

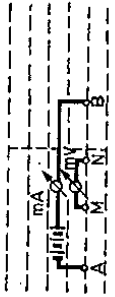
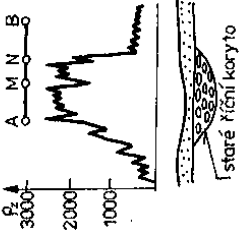
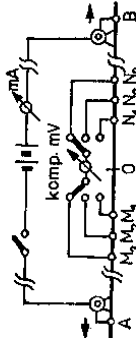
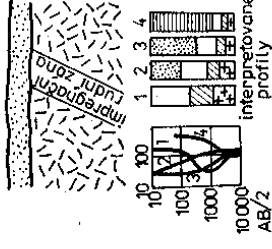
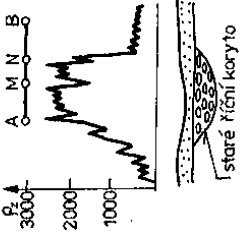
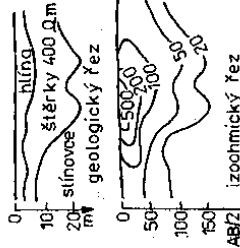
Geoelektrickými metodami diferencujeme horniny a geologické útvary podle měrného elektrického odporu, permitivity a polarizovatelnosti. Geoelektrických metod je velký počet, některé z nich mají řadu modifikací (tab. 12). K dělení geoelektrických metod můžeme přistupovat z různých hledisek. Studované elektromagnetické pole může být stejnosměrné či střídavé (se širokým spektrem frekvencí), harmonické či neharmonické, přirozené či umělé. Lze měřit na zemském povrchu, z letadla, ve vrtu i v báňském díle. Vzhledem k malému rozsahu učebnice se přidržíme zjednodušeného dělení geoelektrických metod na stejnosměrné, elektrochemické a elektromagnetické.

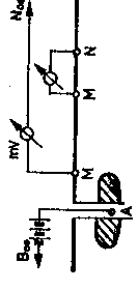
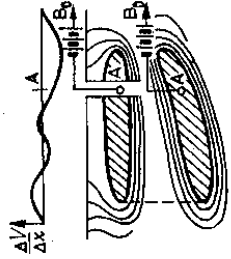
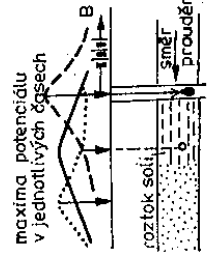
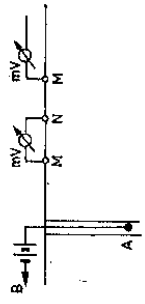
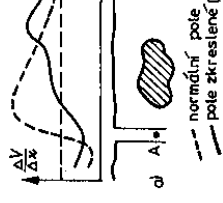
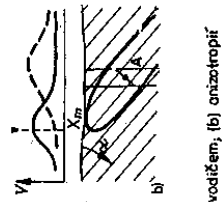
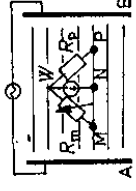
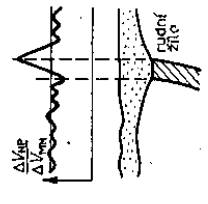
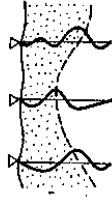
Nejvýznamnější *stejnosměrné metody* jsou metody *odporové*, založené na využití modifikovaného Ohmova zákona. Mají dvě varianty: *odporové profilování* a *vertikální elektrické sondování*. V prvním případě se s měřicí aparaturou pohybujeme podél profilu a zjišťujeme zdánlivý měrný odpor v konstantní hloubce, ve druhém případě aparaturu umístíme ve vhodně voleném bodě a sledujeme změnu zdánlivého měrného odporu s hloubkou. Odporovým metodám jsou svými teoretickými základy a technikou terénních měření blízké *potenciálové metody*. Rozdíl spočívá v tom, že sledovaným parametrem je *elektrický potenciál* či jeho *gradient*. Metoda *nabitého tělesa* je z potenciálových metod nejdůležitější.

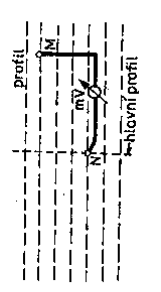
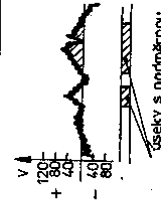
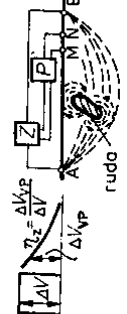
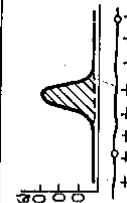
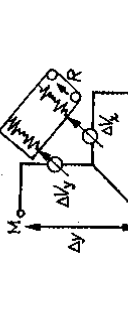

Významné informace o elektrických vlastnostech hornin a částečně i o jejich látkovém složení poskytují *elektrochemické metody*. Na jevu spontánní polarizace přirozených vodičů prvního řádu (grafit, sulfidická mineralizace) je založena metoda *spontánní polarizace* (SP). Tato metoda je provozně velmi jednoduchá, má však malý hloubkový dosah (do 50 m) a není schopna lokalizovat zrudnění s nepřímou strukturou vodivé složky. Uvedené nedostatky jsou odstraněny u metody *vyzvané polarizace* (VP), u níž je polarizace vyvolávána proudovými impulsy uměle. Metoda VP však je provozně náročná.

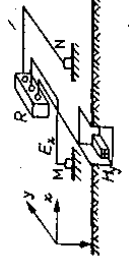
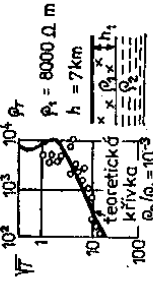

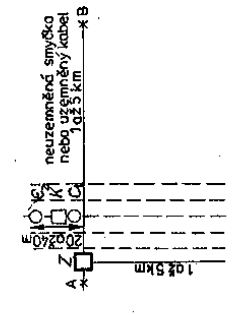
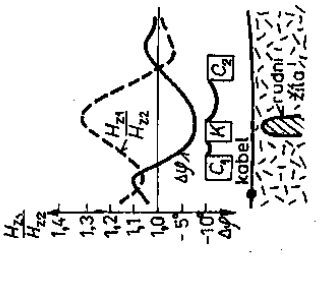
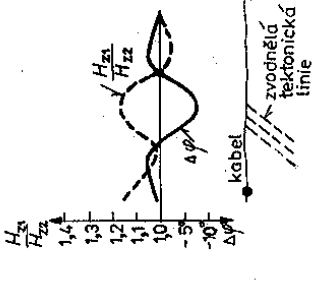
U všech dosud diskutovaných metod je nezbytné galvanické spojení aparatury se zemským povrchem, což zpomaluje terénní měření a vylučuje letecké varianty. U *elektromagnetických metod* nejčastěji zkoumáme magnetickou složku výsledného elektromagnetického pole. Měření mohou být absolutní či relativní, jednou nebo dvěma cívkami. Elektromagnetických metod je velký počet, s řadou modifikací a variant. Způsob buzení primárního pole, jeho frekvence a způsob měření výsledného pole závisejí na řešeném problému. Podobně jako u stejnosměrných odporových metod hovoříme i zde o *elektromagnetickém profilování* a *elektromagnetickém sondování*. Profilováním vyhledáváme lokální, nehluboko uložené vodiče a mapujeme kontakty hornin s odlišným měrným odporem. Elektromagnetickým sondováním sledujeme změnu měrného odporu s hloubkou. S poklesem frekvence elektromagnetického pole roste hloubkový dosah metody.

Tabulka 12. Přehled geoelektrických metod

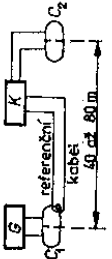
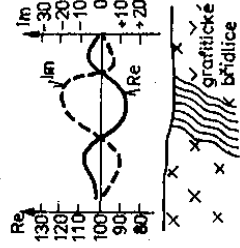
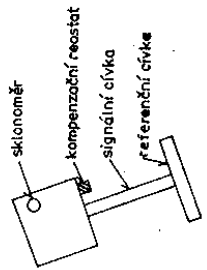
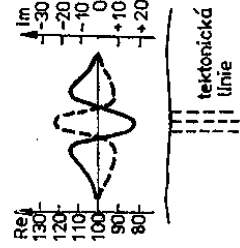
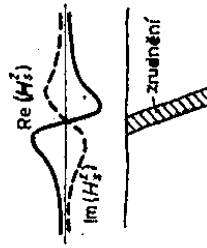
| Metoda                                 | Schéma měření   | Sledovaný parametr  | Použití  |
|--|---|---|--|
| <p>Odporové profilování</p>            |  <p>rozestupy elektrod A, B 10 až 500 m,<br/>síť profilů 50 až 250 x 5 až 40 m,<br/>1 operátor, 3 až 5 figurantů</p>                                       | <p>zdánlivý měrný odpor <math>\rho_z</math> (<math>\Omega</math> m)</p> | <p>ve strukturní a ložiskové geologii</p>  <p>staré říční koryto</p>  |
| <p>Vertikální elektrické sondování</p> |  <p>max. rozestupy proudových elektrod A, B (pohybují se směrem od stabilního středu) do 5 km, výj. desítky km<br/>1 až 2 operátoři, 3 až 8 figurantů</p> | <p>zdánlivý měrný odpor <math>\rho_z</math> (<math>\Omega</math> m)</p> | <p>indikace vodivosti nad rudní žílou</p>  <p>impregnační žilná zóna</p> <p>interpretované profily</p>  |
|  |   |   | <p>v inženýrské geologii a hydrogeologii</p>  <p>staré říční koryto</p>  <p>hlina<br/>šlátky 400 <math>\Omega</math> m<br/>slinovice<br/>geologický řez</p> <p>50<br/>100<br/>200<br/>400<br/>800<br/>1600<br/>3200</p> <p>AB/2 izochmický řez</p> <p>určování mocnosti pokryvů, zvětralé zóny, hloubky vodonosného horizontu apod.</p> |

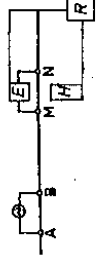
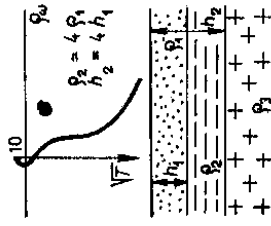
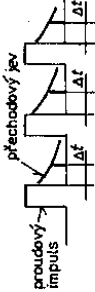
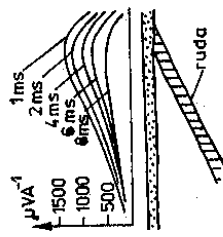
|   |   |  |  |   |
|---|---|--|--|---|
| <p>Metoda nabitého tělesa</p>             |    | <p>potenciál <math>V</math> (mV)<br/>nebo gradient<br/>potenciálu <math>\Delta V/\Delta x</math><br/>(mV m<sup>-1</sup>)</p> |  <p>povrch vodivého rudního tělesa je ekvipotenciální plochou, tvar ekvipotenciálních linií na povrchu určuje tvar tělesa</p> |  <p>vodivá zóna vysoké koncentrace soli se pohybuje jako nabitě těleso rychlostí proudění spodních vod</p> |
| <p>Metoda ponořené elektrody</p>          |    | <p>potenciál <math>V</math> (mV)<br/>nebo gradient<br/>potenciálu <math>\Delta V/\Delta x</math><br/>(mV m<sup>-1</sup>)</p> |  <p>normální pole<br/>pole zkrácené (a) vodičem, (b) anizotropií</p>  |    |
| <p>Metoda poměru gradientů potenciálu</p> |  <p><math display="block">\frac{\Delta V_{WP}}{\Delta V_{MN}} = \frac{R_p}{R_m}</math></p> <p><math>W</math> — můstek, <math>i</math> — nulový indikátor<br/>frekvence 100 až 300 Hz, krok měření 10 až 30 m, vzdálenost profilů 20 až 100 m, plocha měření 500 až 2 000 × 500 až 2 000 m</p> | <p>poměr gradientů<br/>potenciálů<br/><math>\Delta V_{WP}/\Delta V_{MN}</math></p>   |  <p>rudní těleso je omezeno extrémními křivkami</p>  |  <p>sondování metodou poměru gradientů potenciálu — použití při jednodušších dvouvrstevných prostředí</p> |

| Metoda                             | Schéma měření   | Sledovaný parametr  | Použití  |
|------------------------------------|---|---|--|
| <p>Metoda spontánní polarizace</p> |  <p>sítě profilů 50 až 250 × 5 až 40 m<br/>1 operátor, 1 až 2 figuranti</p>  | <p>potenciál přírodněho elektrického pole <math>V</math> (mV) nebo gradient potenciálu <math>\Delta V/\Delta x</math> (mV m<sup>-1</sup>)</p>   | <p>ve strukturální a ložiskové geologii</p>  <p>zjišťování míst s anomální filtrací vod (únik vod z nádrží), zajišťování tras dálkovodů</p>   |
| <p>Metoda vyzvané polarizace</p>   |  <p><math>P</math> — aparatura, <math>Z</math> — zdroj proudu; rozeskupuje elektrody AB 200 až 2 000 m; měří se na vybraných profilech, event. v pravidelné síti profilů<br/>1 vedoucí skupiny, 1 operátor, 3 až 6 figuranti</p> | <p>zdánlivá polarizovatelnost <math>\eta_z</math> (%)</p>   | <p>vyhledávání sulfidických rudních ložisek, grafitu, mapování grafitizovaných a pyritizovaných hornin</p>  <p>lokalizace vodičů I. řádu, především rudních ložisek, hloubkovým dosahem prvé stovky metrů</p> |
| <p>Metoda telurických proudů</p>   |  <p><math>R</math> — registrační zařízení, <math>\Delta V_x</math>, <math>\Delta V_y</math> — galvanometry pro měření napětí, na bodě se registruje napětí <math>\Delta V</math> s časem<br/>1 operátor, 1 až 2 figuranti</p>  | <p>kolmé elektrické složky magnetotellurického pole<br/><math>E_x = \frac{\Delta V_x}{\Delta x}</math>,<br/><math>E_y = \frac{\Delta V_y}{\Delta y}</math><br/>(mV km<sup>-1</sup>)</p> | <p>ve strukturální a ložiskové geologii</p>  <p>mocnost vodivých sedimentů je nepřímou úměrná střední hodnotě <math>\Delta V_{st}/\Delta x = E_{st}</math></p>  |

|                                     |   |   |  |   |
|-------------------------------------|---|---|--|---|
| <p>Magnetotelurické sondování</p>   |  <p>R — registrace, na bodě se registrují variace různých period magnetotelurického pole, a to složky elektrického pole <math>E_x</math> (stejně jako v metodě telurických proudů) a magnetického pole <math>H_y</math> pomocí magnetických variometrů</p> | <p>zdánlivý měrný odpor <math>\varrho_T</math> (<math>\Omega</math> m) vypočtený z impedance</p> $Z = \frac{E_x}{H_y}$                  |  <p>prakticky určenou závislostí měrného odporu <math>\varrho_T</math> na odmocnině periody <math>T</math> registrovaných variací pole proložíme teoretickou křivku, která určí parametry prostředí</p> |   |
| <p>Magnetotelurické profilování</p> | <p>měření je stejné jako v metodě magnetotelurické sondování, registruje se však variace vhodné zvolené periody (10 až 80 s)</p>  | <p>impedance</p> $Z = \frac{E_x}{H_y},$ $E_x \text{ (mV km}^{-1}\text{)}$ $H_y \text{ (nT)}$  |  <p>z impedance <math>Z</math> se určí podélná vodivost <math>S</math> sedimentů, z níž je možné při známém měrném odporu určit mocnost</p>   |   |
| <p>Metoda TURAM</p>                 |  <p>K — kompenzátor, <math>C_1, C_2</math> — měřicí cívky, Z — zdroj proudu o frekvenci 220, 660, 1980 Hz; síť profilů 50 až <math>250 \times 10</math> až 40 m; 1 operátor, 1 až 2 figuranti</p>   | <p>poměr <math>\frac{H_{z1}}{H_{z2}}</math>, fázový rozdíl <math>\Delta\varphi = \varphi_2 - \varphi_1</math> (<math>^\circ</math>)</p> |  <p>výchledávání rudních žil, impregnačních zón, tektonických linií, mapování vodivých hornin</p>  |  <p>výchledávání a mapování zvodnělých tektonických linií</p> |

Pokračování tab. 12

| Metoda                           | Schéma měření   | Sledovaný parametr  | Použití   |
|----------------------------------|---|---|---|
| <p>Metoda SLINGRAM</p>           |  <p><math>K</math> — kompenzátor, <math>G</math> — generátor střídavého proudu, <math>C_1</math> — vysílající cívka, <math>C_2</math> — přijímací cívka, síť profilů 50 až 250 × 10 až 40 m, pozemní i letecká varianta<br/>1 operátor, 1 figurant</p> | <p>Re (<math>H_z</math>) reálná<br/>a Im (<math>H_z</math>) imaginární část vertikální složky magnetického pole (%)</p>   | <p>ve strukturální a ložiskové geologii</p>  <p>vyhledávání rudičných žil, impregnačních zón, mapování volných hornin</p>  |
| <p>Metoda velmi dlouhých vln</p> |  <p>sklonoměr<br/>kompenzační reostat<br/>signální cívka<br/>referenční cívka</p>  | <p>úhel <math>\phi</math> mezi velkou poloosou elipsy polarizace a horizontální rovinou, zplášťení elipsy <math>\frac{b}{a}</math>, resp. Re (<math>H_z^2</math>)<br/>Im (<math>H_z^2</math>)</p> | <p>v inženýrské geologii a hydrogeologii</p>  <p>vyhledávání a mapování zvodněných tektonických linií</p>  <p>zrušení</p> |

|                                  |  |   |   |  |
|----------------------------------|--|---|---|--|
| <p>Metoda frekvenční sondáže</p> |  <p><math>E</math> — aparatura pro měření el. složky,<br/> <math>H</math> — variometr, <math>R</math> — registrace;<br/> měří se elektrické a magnetické pole horizontálního el. dipólu, hloubkový dosah se mění změnou frekvence generujícího pole</p> | <p>zdánlivý měrný odpor <math>\rho_w</math> (<math>\Omega</math> m) vypočtený z impedance</p> $Z = \frac{E_x}{H_y}$ |    |  |
| <p>Metoda přechodových jevů</p>  |  <p>aparatúra: měřicí blok, generátor, neuzemněná smyčka také letecká varianta<br/> 1 operátor, 2 až 3 figuranti</p>  | <p>časová charakteristika přechodového jevu (<math>\mu V A^{-1}</math>)</p>   |  <p>vyhledávání rudních ložisek, mapování vodivých hornin</p> |  |

### 5.1 Odporové profilování

Teoretické základy odporových metod vycházejí z Ohmova zákona

$$U = RI, \quad (5.1)$$

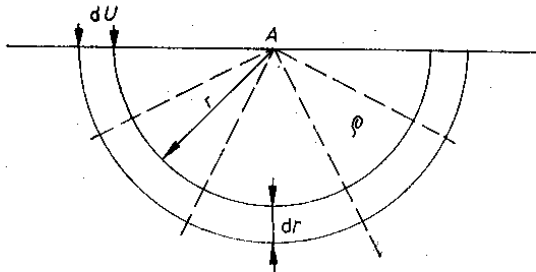
kde  $U$  je napětí na vodiči o odporu  $R$ , jímž prochází proud  $I$ . Vodič může mít tvar válce či hranolu o průřezu  $S$  a délce  $l$ , takže pro jeho odpor  $R$  platí

$$R = \frac{\rho l}{S}, \quad (5.2)$$

kde  $\rho$  je měrný elektrický odpor.

Modifikovaný Ohmův zákon umožňuje zjistit rozložení elektrického potenciálu v homogenním poloprostoru s měrným odporem  $\rho$ , na jehož povrchu je v bodě  $A$  zaváděn elektrický proud  $I$  (obr. 25). Opíšeme-li kolem bodu  $A$  polokoule o poloměru  $r$  a  $r + dr$ , pak pro odpor kladený proudem  $I$  mezi polokoulemi můžeme napsat:

$$R = \frac{\rho dr}{2\pi r^2}, \quad (5.3a)$$



Obr. 25. Odvození potenciálu bodového zdroje

pro potenciální rozdíl platí:

$$dU = \frac{-I\rho dr}{2\pi r^2}. \quad (5.3b)$$

Integrací výrazu (5.3b) dostaneme:

$$U = \frac{I\rho}{2\pi r}, \quad (5.4)$$

což je vzorec pro potenciál  $U$  ve vzdálenosti  $r$  od bodového proudového zdroje  $A$ .

Elektrický potenciál  $U$  je skalární veličina; proto můžeme účinky bodových zdrojů sčítat, eventuálně zjišťovat potenciální rozdíl  $\Delta U$  mezi dvěma body. U geoelektrických odporových metod proud  $I$  do země nejčastěji zavádíme dvěma proudovými elektrodami  $A$  a  $B$ , potenciální rozdíl  $\Delta U$  měříme potenčními elektrodami  $M$  a  $N$  (obr. 26). Při měření v terénu, kdy prostor pod zemským povrchem pokládáme za nekonečný poloprostor, jsou mezi elektrodami  $AB$  zapojeny zdroj proudu (baterie, generátor) a měřidlo proudu  $I$ , mezi elektrodami  $MN$  měřidlo potenciálního rozdílu  $\Delta U$ .

Teoretickou hodnotu potenciálního rozdílu  $\Delta U$  mezi elektrodami  $MN$  získáme tak, že s ohledem na znaménko vypočteme v bodě  $M$  účinek elektrod  $A$  a  $B$ , totéž v bodě  $N$  a získané hodnoty odečteme:



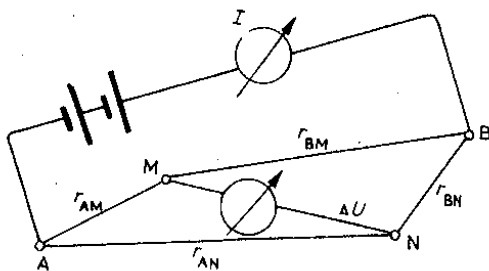
$$\Delta U = (U_M^A - U_M^B) - (U_N^A - U_N^B) = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right). \quad (5.5)$$

Při geoelektrickém odporovém měření zjišťujeme měrný elektrický odpor hornin, který ze vztahu (5.5) můžeme vyjádřit:

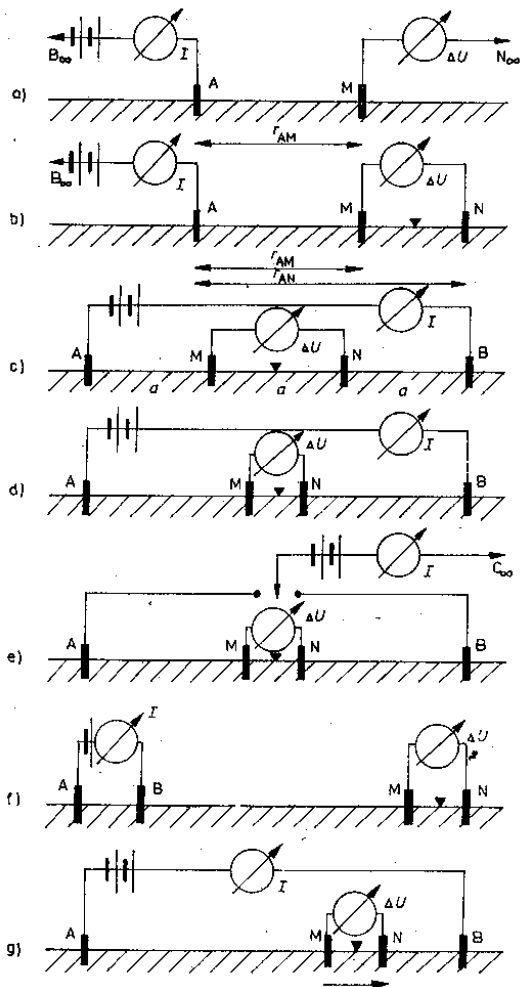
$$\rho = k \frac{\Delta U}{I}, \quad (5.6)$$

kde  $k$  je tzv. konstanta uspořádání,

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}}. \quad (5.7)$$



Obr. 26. Zapojení proudových a potenciálních elektrod v odporové metodě



Obr. 27. Uspořádání elektrod při geoelektrickém odporovém profilování  
a) dvoubodové potenciálové,  
b) třibodové gradientové, c) symetrické Wennerovo, d) symetrické Schlumbergerovo, e) kombinované profilování, f) dipólové profilování, g) metoda středového gradientu

Ve vzorci (5.6) vyjadřujeme  $\rho$  v ohm metrech ( $\Omega$  m), potenciální rozdíl  $\Delta U$  v milivoltech (mV), proud  $I$  v miliampérech (mA) a konstantu uspořádání  $k$  v metrech (m). V homogenním poloprostoru se odpor vypočtený podle (5.6) rovná skuteč-

nému měrnému odporu. Při geoelektrickém odporovém měření v terénu se s homogenním prostředím prakticky nesetkáváme. Vypočtený měrný odpor je ovlivněn rozdíly v odporech geologických objektů, jejich tvarem, uspořádáním elektrod, morfologií terénu a dalšími faktory. Proto hovoříme o *zdánlivém měrném odporu* a značíme jej  $\rho_z$ .

Při *elektrickém odporovém profilování* volíme uspořádání elektrod tak, aby co nejlépe odpovídalo řešenému problému. Příklady uspořádání elektrod jsou na obr. 27. Konstanty pro tato uspořádání vypočteme velmi snadno podle vzorce (5.7). Tak například pro *dvoubodové potenciálové uspořádání* je konstanta

$$k = 2\pi r_{AM}; \quad (5.8a)$$

pro *tříbodové gradientové uspořádání*

$$k = 2\pi \frac{r_{AM} \cdot r_{AN}}{r_{AN} - r_{AM}}; \quad (5.8b)$$

pro *symetrické Wennerovo uspořádání*

$$k = 2\pi a, \quad (5.8c)$$

kde  $a = AM = MN = NB$ ;

pro *symetrické Schlumbergerovo uspořádání*

$$k = 2\pi \frac{r_{AM} \cdot r_{AN}}{2(r_{AN} - r_{AM})}. \quad (5.8d)$$

I když princip elektrického odporového profilování je jednoduchý, je nezbytné znát některé zvláštnosti jeho teoretických základů. Tato znalost nám mj. usnadní výběr optimálního uspořádání elektrod z hlediska řešeného problému. Nejjednodušší případ odporové nehomogenity je *vertikální kontakt* dvou prostředí s odlišnými odpory  $\rho_1$  a  $\rho_2$ .

Při profilování dvoubodovým potenciálovým uspořádáním nad kontaktem mohou nastat tři případy (obr. 28a). V prvním jsou obě elektrody v prostředí  $\rho_1$ , ve druhém jsou odděleny kontaktem a ve třetím jsou obě v prostředí  $\rho_2$ . Teoretické odporové křivky získáme ze vztahů pro elektrický potenciál, dosazením do vzorce (5.6).

Hodnoty potenciálu pro uvedené tři případy vypočteme metodou zrcadlení. Pro případ, kdy jsou obě elektrody v prostředí  $\rho_1$ , budeme řešení předpokládat ve tvaru

$$U_1 = \frac{I\rho_1}{2\pi x} + \frac{\alpha I\rho_1}{2\pi(2d - x)},$$

pro případ, kdy jsou obě elektrody odděleny kontaktem,

$$U_2 = \frac{\beta I\rho_2}{2\pi x}.$$

Druhý člen ve výrazu pro  $U_1$  vyjadřuje účinek zrcadlového fiktivního zdroje  $A'$ , přičemž  $\alpha$  je *koeficient odrazu*. Výraz pro  $U_2$  obsahuje koeficient  $\beta$ , označovaný jako *koeficient propustnosti*. Řešení spočívá v určení koeficientů  $\alpha$  a  $\beta$ .

Na rozhraní prostředí s odlišným měrným odporem platí tzv. *hraniční podmínky*:

$$U_1 = U_2 \Big|_{x=d}, \quad \frac{1}{\rho_1} \frac{dU_1}{dn} = \frac{1}{\rho_2} \frac{dU_2}{dn} \Big|_{x=d}.$$

Z první hraniční podmínky nalezneme, že

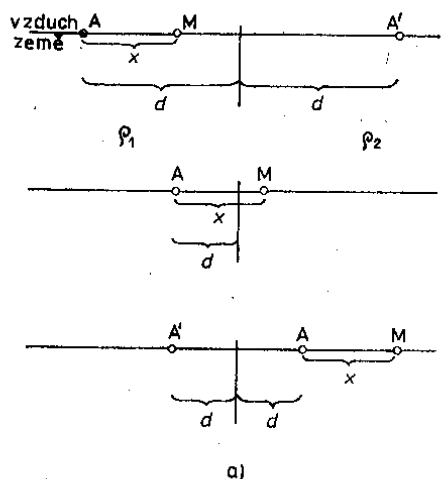
$$\rho_1(1 + \alpha) = \rho_2\beta.$$

Po výpočtu příslušných parciálních derivací a po dosazení do druhé hraniční podmínky dostaneme rovnici:

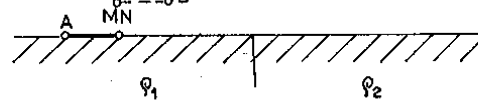
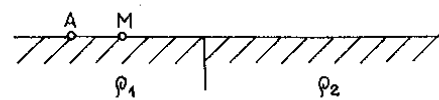
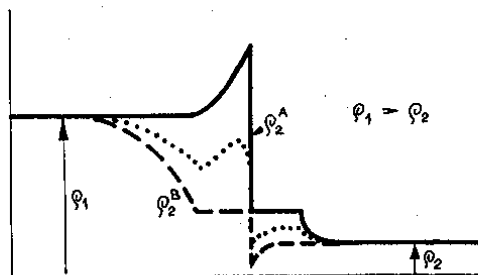
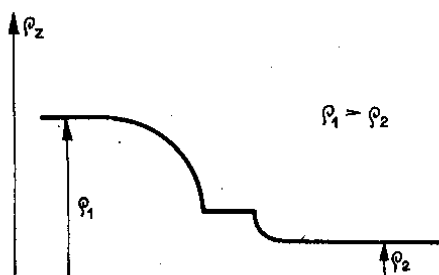
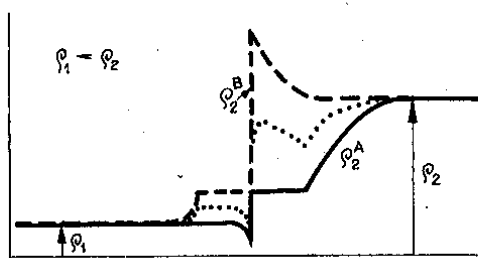
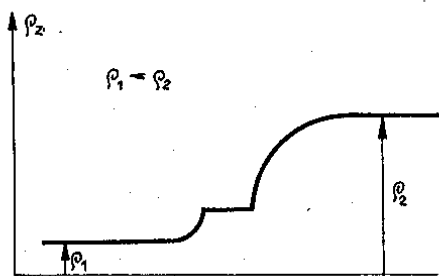
$$1 - \alpha = \beta.$$

Potom snadno nalezneme

$$\alpha = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}, \quad \beta = 1 - \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}.$$



Obr. 28. Odporové profilování nad kontaktem  
a) poloha elektrod vzhledem ke kontaktu při dvoubodovém potenciálovém uspořádání,  
b) křivky  $\rho_z$  pro dvoubodové potenciálové uspořádání, c) křivky  $\rho_z$  kombinovaného a symetrického uspořádání



b)

c)

Koeficient  $\alpha$  je obvykle označován  $k_{12}$ , dále je účelné zavést koeficient  $k_{21} = -k_{12}$ .  
Pro potenciály  $U_1$  a  $U_2$  pak můžeme psát:

$$U_1 = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \left( \frac{1}{x} + \frac{k_{12}}{2d - x} \right), \quad (5.9a)$$

$$U_2 = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \frac{(1 + k_{12})}{x} = \frac{\rho_2 I}{2\pi} \frac{(1 + k_{21})}{x}. \quad (5.9b)$$

Analogicky můžeme odvodit

$$U_3 = \frac{\rho_2 I}{2\pi} \left( \frac{1}{x} + \frac{k_{21}}{2d + x} \right). \quad (5.9c)$$

Po dosazení vztahů (5.9a, b, c) do vzorce (5.6) dostaneme:

$$\rho_z^{(1)} = \rho_1 \left( 1 + \frac{k_{12}x}{2d - x} \right), \quad (5.10a)$$

$$\rho_z^{(2)} = \rho_1(1 + k_{12}), \quad (5.10b)$$

$$\rho_z^{(3)} = \rho_2 \left( 1 + \frac{k_{21}x}{2d + x} \right). \quad (5.10c)$$

Odpovídající křivky  $\rho_z$  jsou na obr. 28b. Bod zápisu je v bodě M. Křivky jsou plynulé, za kontaktem vždy následuje krátký úsek s konstantním  $\rho_z$ .

Podobným způsobem, jakým jsme odvodili křivky  $\rho_z$  pro dvoubodové potenciálové uspořádání, můžeme získat křivky  $\rho_z$  i pro třibodové gradientové uspořádání (MN  $\rightarrow$  O). Křivky  $\rho_z$  (obr. 28c) jsou v tomto případě členitější, kontakt je přesně lokalizován ostrým maximem či minimem. Nejlepší výsledky poskytuje kombinované profilování, kdy se po profilu pohybují dvě třibodová gradientová uspořádání. Průměrná hodnota  $\rho_z^A$  a  $\rho_z^B$  odpovídá symetrickému Schlumbergerovu uspořádání.

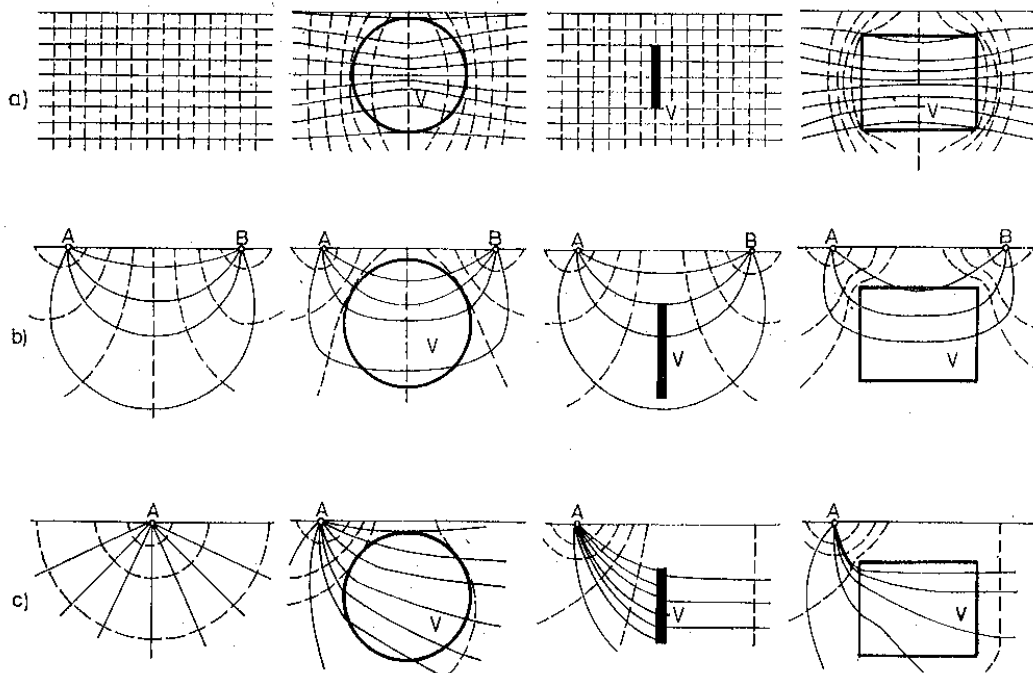
V geologické praxi se velmi často setkáváme s vyhledáváním *vodivých nehomogenit*, zejména při vyhledávání ložisek rud a při sledování tektonických linií. Z hlediska objevitelnosti přirozených vodičů jsou důležité nejen jejich rozměry, tvar a hloubka, ale i volba uspořádání elektrod. Závislost indikace vodivosti na uspořádání elektrod je schematicky znázorněna na obr. 29.

Výraznost indikace vodivosti závisí na míře porušení normálního průběhu proudových linií a ekvipotenciálních ploch. V případě *homogenního proudového pole*, s nímž se můžeme setkat např. u metody středového gradientu (obr. 29a), je situace jednoduchá pro *izometrické vodivé těleso*. Proudové linie se koncentrují do vodiče, takže v jeho okolí dojde ke zředění ekvipotenciálních ploch (dokonalý vodič má na celém povrchu konstantní potenciál). V blízkosti vodiče pak naměříme malý potenciální rozdíl, což vede k poklesu zdánlivého měrného odporu. Podstatně složitější je projev *tenké vodivé desky*. Je-li umístěna kolmo k proudovým liniím, leží na ekvipotenciální ploše, takže nedojde ke zkreslení normálního pole. Pokud je vodivá deska orientována rovnoběžně s proudovými liniemi, koncentruje se proud do vodiče a zkreslení ekvipotenciálních ploch je maximální. U tenkého vodiče tedy existuje výrazná závislost indikace vodivosti na orientaci vodiče vzhledem k proudovým liniím. Při orientaci vodiče kolmo k proudovým liniím nedojde k poklesu ani potenciálního rozdílu, ani zdánlivého měrného odporu. Při orientaci podél proudových linií poklesne výrazně jak potenciální rozdíl, tak zdánlivý měrný odpor  $\rho_z$ .

V *poli dvou proudových elektrod* je situace podobná (obr. 29b). *Izometrické vodivé těleso* zkreslí proudové pole a projeví se poklesem zdánlivého měrného od-

poru. *Tenká vodivá deska* umístěná v rovině symetrie elektrod A a B leží na ekvipotenciální ploše a neprojeví se změnou zdánlivého měrného odporu. Je-li umístěna ve vertikální rovině procházející elektrodami A a B, je zkruslení normálního pole maximální, což se projeví výrazným poklesem  $\rho_z$ .

Z obrázku 29c je patrné, že pro lokalizaci vodiče je velmi příznivé *pole bodového zdroje*. Jakýkoliv vodič vždy zkruslí průběh proudových linií a ekvipotenciálních ploch, což vede ke změnám zdánlivého měrného odporu. Mezi proudovou elektrodou a vodičem dojde k zahuštění proudových linií a růstu  $\rho_z$ , za vodičem k jejich zředění a k poklesu  $\rho_z$ .



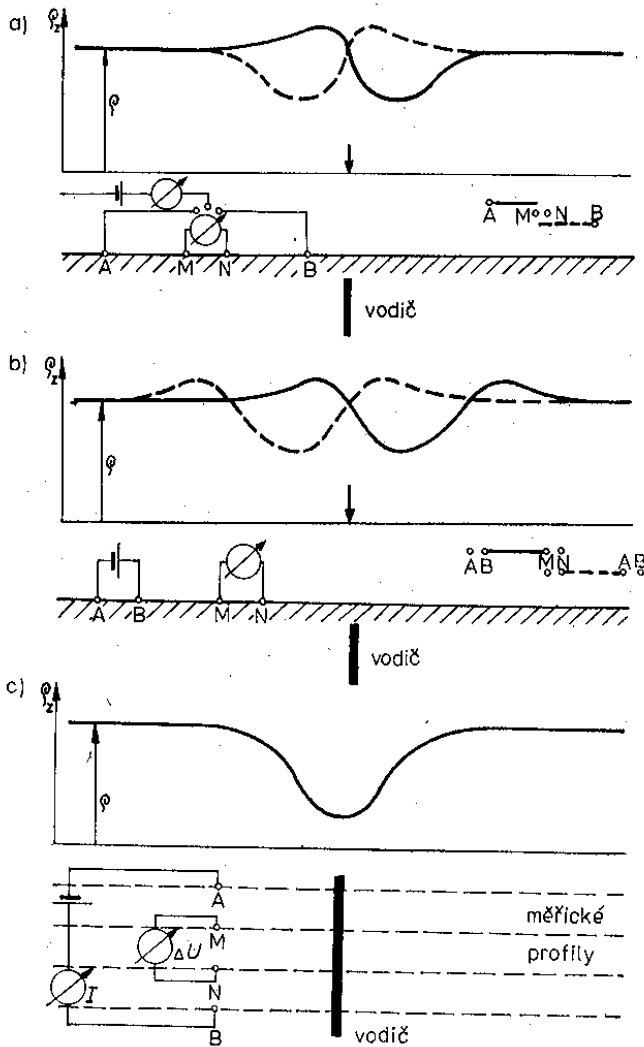
Obr. 29. Závislost indikace vodivosti na uspořádání elektrod

a) vodič v homogenním proudovém poli, b) vodič v poli dvou proudových elektrod,  
c) vodič v poli bodového zdroje

Typické indikace odporového profilování nad *tenkou vodivou deskou* jsou na obr. 30. Nejvýraznější indikaci poskytuje kombinované profilování (obr. 30a). Mírný vzestup odporu na křivce  $\rho_z$  je v tom úseku, kde jsou elektrody MN mezi proudovou elektrodou a vodičem. K výraznému poklesu  $\rho_z$  dochází, nalézá-li se vodič mezi proudovou elektrodou a elektrodami MN. Šířka minima je shodná s rozměrem uspořádání. Podobné indikace poskytuje i dipólové profilování (obr. 30b). Křivky  $\rho_z$  však jsou členitější. U symetrického Wennerova uspořádání dostaneme výraznou indikaci vodivosti pouze v tom případě, kdy jsou elektrody umístěny rovnoběžně s vodičem (obr. 30c). Realizace takového uspořádání je poměrně pracná, navíc musíme předem znát směr vyhledávaného vodiče.

S úkolem vyhledávat *nevodivé nehomogenity* se v geologické praxi setkáváme především při prospececi nerudních ložisek, např. při lokalizaci pegmatitových a křemenných žil. Jako nevodíče se mohou projevovat i rudní žíly, pokud obsahují převážně nevodivou žilovinu a vodivé rudní minerály jsou rozptýleny. Sledování nevodivých hornin, jako jsou keratofyry a křemence, často umožňuje nepřímou lokalizaci rudních poloh.

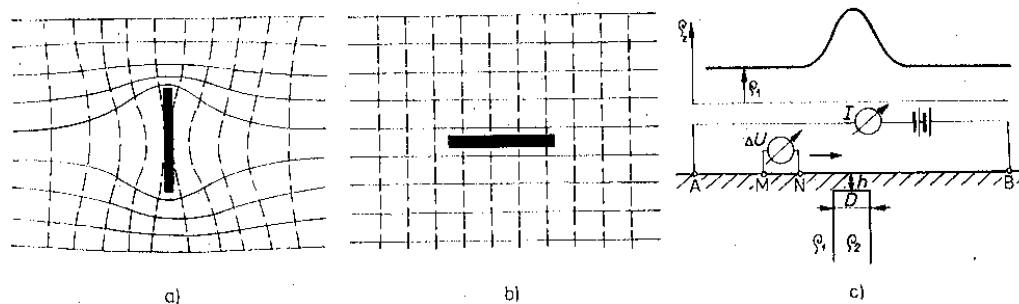
I při vyhledávání nevodičů závisí výsledek odporového profilování nejen na rozměrech, tvaru a hloubce sledovaného nevodiče, ale také na volbě vhodného uspořádání elektrod. Mapování dostatečně velkých odporových nehomogenit, např. mocných poloh kvarcitů, nečiní potíže a je možné např. symetrickým a kombinovaným profilováním. Projev tenkého nevodiče na odporových křivkách však bývá méně výrazný a může být zastřen rušivými vlivy. Proto je k vyhledávání tenkých nevodičů nejvhodnější *metoda středového gradientu* (obr. 27g), při níž proudové elektrody zůstávají na místě a po profilu se pohybují elektrody potenční. Na odporové křivce se pak projevují pouze změny odporu v okolí potenčních elektrod.



Obr. 30. Typické indikace odporového profilování nad tenkou vertikální vodivou deskou  
a) kombinované profilování,  
b) dipólové profilování,  
c) symetrické Wennerovo profilování s kolmým uspořádáním elektrod

Projev *nevodivé tenké desky* umístěné v homogenním proudovém poli je závislý na porušení normálního průběhu proudových linií a ekvipotenciálních ploch. Na rozdíl od vodivé desky, kdy k maximálnímu zkreslení dojde při orientaci ve směru proudových linií, je vhodné nevodivou desku orientovat k proudovým liniím kolmo (obr. 31a). Pokud je odpor nevodivé desky vysoký, musí proudové linie nevodič obtékat, takže v jeho okolí dojde k zahuštění ekvipotenciálních ploch.

Velké potenciální rozdíly, které zde naměříme, pak vedou ke zvýšení zdánlivého měrného odporu. Je-li nevodič orientován ve směru proudových linií, ke zkruslení normálního pole nedojde a nevodič se na odporové křivce neprojeví (obr. 31b). Typická indikace nad tenkou nevodivou deskou v metodě středového gradientu je na obr. 31c.



Obr. 31. Zkreslení homogenního proudového pole nevodivou tenkou deskou  
a) orientace desky kolmo k proudovým liniím, b) paralelní orientace, c) měření metodou středového gradientu nad tenkou nevodivou deskou

Terénní odporová měření, ať profilová, či sondážní, jsou poměrně jednoduchá. Do vybavení terénní skupiny patří přístroj na měření napětí a proudu (např. Geska, výrobek n. p. Geofyzika Brno), zdroj proudu, elektrody a kabely. Při měření s malým hloubkovým dosahem postačují jako zdroj proudu baterie, při měření s velkým hloubkovým dosahem (rozestupy elektrod AB 2 km a více) je zdrojem proudu agregát (spalovací motor s dynamem).

## 5.2 Vertikální elektrické sondování VES

Při studiu oblastí s horizontálně uloženými vrstvami, např. v ropných a uhelných pánvích, je hlavní odporovou metodou vertikální elektrické sondování. Možnosti metody VES jsou závislé na mocnostech jednotlivých geoelektrických vrstev a na velikosti změn odporu na jejich rozhraních. Geoelektrických řezů s horizontálně uloženými vrstvami je řada typů. Nejjednodušší je *dvouvrstvý* (obr. 32a), složitější jsou *třívrstvé* (obr. 32b), *čtyřvrstvé* a *vícevrstvé*. Teoretické křivky, vypočtené pro různé poměry odporů a mocností vrstev, jsou zobrazeny na dvojitěm logaritmickém papíru a sestaveny do nomogramů. Dvojitý logaritmický papír usnadňuje grafickou interpretaci, neboť porovnáním teoretických a naměřených křivek VES můžeme přímo určit poměry odporů a mocností jednotlivých vrstev (posun naměřených křivek ve směru os odpovídá násobení, resp. dělení).

Podle počtu vrstev a poměru odporů jsou pro křivky a nomogramy volena různá označení. Pro dvouvrstvý elektrický řez máme nomogram „ $\rho_2$ “, pro třívrstvé máme křivky typu

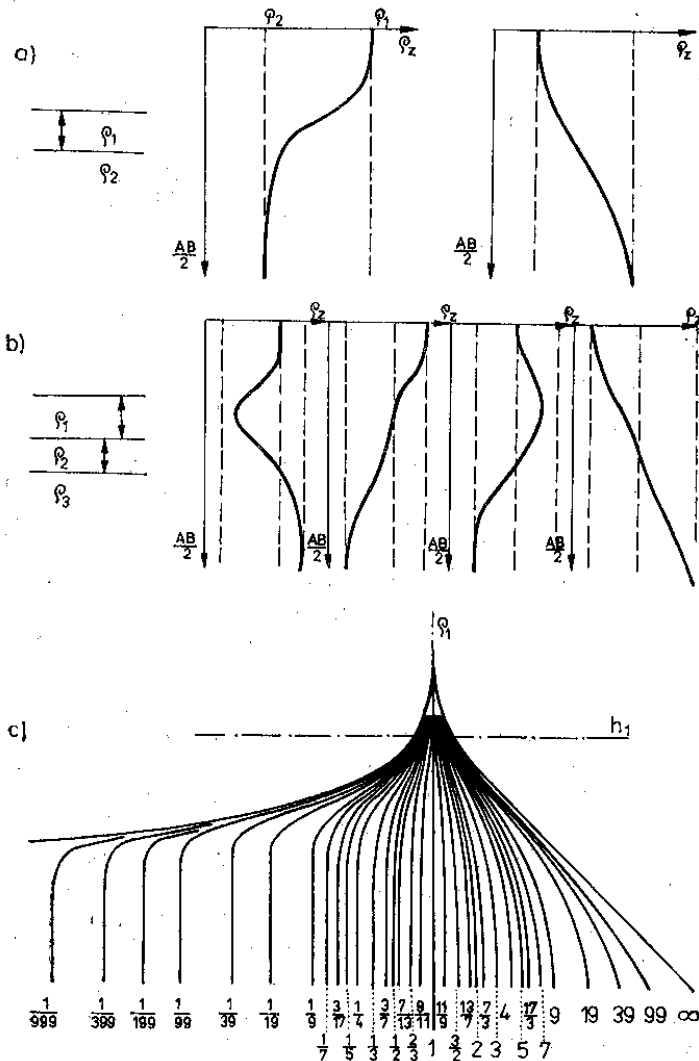
$$\begin{aligned} H(\rho_1 > \rho_2 < \rho_3), & \quad Q(\rho_1 > \rho_2 > \rho_3), \\ K(\rho_1 < \rho_2 > \rho_3), & \quad A(\rho_1 < \rho_2 < \rho_3) \end{aligned}$$

a pro čtyřvrstvé

$$HK(\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4), \quad HA(\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 < \rho_4)$$

atd.

Při interpretaci dvouvrstvého elektrického řezu porovnáme naměřenou křivku VES s nomogramem „ $\rho_2$ “ (obr. 32c). Úvodní asymptota teoretické křivky nám určí  $\rho_1$ , koeficient  $\rho_2/\rho_1$  (u teoretické křivky, která nejlépe souhlasí s křivkou naměřenou) umožní výpočet  $\rho_2$ . Podle přímky  $h_1$  odečteme mocnost první vrstvy. Spolehlivější výsledky dostaneme v případě, kdy  $\rho_2 < \rho_1$ .



Obr. 32. Typy geoelektrických řezů  
 a) dvouvrstvý, b) třívrstvý, c) nomogram „ $\rho_2$ “ k interpretaci dvouvrstvých geoelektrických řezů

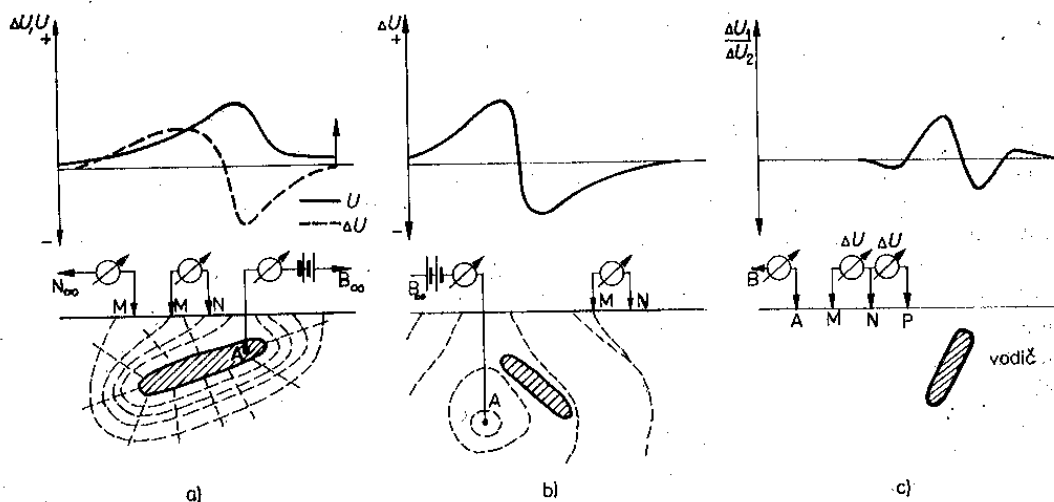
K interpretaci třívrstvných a vícevrstvných křivek VES jsou sestaveny obsáhlé soubory nomogramů, rozdělené podle základních typů křivek ( $H$ ,  $Q$ ,  $K$ ,  $A$ ) do čtyř částí. Manipulace s nomogramy je popsána ve zvláštních instrukcích. V poslední době byly k interpretaci křivek VES sestaveny speciální programy řešitelné na kapesních programovatelných kalkulátorech či na stolních počítačích. Nutno poznamenat, že interpretace VES je mnohoznačná v důsledku tzv. *principu*



ekvivalence. Na teoretických i praktických křivkách VES se v určitém rozmezí změn odporů a mocností projeví stejným způsobem vrstvy s konstantní *podélnou vodivostí*  $h_i/\rho_i$  (vrstvy v okolí mají vyšší odpor) či s *příčným odporem*  $\rho_i/h_i$  (vrstvy v okolí mají nižší odpor).

### 5.3 Potenciálové metody

Samostatnou skupinu v souboru geoelektrických metod tvoří tzv. potenciálové metody. Způsobem měření jsou podobné metodám odporovým. Hlavní podobnost spočívá v tom, že stejně jako u odporových se i u potenciálových metod používají proudové elektrody, jimiž se do země zavádí stejnosměrný proud (nebo střídavý o nízké frekvenci), a potenční elektrody, jimiž se měří vytvářené pole. Na rozdíl od odporových metod, kde jsou výsledkem měření křivky zdánlivého měrného odporu, jsou v potenciálových metodách výsledky zobrazovány v křivkách *potenciálu*, *gradientů potenciálu* ap. V praxi se potenciálové metody uplatňují pouze při podrobném měření při vyhledávání a průzkumu rudních ložisek. Přehled potenciálových metod je na obr. 33.



Obr. 33. Princip potenciálových metod

a) metoda nabitého tělesa, b) metoda ponořené elektrody, c) metoda poměru gradientů potenciálu

*Metoda nabitého tělesa* (obr. 33a) umožňuje určení rozsahu, tvaru a úložních poměrů vodivých rudních těles zastížených vrtem nebo báňským dílem. S její pomocí také vyhledáváme neznámá rudní tělesa nalézající se v blízkosti těles známých a zjišťujeme vzájemné propojení rudních těles.

Na rozhraní karotážních metod a povrchové geoelektriky leží metody, u nichž jedna z proudových elektrod a někdy i z měřicích je umístěna ve vrtu nebo v báňském díle. Tato elektroda se nazývá *ponořená* (obr. 33b). Rozložení potenciálu nebo gradientu potenciálu takového zdroje se měří na povrchu, někdy též v jiném vrtu. Z naměřených hodnot můžeme usuzovat na odporové poměry v okolí vrtu, zejména na přítomnost vodivých rudních těles, která vrt nezastihl. Princip interpretace spočívá ve srovnání praktických křivek s teoretickým průběhem potenciálu, popřípadě s průběhem potenciálu zjištěným v oblastech bez rudních těles. Výhodou takových měření je větší hloubkový dosah než při povrchovém měření.

Princip metody poměru gradientů potenciálu (obr. 33c) spočívá v tom, že měříme poměr potenciálních rozdílů  $\Delta U_{NF}/\Delta U_{MN}$  mezi dvěma sousedními páry měřicích elektrod v poli pohyblivých nebo stabilních proudových elektrod. Většinou se měří v modifikaci profilování, výjimečně v modifikaci sondování. Profilování metodou poměru gradientů potenciálu slouží k vyhledávání a sledování nevodivých žil a kontaktů. Díky tomu, že měříme poměr dvou veličin a nikoliv absolutní hodnotu, je možné zvýšit přesnost měření. Metoda je však velmi citlivá na pří-povrchové lokální odporové nehomogenity. Proto se používá pouze v prostředí odporově relativně homogenním, nebo v komplexu s ostatními geofyzikálními metodami.

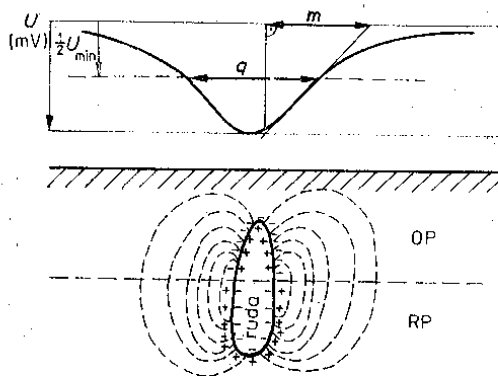
#### 5.4 Metoda spontánní polarizace SP

Metoda spontánní polarizace (SP) je založena na studiu přirozených elektrických polí lokálního charakteru. Patří sem zejména pole elektrochemického, filtračního a difúzního původu. Metoda SP je nejčastěji aplikována při vyhledávání a průzkumu ložisek užitkových nerostů a při mapování hornin. Základním předpokladem úspěšného použití metody SP je *elektronová vodivost* vyhledávaných a mapovaných objektů. Přirozená pole filtračního a difúzního původu se využívají v hydrogeologii a inženýrské geologii.

Největší význam z přirozených lokálních geoelektrických polí mají pole elektrochemická. Vznikají v okolí přirozených vodičů, jimiž mohou být ložiska sulfidických rud, grafitu, magnetitu, antracitu, dále souvrství grafitizovaných, pyritizovaných a pyrotinizovaných hornin. Intenzita pole závisí na mineralogickém složení a struktuře elektronového vodiče a na *gradientu oxidačně redukčních vlastností* okolního prostředí ve vertikálním směru.

Jevy vznikající v okolí přirozených vodičů jsou podobné procesům v galvanickém článku. Tam elektromotorické napětí vzniká v důsledku odlišných elektrodových potenciálů na elektrodách z různého kovu uložených ve stejném elektrolytu. U přirozených elektrochemických polí je jedno relativně homogenní těleso (např. rudní) uloženo v elektrolytu s vlastnostmi měnícími se ve vertikálním směru. Proměnlivost elektrolytu je zajišťována přínosem kyslíku z atmosféry prostřednictvím srážek. Vody obsažené v horninách mají při zemském povrchu charakter *oxidační* a ve větších hloubkách *redukční*. Změna vlastností elektrolytu na povrchu vodiče vede ke změně *elektrodových potenciálů* a ke vzniku elektrických proudů (obr. 34). Čím větší jsou rozdíly elektrodových potenciálů v různých místech povrchu vodiče a čím je vodič rozsáhlejší, tím intenzivnější pole vzniká.

Nejintenzivnější spontánní pole (500 až 1 000 mV) zjišťujeme nad ložisky



Obr. 34. Vznik přirozených elektrochemických polí v okolí rudního tělesa  
OP — oxidační prostředí, RP — redukční prostředí,  $U$  — průběh potenciálu na povrchu; na křivce potenciálu  $U$  jsou vyznačeny parametry  $q$  a  $m$

pyritu, grafitu, nad pyritizovanými a grafitizovanými horninami. Méně intenzivní anomálie (150 až 400 mV) pozorujeme nad polymetalickými sulfidickými ložisky obsahujícími pyrit, chalkopyrit, galenit a další sulfidy. Tam, kde u polymetalických ložisek převládá galenit a sfalerit (nevodivý), jsou anomálie ještě slabší (50 až 100 mV).

*Filtrační* pole vznikají při filtraci podzemních vod v horninách. Nejmarkantnější se projevují v podmínkách horského reliéfu a v údolích řek. Vyvýšeniny, z nichž vody filtrují do níže položených oblastí, jsou provázeny záporným potenciálem vzhledem k údolím. Spád filtračních potenciálů může dosahovat až 100 mV km<sup>-1</sup>.

*Difúzní* pole vznikají tam, kde se stýkají podzemní vody s různou koncentrací nebo složením rozpuštěných solí. Intenzita difúzních polí dosahuje 10 až 50 mV; závisí na elektrochemických vlastnostech minerálů tvořících prostředí. Filtrační a difúzní pole jsou aplikována v karotáži; při povrchovém měření v rudní prospekci se s nimi setkáváme jako s poruchami.

*Teoretické základy metody SP* jsou rozpracovány s ohledem na objekty, které touto metodou vyhledáváme. Izometrická rudní tělesa můžeme přirovnat ke kouli, protažená mocná tělesa k váleci a rudní žíly k tenké desce. Změna skoku potenciálu s hloubkou je u izometrických těles definována jako lineární, u těles deskovitého tvaru se předpokládá nahromadění záporného náboje v horní hraně modelu a kladný náboj je rovnoměrně rozptýlen po zbývající části desky.

Pro *izometrická tělesa* můžeme potenciál pole SP vyjádřit jako účinek vertikálního dipólu. V polárních souřadnicích dostáváme rovnici:

$$U = \frac{M \cos \Theta}{r^2}, \quad (5.11a)$$

kde koeficient  $M$  vyjadřuje moment dipólu. V pravouhlých souřadnicích má rovnice tvar (profil veden epicentrem koule):

$$U = M \frac{-z_0}{(x^2 + z_0^2)^{\frac{3}{2}}}. \quad (5.11b)$$

Hloubku středu koule  $z_0$  můžeme určit ze šířky poloviční anomálie  $q$ :

$$z_0 \doteq 0,65q,$$

nebo z parametru  $m$ :

$$z_0 \doteq 0,86m.$$

Parametry  $q$  a  $m$  jsou vyznačeny na obr. 34.

Pro hloubku  $h$  svrchní části sloupcovitých těles byly odvozeny přibližné vztahy:

$$h \doteq 0,29q, \quad h \doteq 0,38m,$$

pro vertikální deskovitá tělesa bylo modelováním stanoveno:

$$h \doteq (0,25 \div 0,40) q, \quad h \doteq (0,4 \div 0,7) m.$$

Pro tělesa s velkým rozměrem do hloubky platí menší konstanty, pro tělesa s malým vertikálním rozměrem větší.

Při studiu *lokálních spontánních polí* měříme v terénu malé potenciální rozdíly, jejichž velikost nepřesahuje 1 500 mV. Zajímají nás anomálie dosahující prvních desítek milivoltů. Měří se různými typy milivoltmetrů s velkým vstupním odporem. Další důležitou součástí aparatury jsou nepolarizovatelné elektrody. Uzemnění je realizováno kovovou elektrodou ponořenou v keramické porézní

nádobce do roztoku soli téhož kovu. Nádobka je zatlačena do předem připravené jamky. Zapojení aparatury v metodě SP je velmi jednoduché. Nepohyblivá elektroda N je krátkým vodičem připojena ke svorce N milivoltmetru, pohyblivá elektroda M přes buben s kabelem ke svorce M. Před započítáním měření je třeba zkontrolovat citlivost přístroje, vlastní polarizaci elektrod a prověřit správnost zapojení s ohledem na znaménko.

### 5.5 Metoda vyzvané polarizace VP

Metoda vyzvané polarizace (VP) se uplatňuje zejména tam, kde nelze očekávat pozitivní výsledek od metody SP (velká hloubka hledaných objektů, nepříznivá struktura rudních minerálů). Procesy vzniku pole VP lze spojovat s *elektrochemickými jevy* probíhajícími v *hraniční vrstvě* mezi tuhou a kapalnou fází prostředí. Tuhá složka horniny z hlediska elektrické vodivosti může být prakticky izolátorem (většina horninotvorných minerálů) nebo elektronovým vodičem (mnohé rudní minerály). Kapalná složka je tvořena roztoky solí zaplňujícími póry a pukliny v hornině. Vodivost hornin je nejčastěji podmíněna přítomností elektrolytu a má iontový charakter. Elektrochemické procesy na hranici elektrolytu s izolátorem a elektrolytu s elektronovým vodičem jsou různé, což je hlavním předpokladem využití metody VP v rudní prospekci. Pokud těleso s elektronovou vodivostí tvoří kompaktní celek, vzniknou kontaktní potenciály na povrchu tělesa, tj. na kontaktu s okolním prostředím s iontovou vodivostí. Tento proces se nazývá *povrchová polarizace*. Je-li však těleso tvořeno souborem malých, navzájem izolovaných částic s elektronovou vodivostí (např. vtroušené zrudnění v nevodivých horninách), pak se polarizuje každá částice s elektronovou vodivostí samostatně a uplatní se tzv. *objemová polarizace*. Kromě polarizace na kontaktu elektronových a iontových vodičů dochází i k polarizaci samotných iontových vodičů. Vznik těchto potenciálů se vysvětluje pohybem iontů v elektrickém poli, při němž vlivem elektroosmózy dochází k rozdílné koncentraci iontů, a tím i k polarizaci. Tyto efekty se uplatňují nejvíce v jílech, avšak celkově je polarizace iontových vodičů o řád nižší než polarizace elektronových vodičů.

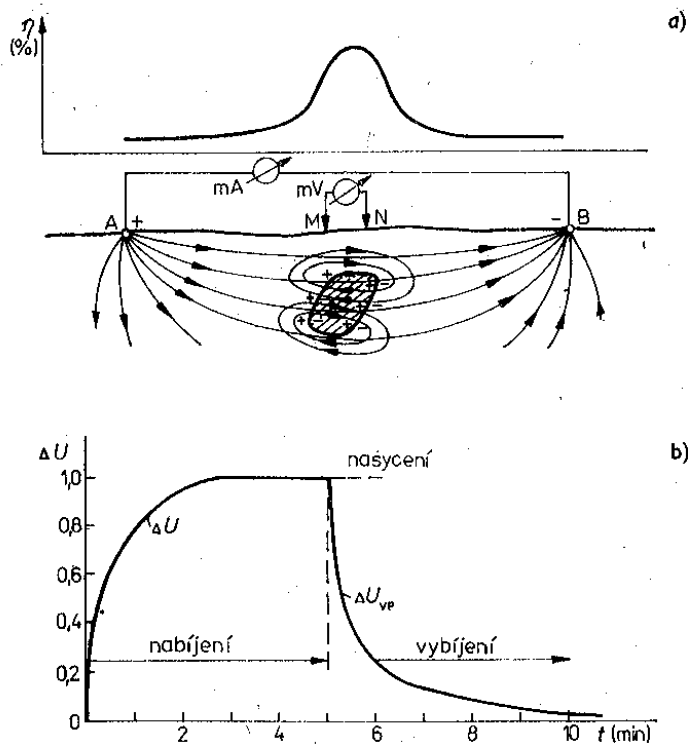
Uspořádání elektrod a zapojení aparatury je v metodě VP podobné jako při odporovém geoelektrickém měření (obr. 35a). Měříme proud  $I$  v proudovém okruhu, potenciální rozdíl  $\Delta U$  mezi potenčními elektrodami při zavádění proudu do země (polarizující pole) a potenciální rozdíl  $\Delta U_{VP}$  mezi týmiž elektrodami v určitém okamžiku po vypnutí proudu (pole vyzvané polarizace). Výsledky zobrazujeme jako grafy *zdánlivé polarizovatelnosti*  $\eta_z$  a *zdánlivého měrného odporu*  $\rho_z$ . Hodnoty vypočítáme podle vztahů:

$$\eta_z = \frac{\Delta U_{VP}}{\Delta U} 100 \%, \quad \rho_z = k \frac{\Delta U}{I} \quad (\Omega \text{ m}).$$

Časový průběh napětí  $\Delta U$  a  $\Delta U_{VP}$  je naznačen na obr. 35b. Dlouhodobé proudové impulsy trvající 3 až 5 minut jsou do země zaváděny jen při speciálních výzkumech. Při běžném měření jsou do země zaváděny různopólní pravoúhlé impulsy trvající pouze několik sekund.

Metoda VP má tyto hlavní přednosti: Jednoznačně lokalizuje rudní objekty s elektronovou vodivostí. Zjišťuje i ložiska s izolovaným vtroušeným zrudněním, která se neprojevují v ostatních geoelektrických metodách. Spolehlivě vylučuje nerudní anomálie vodivosti spojené se zvodněnými zónami, s tektonickými liniemi a se zvýšenou mocností nánosů. Podle výkonu aparatury a velikosti objektu může mít metoda VP značný hloubkový dosah. Indikuje zóny rozptýlené rudní mineralizace a tak nepřímou vyhledává hluboko uložená rudní tělesa.

Aparatury VP se dělí na dvě skupiny podle způsobu měření: impulsní a frekvenční. Aparatura pro měření impulsním způsobem musí obsahovat tyto části: zdroj stejnosměrného proudu s ovládacím zařízením, které umožňuje zapínání a vypínání proudu v pravidelných časových intervalech, dále přístroj na měření  $\Delta U$  a  $\Delta U_{VP}$ . Napětí  $\Delta U_{VP}$  je malé a nestacionární. Je měřeno buď bodově v určitém okamžiku po vypnutí proudového impulsu (např. 0,2 s), nebo je jeho hodnota integrována ve vhodné zvoleném časovém úseku (např. 0,2 až 0,5 s).



Obr. 35. Princip metody vyzvané polarizace (VP). Zapojení aparatury a časový průběh potenciálních rozdílů  $\Delta U$  a  $\Delta U_{VP}$

U moderních aparatur lze měření automaticky opakovat a získat průměrnou hodnotu z více měření. Integrovní způsob měření umožňuje aparatura IPOR, výrobek n. p. Geofyzika Brno.

Frekvenční způsob měření VP je založen na využití závislosti efektu VP na frekvenci budicího proudu. Čím je frekvence nižší, tím je efekt VP vyšší. K výpočtu zdánlivé polarizovatelnosti  $\eta_z$  můžeme např. použít výsledky odporových měření s odlišnou frekvencí proudu:

$$\eta_z = \frac{\rho_z^* - \rho_z}{\rho_z^*} 100 \% \quad (5.12)$$

Zdánlivý měrný odpor  $\rho_z^*$  byl získán z měření proudem o frekvenci 0,1 Hz, odpor  $\rho_z$  z měření proudem o frekvenci 20 Hz. Například firma Geoscience vyrábí aparaturu s frekvencemi 0,05; 0,1; 0,3; 1; 3 a 10 Hz. Aparatura firmy Scintrex má zdroj proudu s pravouhlými impulsy o nízké frekvenci. Efekt VP se získává harmonickou analýzou průběžně registrovaného napětí.

Terénní měření VP aparaturou firmy Scintrex je na obr. 36. Ve srovnání

s ostatními geoelektrickými metodami je metoda VP náročná na aparaturu i na počet pracovníků. Proto se používá pouze na lokalitách, jejichž nadějnost byla předem ověřena jinými metodami, např. elektromagnetickými a geochemickými.



Obr. 36. Terénní měření metodou VP frekvenční aparatury firmy Scintrex (foto R. Duda)

## 5.6 Elektromagnetické metody TURAM a SLINGRAM

Elektromagnetické metody zaměřené na potřeby rudní prospekce byly vyvinuty ve třicátých letech ve skandinávských zemích. Jsou založeny na využití zákonů elektromagnetické indukce. Umístíme-li na zemském povrchu zdroj střídavého elektromagnetického pole (primárního), pak ve vodičích nalézajících se pod zemským povrchem budou protékat indukované elektrické proudy. Tyto proudy vyvolají druhotné (sekundární) elektromagnetické pole, které na zemském povrchu společně s polem primárním vytvoří pole výsledné. Elektromagnetická pole využívaná v geofyzice jsou nejčastěji harmonická, tj. mění se podle vztahů:

$$\begin{aligned} H(t) &= H_0 \cos(\omega t - \varphi_H), \\ E(t) &= E_0 \cos(\omega t - \varphi_E), \\ j(t) &= j_0 \cos(\omega t - \varphi_j), \end{aligned} \quad (5.13)$$

kde  $H(t)$ ,  $E(t)$ ,  $j(t)$  jsou okamžité hodnoty intenzity magnetického pole, intenzity elektrického pole a proudové hustoty v čase  $t$ .  $H_0$ ,  $E_0$  a  $j_0$  jsou jejich maximální možné hodnoty,  $\omega$  je úhlová frekvence neboli počet period za  $2\pi$  sekund.

Proud ve zdroji harmonického elektromagnetického pole se mění podle rovnice

$$I = I_0 \cos \omega t. \quad (5.14)$$

Podobně jako ve vztazích (5.13) je i zde  $I$  okamžitá hodnota proudu v čase  $t$ ,  $I_0$  je maximální možná hodnota. Úhly  $\varphi_H$ ,  $\varphi_E$  a  $\varphi_j$  udávají, jaké je *fázové zpoždění* veličin  $H$ ,  $E$  a  $j$  za proudem  $I$  v generátoru. Pro elektromagnetickou indukci je typické, že velikost a fázové zpoždění jednotlivých veličin se mění v závislosti na elektrických vlastnostech prostředí. Fázově různě posunutá jsou pole primární, sekundární a výsledné. Elektromagnetickými metodami se nejčastěji sleduje *intenzita magnetického pole  $H$* .

Harmonicky proměnnou veličinu  $H(t)$  s nenulovým fázovým zpožděním  $\varphi$  můžeme rozložit na dvě části:

$$H(t) = H_0 \cos(\omega t - \varphi) = \operatorname{Re}(H) \cos \omega t + \operatorname{Im}(H) \sin \omega t, \quad (5.15)$$

kde  $\operatorname{Re}(H)$  je *synfázní (reálná) část* a  $\operatorname{Im}(H)$  *mimofázní (imaginární) část*. S využitím goniometrické rovnice pro  $\cos(\alpha - \beta)$  můžeme napsat

$$\begin{aligned} \operatorname{Re}(H) &= H_0 \cos \varphi, & \operatorname{Im}(H) &= H_0 \sin \varphi, \\ \varphi &= \operatorname{arctg} \frac{\operatorname{Im}(H)}{\operatorname{Re}(H)}, & H_0 &= \sqrt{\operatorname{Re}^2(H) + \operatorname{Im}^2(H)}. \end{aligned} \quad (5.16)$$

Veličina  $H(t)$ , tj. *vektor výsledného magnetického pole*, je vektorovým součtem vektoru primárního magnetického pole  $H_p(t)$  a vektoru sekundárního magnetického pole  $H_s(t)$ . Vektory  $H_p(t)$  a  $H_s(t)$  mají různou orientaci a jsou vzájemně fázově posunuty. Lze dokázat, že výsledné magnetické pole je *elipticky polarizováno*, tj. vektor  $H(t)$  opíše během jedné periody elipsu.

Předpokládejme, že vektor  $H_p(t)$  je horizontální a leží v ose  $x$ , vektor  $H_s(t)$  svírá s osou  $x$  úhel  $\alpha$ . Úhel mezi velkou poloosou elipsy polarizace a osou  $x$  označme  $\vartheta$ . Za předpokladu, že sekundární pole je podstatně menší než pole primární, je úhel  $\vartheta$  velmi malý. Pak můžeme přibližně psát:

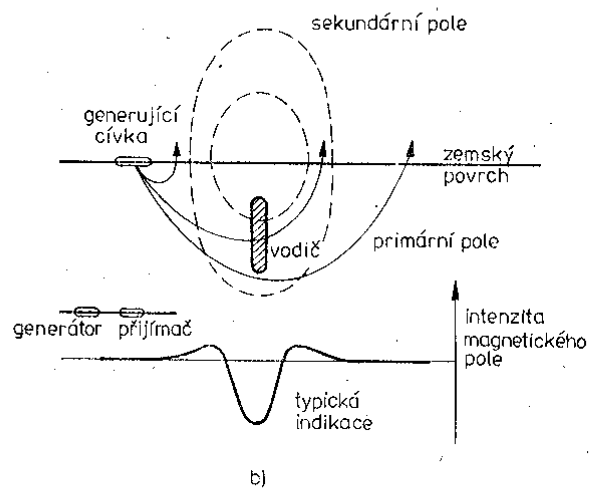
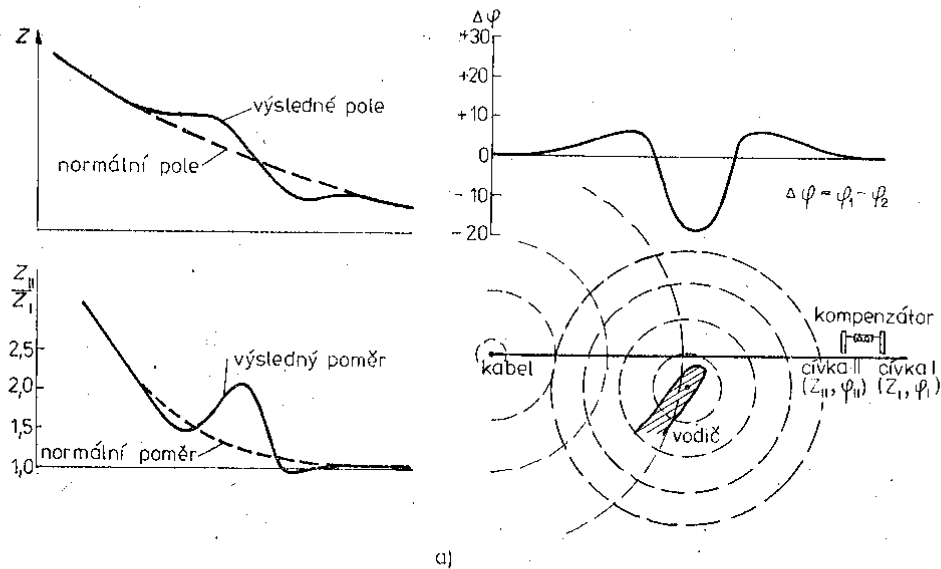
$$\begin{aligned} \operatorname{tg} \vartheta &\doteq \frac{H_s \sin \alpha \cos \varphi}{H_p} = \frac{\operatorname{Re} H_s^z}{H_p}, \\ \frac{b}{a} &\doteq \frac{H_s \sin \alpha \sin \varphi}{H_p} = \frac{\operatorname{Im} H_s^z}{H_p}, \end{aligned} \quad (5.17)$$

kde  $H_s^z$  je *vertikální složka sekundárního pole*. Měřením parametrů elipsy polarizace tak můžeme přibližně určit reálnou a imaginární část vertikální složky sekundárního pole vztahenou k intenzitě primárního pole (obvykle vyjádřeno v %).

Výsledné magnetické pole můžeme měřit relativně, nebo absolutně. Při *relativním* měření se např. měří poměr vertikálních složek a jejich fázový rozdíl ve dvou blízkých bodech (metodou TURAM), nebo poměr dvou vzájemně kolmých složek v jednom bodě. Při *absolutním* měření se studuje horizontální či vertikální složka, resp. totální vektor, a měří se fázové zpoždění za polem primárním.

*Zdroje harmonického elektromagnetického pole* mohou mít různý rozměr a tvar, mohou být pevné či pohyblivé v závislosti na řešení problému a na požadovaném hloubkovém dosahu. Časté je pole tzv. „*nekonečného*“ kabelu, kdy na zemském povrchu máme v přímce rozložen kabel dlouhý 1 až 5 km. Primární pole v tomto případě je buzeno konduktivně a induktivně. Kabel je rozložen ve směru sledovaných struktur, měříme v profilech kolmých ke kabelu. Velikost proměřované plochy se pohybuje v rozmezí 1 až 25 km<sup>2</sup>. Nejčastějším induktivním zdrojem je pravoúhlá obdélníková smyčka o rozměrech 0,5 až 1 km krát 1 až 2 km. Měříme vně smyčky v profilech kolmých k delší straně obdélníka, proměřovaná plocha má velikost 1 až 4 km<sup>2</sup>. Pohyblivým zdrojem primárního pole bývá vertikální nebo horizontální cívka (dipól). V praxi jsou častější zdroje s induktivním buzením, neboť interpretace naměřených anomálií je v tomto případě jednodušší.

Vznik a tvar anomálie v metodě *TURAM* si zjednodušeně vysvětlíme n-  
 obr. 37a. Zdrojem primárního pole je pravoúhlá obdélníková smyčka nebo „ne-  
 konečný“ kabel (kolmo k nákrese). Výsledné pole měříme relativně dvěma vertikál-  
 ními cívkami. Určujeme poměr vertikálních složek magnetického pole ve dvou bodech  
 vzdálených 20 až 40 m a fázový rozdíl mezi těmito složkami. Ve vodiči nalézajícím  
 se v primárním elektromagnetickém poli se indukuje elektrický proud, fázově  
 posunutý vzhledem k proudu ve zdroji primárního pole. Tento proud vytváří  
 sekundární magnetické pole, které společně s polem primárním skládá pole vý-  
 sledné. Nad vodičem se výsledné pole liší od primárního jak v amplitudě, tak i ve  
 fázi. Na obrázku 37a je průběh vertikální složky primárního i výsledného pole,



Obr. 37. Princip elektromagnetických metod  
 a) vznik anomálie v metodě *TURAM*, b) v metodě *SLINGRAM*



z něhož lze odvodit křivku poměru  $Z_{II}/Z_I$ . Maximum poměru vertikálních složek lokalizuje vodič. Křivka fázového rozdílu ( $\varphi_I - \varphi_{II}$ ) určuje polohu vodiče minimumem. Bod zápisu je vztahován do středu mezi cívkami. Hodnoty poměru vertikálních složek a fázového rozdílu se vynášejí do grafu a kvantitativně interpretují. Z hodnot fázového rozdílu se konstruuje mapy izolinií.

Základní součásti *aparatury TURAM* jsou: napájecí agregát, měřicí cívky a kompenzátor. Frekvenci můžeme volit 220, 660 nebo 1 980 Hz, v závislosti na odporových poměrech. Jsou-li vyhledávané vodiče umístěny v prostředí s vysokým odporem, volíme frekvenci vyšší, v opačném případě nižší. Vlastní měření spočívá ve vykompenzování poměru amplitud a fázového rozdílu, a jejich odečtení na stupnicích. U některých nových aparatur je kompenzace automatická s číslicovým výstupem. Aparaturu TURAM tradičně vyrábí švédská firma ABEM, kanadská firma Scintrex a řada dalších.

V *metodě SLINGRAM* se po profilu pohybuje generátor společně s přijímačem. Jejich vzdálenost se mění od 10 do 100 m, výjimečně dosahuje 200 m a více. Pole generátoru si můžeme zjednodušeně představit jako pole dipólu, nejčastěji vertikálního. Přijímač měří vertikální složku, je kabelem (nebo vysílačem — přijímačem) spojen s generátorem, takže lze měřit *intenzitu pole a fázové zpoždění* výsledného pole za primárním, resp. *reálnou a imaginární část výsledného pole*. Vznik anomálie si vysvětlíme na obr. 37b. Primární pole vertikálního dipólu působí na vertikálně uloženou vodivou desku. V okolí vodiče vznikne sekundární pole, které mezi generátorem a vodičem má směr shodný s polem primárním, za vodičem opačný. Pohybují-li se nad vodičem současně generátor i přijímací cívka, dostaneme pro intenzitu magnetického pole typickou indikaci (reálná část pole). Nad vodičem naměříme minimum s menšími maximy po stranách. Aparaturu pro měření metodou SLINGRAM vyrábí švédská firma ABEM pod názvem „Gun Equipment“ a kanadská firma APEX pod značkou MAXMIN III.

Existuje ještě celá řada elektromagnetických metod s pohyblivým zdrojem a přijímačem, způsob měření je však podstatně složitější než u metody SLINGRAM. Tak například kanadská firma McPhar vyrábí aparaturu GEM-8, u níž vertikální nebo horizontální dipól vytváří primární pole o volitelné frekvenci 40 až 5 000 Hz. Výsledné pole se měří dvěma vzájemně kolmými cívkami, což umožňuje určení všech prvků elipsy polarizace (sklon velké poloosy, její velikost, poměr malé a velké poloosy). Aparatura je určena k vyhledávání vodivých rudních těles. Kanadská firma Geonics vyrábí aparaturu EM 34 s generující cívkou vytvářející horizontální dipól kolmý k profilu. Přijímací cívka měří horizontální složku výsledného pole kolmou k profilu. Vzdálenost cívek na profilu je 10, 20 nebo 40 m, odpovídající frekvence jsou 6,4; 1,6 a 0,4 kHz. Na přístroji se přímo odečítá zdánlivý měrný odpor v bodě měření. Tataž firma vyrábí aparaturu EM 31 založenou na stejném principu. Generující dipól a měřicí dipól však jsou pevně spojeny a jsou vzdáleny 4 m, elektromagnetické pole má frekvenci 9,8 kHz. Aparatury EM 34 a EM 31 jsou vhodné k řešení hydrogeologických a inženýrskogeologických problémů.

## 5.7 Metoda velmi dlouhých vln VDV

V uplynulých 10 až 15 letech našla v geologicko-geofyzikální praxi široké uplatnění metoda velmi dlouhých vln (VDV) založená na využití elektromagnetického pole speciálních dlouhovlnných radiostanic. Tyto stanice jsou v provozu teprve od konce padesátých let a pracují v pásmu velmi dlouhých vln (very low frequencies — VLF). Metoda využívající elektromagnetické pole běžných radiostanic byla známa již ve dvacátých letech jako takzvaná *metoda radioklip*. Dnes

se již nepoužívá, neboť metoda VDV má větší hloubkový dosah vyplývající z nižší frekvence měřeného pole (18 až 24 kHz).

Primární magnetické pole radiostanic  $H_p$  má v dostatečně velké vzdálenosti od zdroje pouze horizontální složku, která je při správné volbě stanice rovnoběžná s profilem. Je-li přítomno vodivé těleso, koncentrují se v něm proudy z okolního prostředí a navíc se indukují tzv. vířivé proudy. Vodivé těleso se pak projeví sekundárním magnetickým polem  $H_s$ , které je menší než primární a má obecný směr. V závislosti na podílu koncentračních a vířivých proudů ve vodivé nehomogenitě pak dochází k fázovému posunutí  $H_s$  vůči  $H_p$ , takže výsledné magnetické pole je elipticky polarizováno. Z fyzikální podstaty metody vyplývá, že největší anomálie vznikne v případě, kdy je vodivé těleso protaženo ve směru kolmém k primárnímu poli, tj. ve směru ke zdroji. Tím je dána i volba radiostanice, která se má nalézat ve směru sledovaných geologických struktur. Poměrně hustá síť výkonných radiostanic správnou volbu umožňuje.

Většina aparatur VDV je konstruována tak, aby bylo možno měřit jednak úhel  $\theta$  mezi velkou poloosou elipsy polarizace a horizontální rovinou, jednak zploštění elipsy  $b/a$ . Pro tyto veličiny platí přibližné vztahy (5.17). V ČSSR jsou k dispozici aparatury EDA vyráběné n. p. Geofyzika Brno a aparatury EM 16 kanadské firmy Geonics. Jako měřicí prvek slouží soustava dvou vzájemně kolmých cívek (obr. 38), základní poloha kratší referenční cívky je horizontální, delší signální cívka je vertikální. Signál je nejprve minimalizován nakláněním přístroje. To znamená, že signální cívka je totožná s malou poloosou elipsy polarizace. Referenční cívka se nalézá ve směru velké poloosy. Potom je zbývající signál kompenzován pomocí signálu z referenční cívky, fázově posunutého o  $90^\circ$ . Pomocí inklinoměru cejchovaného v % primárního pole odečítáme reálnou část anomálie  $Re H_s^z$ , poměr minimalizovaného signálu v obou cívkách udává poměr poloos elipsy pola-

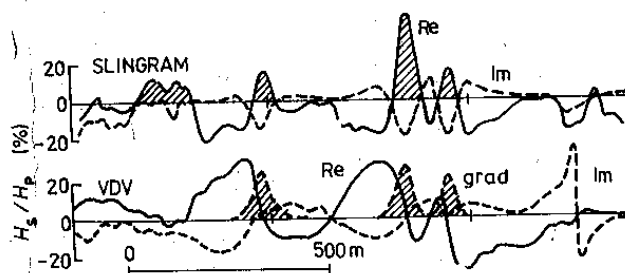


Obr. 38. Terénní měření metodou VDV  
(foto R. Duda)

rizace  $b/a$ , resp. v % imaginární část anomálie  $\text{Im } H_g^z$ . Výsledky měření metodou VDV se velmi často zobrazují ve formě *gradientů reálné části anomálie* podle vztahu

$$\text{Gr}(\text{Re } H_g^z) = \text{Re } H_{g2}^z - \text{Re } H_{g1}^z.$$

Křivky  $\text{Gr}(\text{Re } H_g^z)$  svými maximy lokalizují vodivá tělesa. Na obr. 39 je příklad z lokality Zlaté Hory—Osikový vrch v Jeseníkách; pro porovnání jsou uvedeny i výsledky měření metodou SLINGRAM. Vidíme, že korelace maxim  $\text{Re } H_g^z$  metody SLINGRAM a maxim gradientů  $\text{Re } H_g^z$  metody VDV je velmi dobrá.



Obr. 39. Porovnání výsledků metody SLINGRAM a VDV z lokality Zlaté Hory — Osikový vrch

Měření aparaturou EDA či EM-16 je nenáročné, přístroj je přenosný, k jeho obsluze postačuje jeden pracovník. Tím lze vysvětlit rychlé proniknutí metody VDV do praxe a její značné rozšíření. V posledních letech se metodou VDV měří i *elektrická složka pole*. Aparaturou ERA n. p. Geofyzika Brno nebo EM-16 R firmy Geonics je z podílu a fázového rozdílu horizontální elektrické složky a horizontální magnetické složky pole (vzájemně kolmých) VDV určován zdánlivý měrný odpor hornin.

### 5.8 Elektromagnetické metody s velkým hloubkovým dosahem

Z teorie elektromagnetického pole je znám jev zvaný *skinefekt*, způsobující nerovnoměrné rozložení elektromagnetického pole ve vodivém poloprostoru (např. v prostředí pod zemským povrchem). Čím vyšší (nižší) je frekvence zdroje pole umístěného na zemském povrchu, tím menší (větší) je hloubka, do níž proniká elektromagnetické pole. Měříme-li výsledné pole nad horizontálně zvrstveným prostředím, pak v závislosti na frekvenci dostáváme informaci o odporových poměrech v různých hloubkách.

*Metoda frekvenční sondáže (FS)* je založena na studiu harmonického elektromagnetického pole buzeného neuzemněnou smyčkou (magnetickým dipólem) nebo uzemněným (elektrickým) dipólem. Měří se vertikální složka magnetického, resp. horizontální složka elektrického výsledného pole. Podobně jako u metody VES je i u metody FS výsledkem měření zdánlivý měrný odpor

$$\rho_\omega = k \frac{\Delta U}{I}, \quad (5.18)$$

kde  $\Delta U$  je napětí indukované v měřicí cívice nebo napětí mezi měřicími elektrodami MN,  $I$  je proud v neuzemněné smyčce nebo v elektrickém dipólu. Výpočetní konstanta  $k$  závisí na typu zdroje a na celkovém uspořádání měření. Výsledky měření metodou FS jsou vyhodnocovány podobně jako v metodě VES: na bilogarithmickém papíře je na jednu osu vynášen zdánlivý měrný odpor  $\rho_\omega$ , na druhou  $\sqrt{T} = 1/\sqrt{f}$  ( $f$  je frekvence primárního pole).

*Metody přechodové* (někdy nazývané metody stabilizace pole) studují *přechodové elektromagnetické pole* vznikající po náhlých změnách proudu ve zdroji pole (např. vypnutí nebo zapnutí). Toto pole trvá přechodnou dobu a s časem vy-  
znívá podle exponenciály. Výsledky získané metodami přechodového a harmo-  
nického pole se shodnými měřicími a generujícími systémy jsou vzájemně mate-  
maticky převoditelné a přinášejí stejnou informaci o odporových poměrech  
prostředí.

I když přechodové metody mohou být využity při studiu horizontálně  
zvrstveného prostředí, jsou v posledních letech modifikovány pro potřeby rudní  
prospekce, zejména k vyhledávání hlouběji uložených (200 až 300 m) vysoce vodi-  
vých rudních těles. Tak například v SSSR se pro přechodovou metodu vyrábějí  
aparatury IMPULS-C a MPP-4. V obou případech je pole buzeno neuzemněnou  
smyčkou pravoúhlými proudovými impulsy. U aparatury IMPULS-C se přecho-  
dové pole měří smyčkou nebo cívkou v časovém úseku 0,01 až 80 ms, což umožňuje  
jednak vyhledávání rud s vysokou (elektronovou) vodivostí, jednak mapování  
hornin s nižší (iontovou) vodivostí. Aparatura je číslicová, s vestavěným řídicím  
programem a plně automatizovaným zpracováním výsledků. Aparatura MPP-4  
má klasičtější koncepci, přechodové pole se měří také smyčkou nebo cívkou v roz-  
mezí (1 až 48) ms, výstup je analogový. Aparatura je určena k vyhledávání vysoce  
vodivých rud. Aparatura EM-37 kanadské firmy Geonics měří přechodový jev  
v časovém rozpětí 0,05 až 80 ms, je plně automatizovaná, má číslicový výstup.

Pro studium odporových poměrů ve velkých hloubkách (až stovky km)  
mají největší význam *magnetotelurické metody (MT)*, jimiž se měří přirozené elektro-  
magnetické pole Země. Toto pole se skládá z polí různého původu (převážně dů-  
sledek působení Slunce na ionosféru), frekvence (perioda od zlomků sekundy až  
po dny, měsíce) je časově proměnná co do velikosti a směru. V MT metodách je  
pole Země číslicově registrováno a podrobena Fourierově harmonické analýze.

V MT metodách je zdánlivý měrný odpor nejčastěji určován z *impedance Z*,  
tj. z poměru vzájemně kolmé horizontální elektrické a magnetické složky pole.  
Nad homogenním poloprostorem je impedance úměrná odmocnině měrného odporu:

$$|Z_x| = \left| \frac{E_x}{H_y} \right| = |Z_y| = \left| \frac{E_y}{H_x} \right| = \sqrt{\omega\mu\rho}. \quad (5.19)$$

Z rovnice (5.19) snadno určíme zdánlivý měrný odpor  $\rho_T$  nehomogenního polo-  
prostoru (Cagniardův—Tichonovův vztah):

$$\rho_T = \frac{1}{\omega\mu} |Z|^2. \quad (5.20)$$

Při *MT sondování* vynášíme zdánlivý měrný odpor  $\rho_T$  na bilogaritmičtém papíře  
v závislosti na odmocnině z periody  $\sqrt{T}$ . Teoretické křivky MT sondování jsou  
podobné křivkám ES, podobný je i interpretační postup. Pokud není k dispozici  
průběh elektrické složky pole, je možné (ve středních zeměpisných šířkách) určovat  
zdánlivý měrný odpor z *podílu magnetických složek* pole  $|H_z/H_x|$ .

Magnetotelurická metoda je realizována i v modifikaci *MT profilování*.  
V aparatuře jsou vestavěny filtry umožňující určení impedance, resp. zdánlivého  
měrného odporu  $\rho_T$  pro několik (5 až 10) vhodně volených frekvencí. V závislosti  
na frekvencích se mění hloubkový dosah a oblast použití aparatury.

Speciální modifikací MT profilování je *metoda AFMAG*, jíž se studuje při-  
rozené elektromagnetické pole Země o frekvenci kolem 100 Hz (hlavním zdrojem  
jsou atmosférické výboje — blesky). Systém měření je podobný jako v metodě VDV.

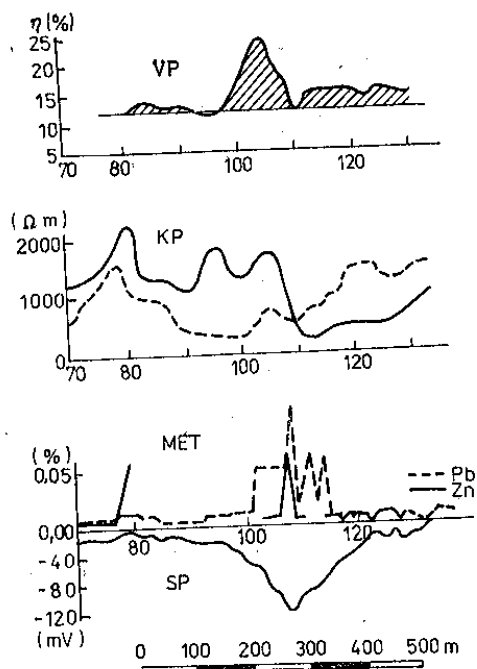
## 5.9 Geoelektrické metody v geologii

Při studiu *hlubinné stavby zemského tělesa* nalézá uplatnění MT metoda. Vzhledem k velkému hloubkovému dosahu tato metoda umožňuje vymezení zón s vysokou vodivostí ve svrchním plášti, které se korelují se zónami se zvýšenou teplotou. MT metoda, v kombinaci s hlubinnou seismickou sondáží, se také uplatňuje při studiu zemské kůry a hlubinné stavby pásemných pohoří alpsko-himálajského typu.

Geoelektrické metody poskytují cenné informace při *geologickém mapování* různých měřítek. V sedimentárních oblastech lze odporovými a MT metodami členit sedimentární souvrství podle odporu a sledovat reliéf krystalinika pod sedimenty. V terénech se strmě upadajícími geologickými vrstvami můžeme odporovými a EM metodami mapovat kontakty hornin s odlišným měrným odporem a sledovat tektonické linie.

Při *vyhledávání ložisek ropy a plynu* jsou metodami VES a MT lokalizovány antiklinální struktury, v nichž dochází k akumulaci ropy a plynu. Ve výjimečných případech, při malých hloubkách a velkých mocnostech ložisek, mohou být ropa a plyn lokalizovány geoelektrickými metodami přímo. Sedimentární vrstvy nasycené ropou a plynem totiž mají proti svému okolí vyšší měrný odpor (až 10krát) a polarizovatelnost (až 3krát). Metoda VES se ve velkém rozsahu uplatňuje i při *výzkumu uhelných pánví*, neboť poskytuje údaje o strukturně tektonických poměrech.

Největší uplatnění nalézají geoelektrické metody v *rudní prospekci*. Mnohé rudní minerály, zejména sulfidy, mají vysokou vodivost a polarizovatelnost, takže mohou být zdrojem anomálií vodivosti, přechodových polí, zdrojem elektrochemických polí. Při vyhledávání rudních ložisek se nejčastěji používají metody odporové a EM profilování, metody spontánní polarizace, vyzvané polarizace a přechodového jevu. Příklad geofyzikálního měření nad Pb—Zn zrudněním je na obr. 40.



Obr. 40. Komplexní profil nad Pb—Zn zrudněním

Možnosti geoelektrických metod, zejména odporových, s menším hloubkovým dosahem, se využívají v *inženýrské geologii a hydrogeologii*. Měrný odpor hornin obvykle klesá s růstem pórovitosti a tektonického porušení, jejichž sledování je důležité v inženýrské geologii. V hydrogeologii geoelektrické metody slouží ke sledování strukturně tektonických poměrů v sedimentárních pánvích a ke sledování zvodnělých tektonických linií v krystaliniku.

Použití jednotlivých geoelektrických metod je heslovitě naznačeno v tab. 12.