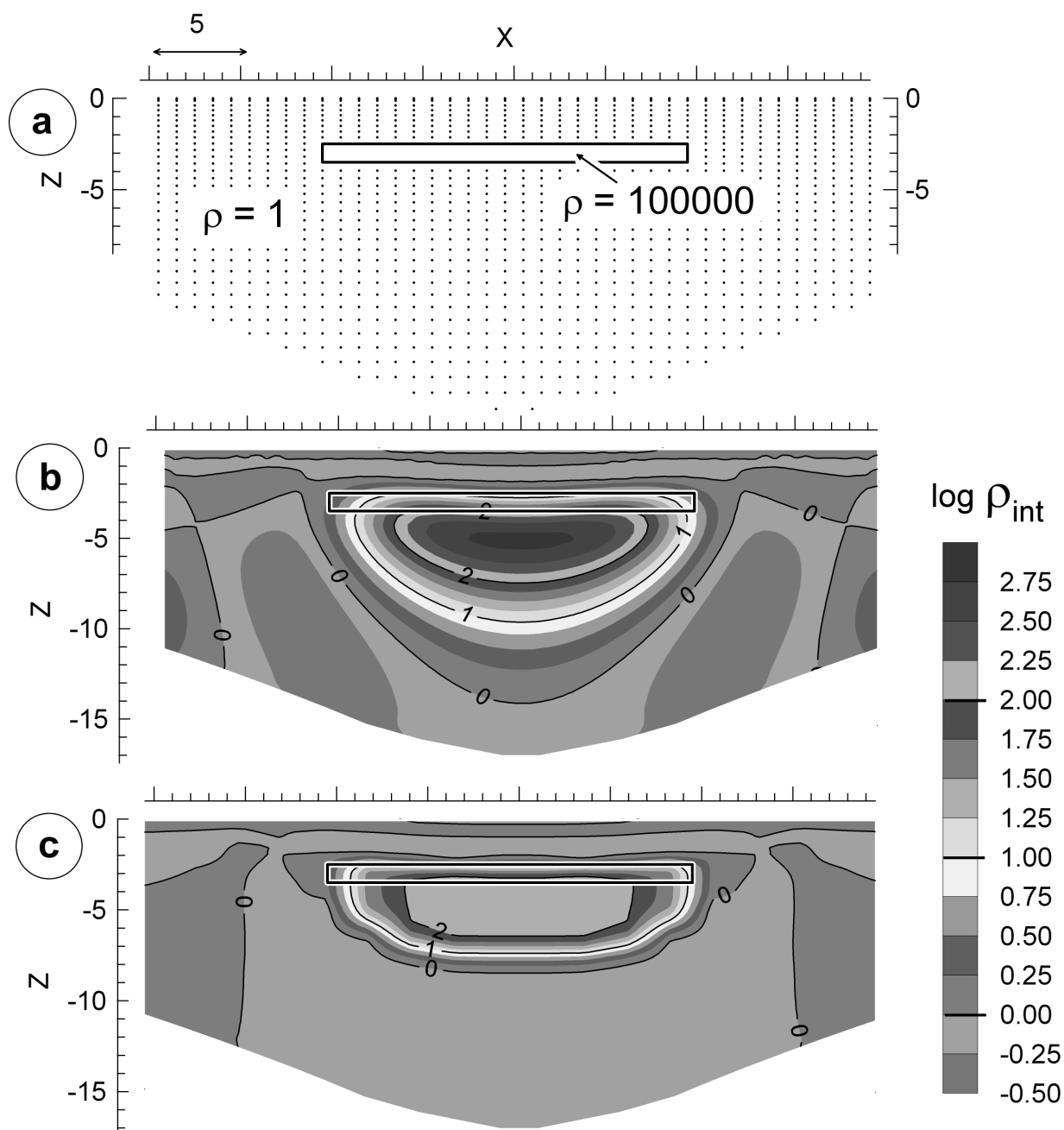
Zastosowanie metod geofizycznych w warunkach górskich wymaga starannego podejścia, zarówno podczas planowania badań, wyboru lokalizacji i wykonywania w terenie.



- M** - model, true resistivity distribution
- N** - interpreted resistivity, normal - *default* inversion method
- R** - interpreted resistivity, *robust* method

Ryc. 5. Przykład tomografii elektrooporowej dla 1D ośrodka trój-warstwowego; a. model i układ pomiarowy, b. wynik inwersji, c. pionowe profile opornościowe wzdłuż linii PP-PP

Fig. 5. Numerical example. Resistivity tomography for simple three-layer 1D model; a. model and array, b. inversion, c. vertical resistivity profiles along PP-PP line



Ryc. 6. Przykład tomografii elektrooporowej dla modelu „soczewki” pemafrustu; a. model, b. wynik inwersji normalnej (*default*), c. wynik inwersji *robust*

Fig. 6. An example of resistivity tomography for the „lens” of permafrost; a. model, b. normal (*default*) inversion, c. *robust* inversion

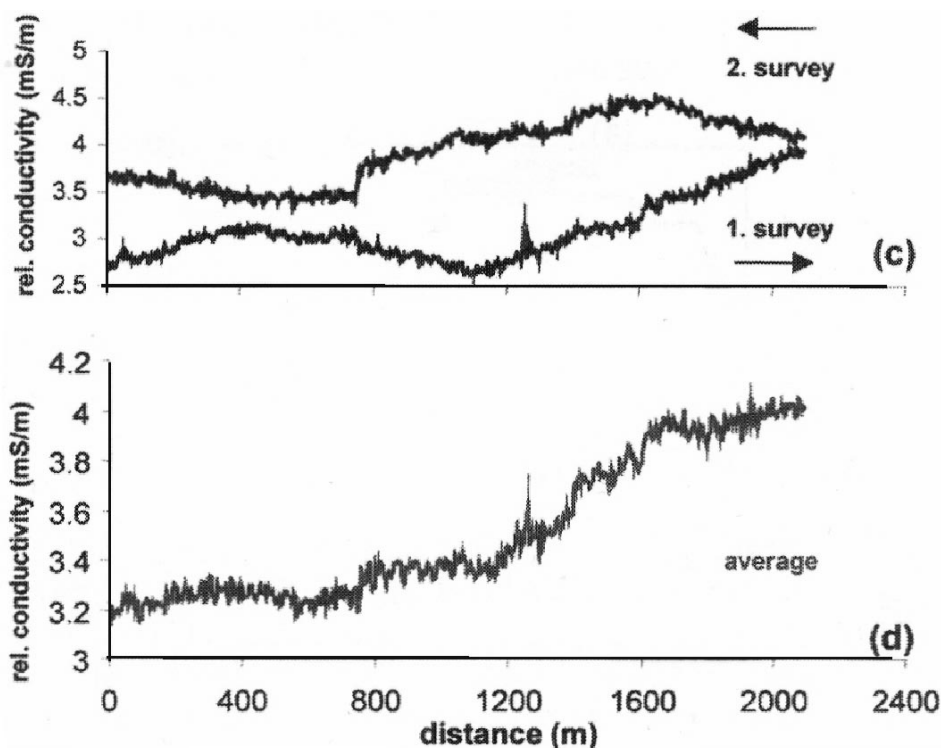
Interpretacja powinna być prowadzona kontekstowo, z uwzględnieniem specyficznych warunków wykonywania pomiarów, lokalnej morfologii i pokrycia terenu.

Interpretację należy wspomagać modelowaniem, co może ułatwić wybór spośród możliwych rozwiązań (ograniczyć wieloznaczność) i umożliwi zaproponowanie końcowej, geomorfologicznej interpretacji badań.

Praca została wykonana w ramach Działalności Statutowej, nr 11.11.140.769, Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH.

Remarks on application of geophysical geoelectric methods in mountain discontinuous permafrost studies

In the paper some typical problems occurring when geoelectric methods are applied to permafrost studies are discussed. Frequent disturbances observed on DC sounding curves are explained on the basis of numerical modeling. Some aspects of resistivity tomography inversion for shallow high-resistivity targets (permafrost “lenses”) are discussed. Limitations in applicability of induction methods were mentioned.



Ryc. 7. Przykład profilowania metodą indukcyjną (Geonics EM-31) w warunkach górskich. Za Vonder Mühl, 2001
Fig. 7. An example of induction profiling (Geonics EM31) in mountain conditions. After Vonder Mühl, 2001

Literatura

- Dahlin T., 1996. 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *FIRST BREAK* vol. 14, No 7, p. 275–283.
- Dobiński W., Gądek B. & Żogała B., 1996. Wyniki geoelektrycznych badań osadów czwartorzędowych w piętrze alpejskim Tatr Wysokich. *Przegląd Geologiczny* 44: 259–260.
- Dobiński W., Żogała B., Wzietek K. and Litwin L., 2008. Results of geophysical surveys on Kasprowy Wierch, the Tatra Mountains, Poland. In: *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press.
- Etzelmüller B., Berthling I., Rødegard R., 2003. One-dimensional DC-resistivity depth soundings as a tool in permafrost investigations in high mountain areas of southern Norway. In *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Volume 132, Geophysical Applications in Geomorphology*: 19–36.
- Fisch W Sen., Fisch W Jun., Haerberli W., 1977. Electrical D.C. resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie* 13: 239–260.
- Hauck C, Vonder Mühl D., 2003. Inversion and Interpretation of Two-dimensional Geoelectrical Measurements for Detecting Permafrost in Mountainous Regions. *Permafrost and Periglacial Processes* 17: 35–48.
- Hauck C., Kneisel C., 2008. *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press. p. 240.
- Ikeda A., 2006. Combination of conventional geophysical methods for sounding the composition of rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 17: 35–48.
- Kneisel C., 2004. New Insights into Mountain Permafrost Occurrence and Characteristics in Glacier Forefields at High Altitude through the Application of 2D Resistivity Imaging. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 221–227.
- Koefoed O., 1979. *Geosounding principles, 1. Resistivity Sounding Measurements* Elsevier, Amsterdam – Oxford – New York.
- Loke H., 2003. *Rapid 2D Resistivity & IP Inversion using the least-squares method*. Geotomo Software. Manual.
- Mościcki J., Kędzia S., 2001. Investigation of mountain permafrost in the Kozia Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 55:1–6.
- Schrott L., Sass O., 2008. Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* 93: 55–73.
- Vonder Mühl D., Hauck C., Gubler H., McDonald R. and Russill N., 2001. New geophysical methods of investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special reference to radiometry techniques. *Permafrost and Periglacial Processes* 12(1): 27–38.
- Żogała B., Dubiel R., Groszczyńska H. i Malina R., 2002. *Zastosowanie metod geofizycznych do rozpoznania płytkiej budowy geologicznej na przykładzie wybranych rejonów Tatr*. W: *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*. Kraków – Zakopane, 2002.