

# SP-målinger: Et hjelpemiddel ved hydrogeologiske vurderinger

Av Geir Veslegard og Håkon Rueslåtten

Geir Veslegard (siv.ing.) er vit.ass. og Håkon Rueslåtten (cand.real.) er førsteamanuensis ved Geologisk Institutt, NTH.

## INNLEDNING

Når vann strømmer i jord eller fjell, beveger vannet seg i forhold til mineral-kornene, og det dannes et naturlig elektrisk potensial. Dette strømningspotensialet kan måles på markoverflaten ved selvpotensialmålinger med upolariserbare elektroder. Her er SP-målinger utført inn mot grunnvannsbrønner i løsmasseakviferer for å vurdere senkningstraktens størrelse og utbredelse.

## TEORETISK GRUNNLAG

Mineralene i jordartene, spesielt sjikt-mineralene, har negativ overskuddsladning på flatene. Dette fører til at positive ioner i vanlige omgivelser konsentreres inn mot mineralflatene (motioner), mens negative ioner frastøtes.

Denne sfæren av ioner inn mot mineralflatene kalles det diffuse elektriske dobbel-

laget eller Gouy-laget, og er opptil 10 nm tykt. Når vann beveger seg i forhold til et mineralkorn, foregår bevegelsen langs et skjærplan (eller glideplan) utenfor partikkeloverflaten. Skjærplanet beliggenhet er utenfor det adsorptive vannet, men innenfor det elektriske dobbeltlaget. I skjærplanet er vannhastigheten null, men øker raskt utover mot det frie porevannet. Ved laminær strømning i poren og pore-radius mye større enn dobbeltlagstykkelsen kan en anta at vannhastigheten over pore-diameteren er konstant. Det elektriske dobbeltlagspotensialet ved skjærplanet for vannbevegelsen kalles zetapotensialet, og framkommer ved at deler av motionene i dobbeltlaget beveger seg med porevannet. Denne bevegelsen av ioner forårsaker en konduktansestrøm i motsatt retning.

Potensialet som oppstår kan beskrives ved Helmholtz' ligning:

$$\frac{U}{\Delta h} = \frac{\epsilon \xi}{4\pi \mu \chi}$$

der  $U$  = hydraulisk strømningspotensial.

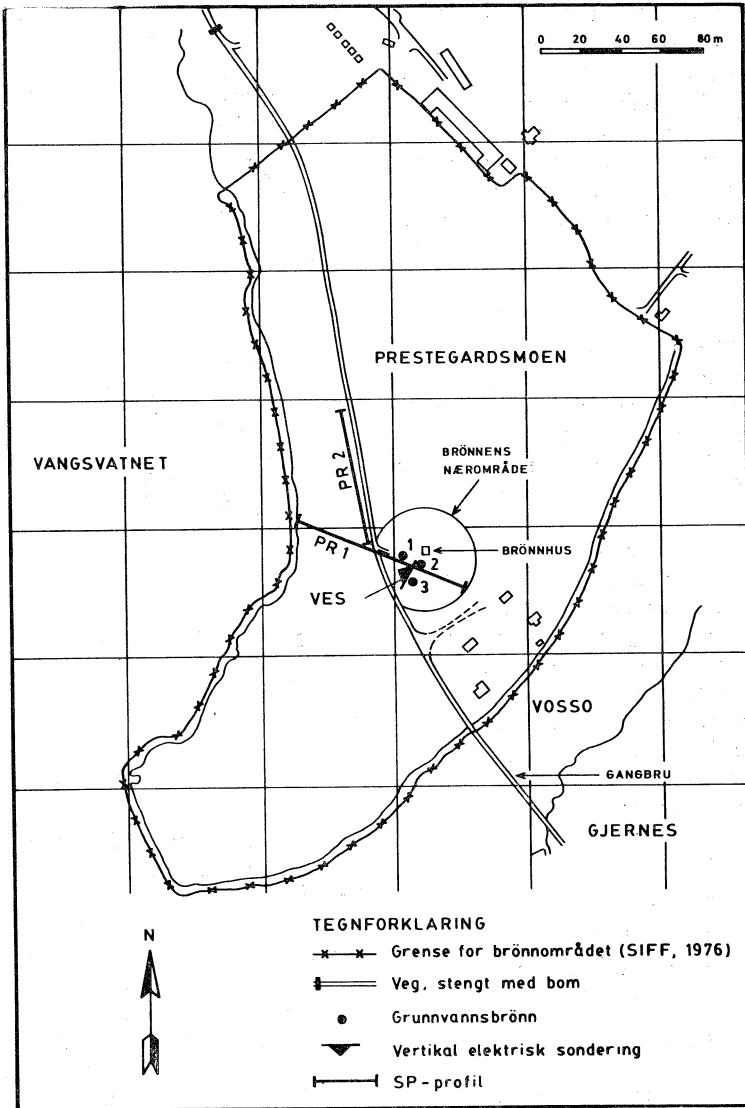
$\Delta h$  = hydraulisk potensialforskjell.

$\xi$  = zetapotensialet.

$\epsilon$  = dielektrisitetetskonstanten i vann.

$\mu$  = vannets dynamiske viskositet.

$\chi$  = vannets konduktivitet.



Figur 1. Kartskisse over brønnene og målingene på Voss.

For et bestemt grunnvannsmagasin varierer verdiene for  $\epsilon$ ,  $\mu$  og  $\mathcal{H}$  innenfor et begrenset verdiområde og zetapotensialet er derfor proporsjonalt med  $U/\Delta h$ .

Ogilvy et al. (1969) mener at for et bestemt magasin kan også zetapotensialet antas konstant og det medfører at det elektriske potensialet blir direkte proporsjonalt med den hydrauliske potensialforskjellen.

## FELTARBEID

Vannforsyningen til tettstedet Voss i Hordaland fylke er basert på grunnvannsbrønner i en lukket til semilukket løsmasseakvifer. Ved brønnene (fig. 1) er det utført en vertikal elektrisk sondering (VES). Målingen er tolket ved kurvetilpasning med datamaskin og forutsetter lagdelte jordarter med liten helningsvinkel. Geologisk tolkes målingen som silt over vannmettet sand/grus som blir mer fin-kornig mot dypet og med stort dyp til fjell (fig. 2).

Grunnvannet konduktivitet er målt og tilsvarer en resistivitet på 256 ohmm. Porøsiteten kan anslås ut fra Archies formel for et vannmettet geologisk materiale:

$$\rho = \rho_w/n^m.$$

Der  $\rho$  = bulk resistivitet.

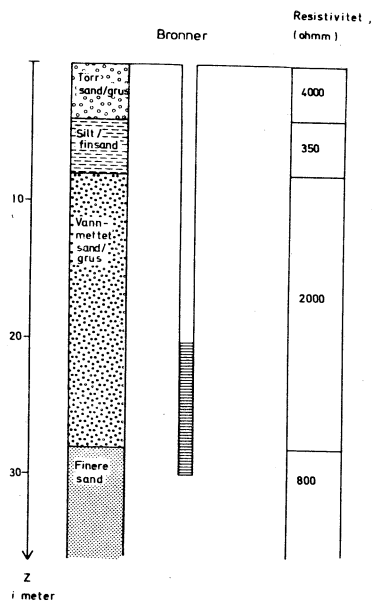
$\rho_w$  = vannets resistivitet.

$m$  = sementeringsfaktor,  
anslått til 1,5.

$n$  = porøsitet.

Den produserende formasjonen i nivå 20—30 m under terreng får da en porøsitet på ca. 0,25.

SP-målingene langs et profil fra Vangsvatnet og inn mot brønnene (fig. 1) gir SP-kurver med klare forskjeller mellom



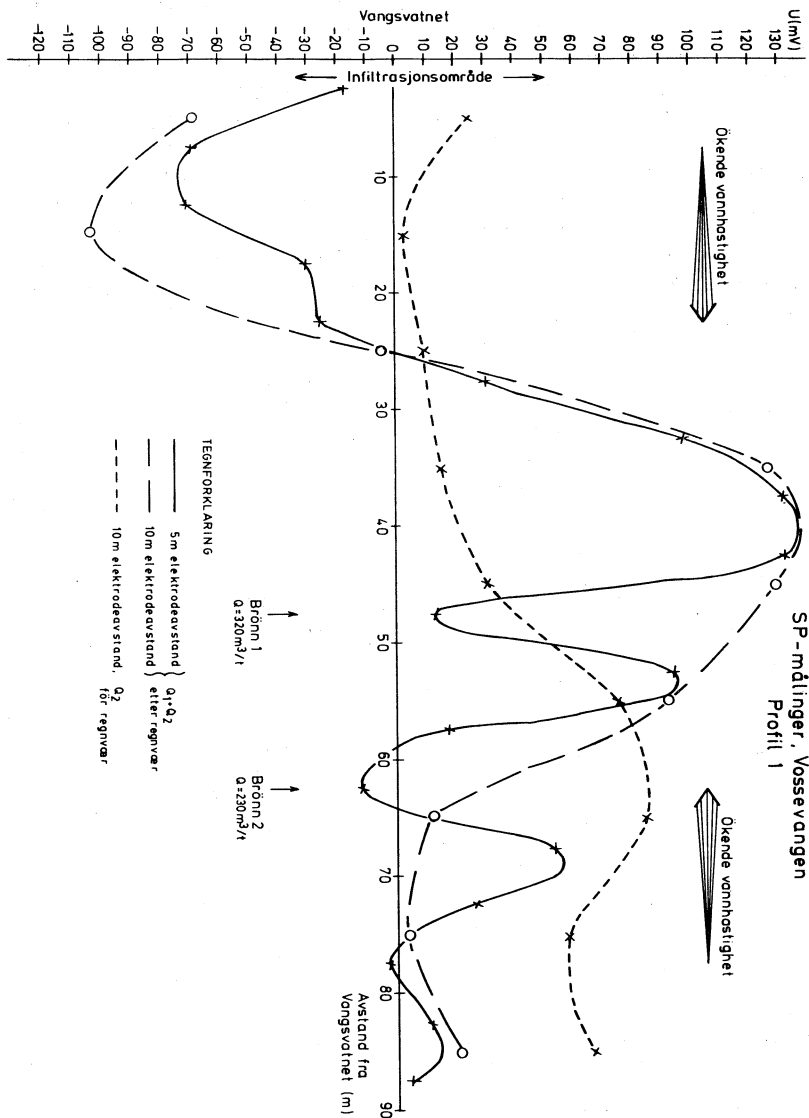
Figur 2.

*Geofysisk/geologisk tolkning av VES ved brønnene på Voss.*

én og to brønner i produksjon (fig. 3). Målingene tolkes ved at negative anomalier er innstrømningsområder, og at hoveddelen av innstrømningen til brønnene derfor kommer fra vatnet.

De negative anomaliene som framkommer med fem meters elektrodeavstander skyldes korrosjonspotensialer fra brønnene. Overlappende senkningstrakter sammen med at det ikke er noen peilebrønner til å kalibrere SP-kurvene, gjør at det er vanskelig å antyde senkningstrakten inn mot brønnene.

Tar en utgangspunkt i Thiems brønning for en lukket akvifer og antar at transmissivitet og virkningsradius varierer innenfor et begrenset verdiområde, blir den



Figur 3. SP-kurvene ved brønnene på Voss.

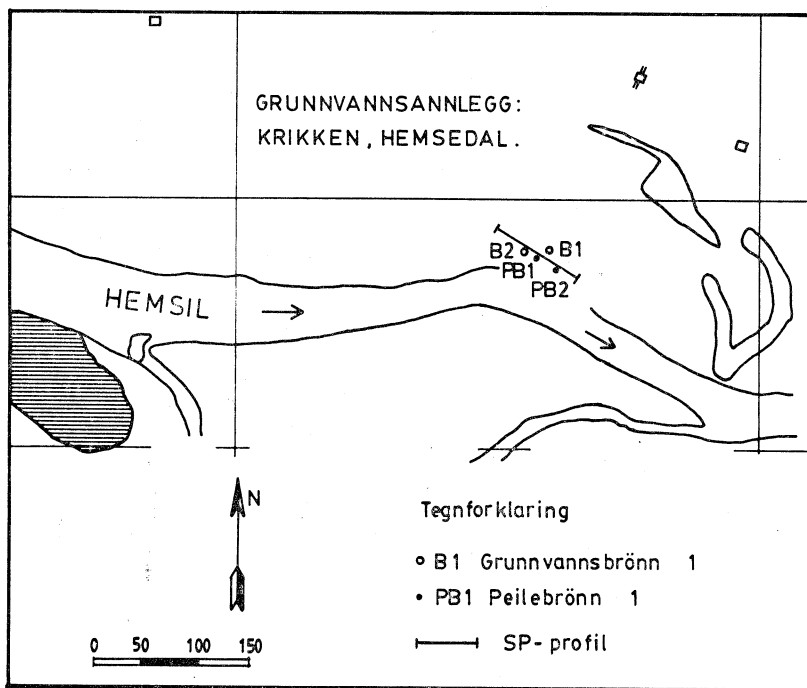
hydrauliske potensialforskjellen proporsjonal med vannmengden,  $Q$ . Sammenligner en dette med Helmholtz ligning kan en for et bestemt grunnvannsmagasin med de før nevnte forutsetninger anta at det er en direkte sammenheng mellom vannmengdene og strømningspotensialene.

Fra SP-kurven finner vi at  $U_2 = 90$  mV og  $U_1 = 130$  mV, og det gir forholdet  $U_2/U_1 = 0,7$ . Forholdene mellom vannuttakene i de to brønnene er også 0,7.

Dette bekrefter sammenhengen mellom strømningspotensialet og vannuttaket.

SP-målingene er utført flere ganger langs de samme profillinjene og viser god reproduserbarhet, men oppløselighet av SP-kurven er selvsagt avhengig av antall målepunkter og deres innbyrdes avstand.

I Hemsedal i Buskerud fylke er det to grunnvannsbrønner i en semilukket løsmasseakvifer som trolig kommuniserer med elven (fig. 4). Grunnvannets konduktivitet



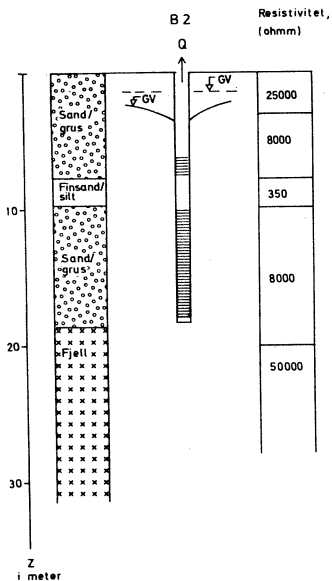
Figur 4. Kartskisse over brønnene og målingene i Hemsedal.

er målt og tilsvarer en resistivitet på 476 ohmm.

Antatt løsmassefordeling i et vertikalt snitt ut fra VES og borlogg viser sand/

grus til ca. 20 m, men med silt/finsand på 8 til 10 meters dyp (fig. 5).

SP-målingene tok sikte på å kartlegge strømningspotensialet inn mot en ny brønn (B 2) som er under prøvepumping.



Figur 5.

Vertikalt snitt over grunnforholdene ved brønnene i Hemsedal ut fra VES og boring.

Kurven (fig. 6) viser også her en positiv anomali over brønnen og en negativ anomali i innstrømningsområdene.

Ved 30 meter øst er det også en mindre positiv anomali som trolig skyldes den andre brønnen. SP-kurven østover er mer ujevn sammenlignet med kurven vest for brønnen. Dette kan forklares med en overlappende senkningstrakt mellom de to brønnene.

Over den nye brønnen har SP-kurven ingen negative anomalier slik som SP-kurven fra Voss viser, og det er derfor trolig

ikke noe korrosjon av betydning ved denne brønnen som er i rustfritt stål.

Ut fra observerte grunnvannsstander i peilebrønner og i grunnvannsbrønnen samt SP-kurven er grunnvannsspeilet ved uttak vist i fig. 6. Øst for produksjonsbrønnen antas grunnvannsspeilet å helle i to retninger, vestover har det trolig et jevnt forløp slik SP-kurven viser. Ut fra Helmholtz ligning er det også grunn til å anta at senkningstrakten blir brattere der SP-kurven har sitt bratteste forløp.

I avstand 20 meter fra brønnen måles et tilnærmet konstant negativt potensial på 25 mV, og et linjert forløp mellom peilebrønn 1 og 2 gir en senkning av grunnvannsspeilet ved uttak på ca. 1 meter. Over brønnen gir SP-kurven ca. 65 mV og tilhørende senkning er målt til 2,7 meter.

Dette bekrefter igjen sammenhengen mellom strømningspotensialet og den hydrauliske senkningstrakten som dannes ved uttak fra en grunnvannsbrønn.

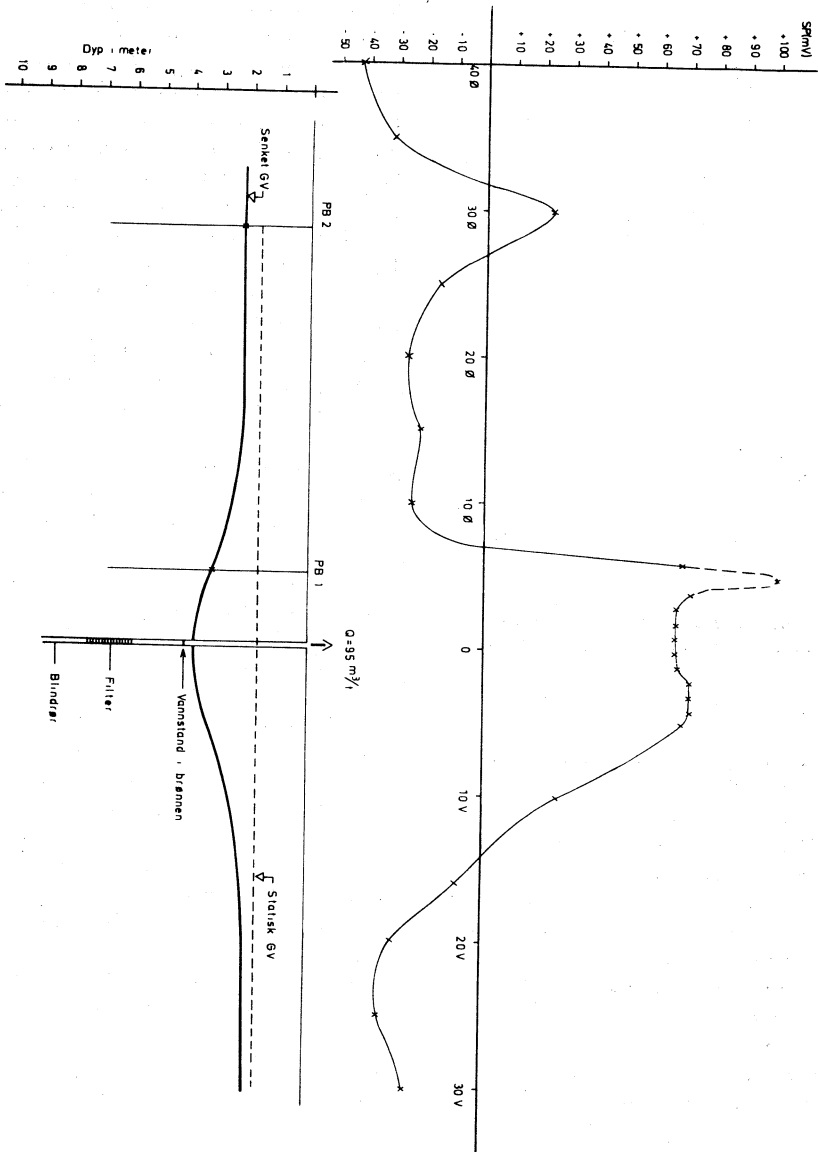
## SAMMENDRAG

Størrelsen av strømningspotensialet som oppstår ved grunnvannsbrønner synes å vise en sammenheng med vannuttaket og senkningstraktens forløp. SP-målinger kan derfor være et nyttig hjelpemiddel for å vurdere grunnvannsbrønners nærområde, og dette vil ha betydning for bl.a. klausuleringsarealer.

Vi vil rette en spesiell takk til førsteamanuensis Ole Bernt Lile, Inst. for petroleumsteknologi og anv. geofysikk, NTH og dr.ing. Bjørn Berger, Kummeneje, for verdifulle diskusjoner under arbeidet.

## LITTERATURREFERANSER

Ogilvy, A. A., 1969: «Geophysical studies of water leakages from reservoirs.» Geophysical Prospecting, 17, 36—62.



Figur 6. SP-kurven og senkningstrakten for brønnen i Hemsedal.