



NORGES VASSDRAGS- OG ENERGIVERK

VASSDRAGSDIREKTORATET
HYDROLOGISK AVDELING

FORELØPIG RAPPORT VEDRØRENDE
EIDFOSSEN I BAGN

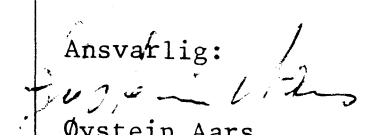
OPPDRAGSRAPPORT

2-87

OPPDRAGSRAPPORT

2-87

Rapportens tittel: <i>Foreløpig rapport vedrørende Eidfossen i Bagn</i>	Dato: 1987-01-27 Rapporten er: Åpen Opplag: 15
--	--

Saksbehandler/Forfatter: Johan E. Engebak Grunnvannskontoret	Ansvarlig:  Øystein Aars
--	---

Oppdragsgiver: <i>Oppland Energiverk</i>

Konklusjoner: Datagrunnlaget er for lite til å trekke sikre konklusjoner om grunnvannsforholdene. Det indikerer imidlertid at massene på alle målestedene er meget permeable og at elvepåvirkningen på grunnvannstanden vil være stor.

FORORD

Våren 1986 ble Hydrologisk avdeling, Grunnvannskontoret, kontaktet av Oppland Energiverk i anledning planene for utbygging av Eidfossen i Begna.

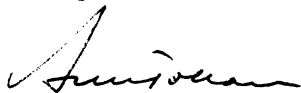
Den 8.7.1986 ble det foretatt en befaring til Eidfossen for å vurdere behovet for grunnvannsundersøkelser i forbindelse med en eventuell utbygging.

Med på denne befaringen var som sakkyndig for landbruksinteressene, fylkesagronom I. Råstad og sivilagronom S. Thorsrud, Sør-Aurdal, og fra Grunnvannskontoret førstehydrolog Ø. Tilrem og ingeniør J. Engebak. Under befaringen ble det enighet om hvilke steder som burde undersøkes med hensyn til grunnvannet. I brev av 19.8.1986 ble dette forelagt Oppland Energiverk, som i brev av 1.9.1986 i hovedsak sa seg enig i opplegget for undersøkelsene.

Feltarbeidet med etablering av undersøkelsene ble utført i ukene 29 og 32. I uke 41 ble grunnvannsnittene profilert, og snittene og gårdsbrønnene som er med i undersøkelsene ble knyttet til NVE's elvenivellement. Selve grunnvannsmålingene ble startet i begynnelsen av august.

Den foreliggende rapport er en foreløpig rapport for å informere om opplegget for grunnvannsundersøkelsene ved Eidfossen. Den gir informasjon om beregninger og vurderinger som kan utføres på grunnlag av det datamateriale som blir innsamlet. Limnigrammer og korrelasjonsberegninger som er vist i rapporten er basert på data fra i underkant av tre måneder. Dette er alt for lite til å trekke slutninger om grunnvannsforholdene på stedet, men det kan vise noen tendenser som må tolkes meget varsomt. En har ikke data for vårflom og lave vintervannstander, og en har ikke årlige vannstandsvariasjoner, som kan være vidt forskjellige fra år til år.

Oslo, januar 1987



Arne Tollan
avdelingsdirektør

INNHold

	Side
1. INNLEDNING	3
2. GENERELT OM GRUNNVANN	3
2.1 Grunnvannsforekomster	5
2.2 Grunnvannsmagasinet	6
2.3 Grunnvannstrømning	7
2.4 Grunnvann i fjell	8
3. GRUNNVANNSUNDERSØKELSER VED VASSDRAGSREGULERING	8
3.1 Observasjon av grunnvannstand	9
3.2 Grunnvannformasjonerens geologi	10
4. ANALYSE AV GRUNNVANNSOBSERVASJONER	10
4.1 Regresjons- og korrelasjonsanalyse	11
4.2 Geolinnigrammer	12
4.3 Snittedigrammer og kotekart	13
4.4 Isoppstuvning i elv	13
5. MÅLESTEDENE	13
5.1 S. Helland	14
5.2 N. Helland	15
5.3 Fønhusjordet	16
5.4 Ytterenge	16
5.5 Eid Nordre	17
5.6 Sanvariasjoner for snittene	17
5.7 Sammendrag	18
6. LITTERATUR:	18

1. INNLEDNING

Ved etableringen av grunnvannsmålingene ved Eidfossen ble det opprettet måling i følgende snitt og målepunkter (se fig. 1.1):

- Et snitt, bestående av 2 rørbrønner i grenselinjen mellom eiendommene Søndre Helland og Nordre Helland.
- Måling i gårdsbrønn på Søndre Helland.
- Måling i en rørbrønn ca 50 meter fra grenselinjen inn på eiendommen Nordre Helland.
- Måling i 2 gårdsbrønner på Nordre Helland.
- Måling i et snitt, bestående av 3 rørbrønner på et jordstykke som tilhører Mikkjel Fønhus's datter (Nedenfor eiendommen Tørstad).
- Måling i et snitt, bestående av 3 rørbrønner på Ytterenge på den andre siden av Begna.
- Måling i et snitt, bestående av 2 rørbrønner på eiendommen Eid Nordre.

I snittet på Søndre Helland var det planlagt 2 rørbrønner til, men masseforholdene i borpunktene var så vanskelige at vi ikke fikk satt ned rør dypt nok. Ved rørbrønn 2 Fønhus og rørbrønn 1 Ytterenge var også masseforholdene så vanskelige at vi ikke fikk full dybde på brønnene. En kan her måle midlere og høye vannstander, noe som i dette tilfelle er det mest interessante.

På grunnlag av data t.o.m. oktober måned 1986 har vi framstilt limnigrammer og korrelasjoner. For sammenligning av grunnvannstander og vannstander i gårdsbrønner med ellevannstanden har vi anvendt data fra NVE's vannmerke 2417 Eid. Datamengden er for liten til å bedømme grunnvannsforholdene på stedet, og er bare ment som en foreløpig illustrasjon og en mulig tendens til påvirkning av ellevannstanden på grunnvannstanden. For å bedømme en regulerings virkning på grunnvannstanden, må en ha simulerte vannstander i elva.

Etter denne innledning følger i kapittel 2 en generell beskrivelse om grunnvann og grunnvannsundersøkelser. Kapittel 3 omhandler grunnvannsundersøkelser ved vassdragsreguleringer og avsnitt 4 analyse av grunnvannsobservasjoner. I Kapittel 5 er etableringen av grunnvannsundersøkelsene ved Eidsfossen og endel behandling av innsamlede data beskrevet. Skisser med beliggenhet, snitt, diagrammer etc. er samlet bakerst, etter beskrivelsen.

2. GENERELT OM GRUNNVANN

Grunnvannet dannes ved infiltrasjon og nedsig i undergrunnen av overflatevann, dvs. regnvann, smeltevann fra is og snø, og flomvann fra vassdragene. Etter kortere eller lengre tid i transitt gjennom grunnen, vender grunnvannet tilbake til overflaten som kilder eller direkte som underjordisk tilsig til vassdragene eller havet.

Idet vannet siger ned i grunnen, blir en del holdt tilbake som en tynn hinne omkring jordkornene og i de små åpningene og porene mellom kornene. Dette skjer på grunn av vannets evne til å fukte andre både organiske og uorganiske stoffer som jorda består av (adsorpsjon) og å trenge inn i alle små porer og åpninger mellom kornene (kapillaritet).

Vannet som blir til overs etter at jordas kapillære vannkapasitet er mettet kalles fritt vann. Dette siger videre nedover i jordprofilen gjennom de større hulrom og åpninger inntil det treffer på fjell eller dette jordlag som f.eks. leire. Her demmes det frie vannet opp og fyller alle hulrom og åpninger slik at grunnen blir mettet av vann opp til et bestemt nivå, grunnvannspeilet. Dette er grunnvannssonen eller den mettede sone. Den del av jordprofilen som ligger over grunnvannssonen kalles analogt den umettede sone og vannet i denne for markvann eller jordfukt.

Grunnvannspeilet danner altså skillet mellom den mettede og den umettede sone. Det defineres som det nivå der vannets hydrostatiske trykk er lik atmosfærens trykk. Dette gjelder for geologiske formasjoner hvor jordas struktur er såpass åpen at atmosfæren har fri kontakt med grunnvannet. Markvannet i den umettede sone vil på grunn av kapillariteten, ha et væsketrykk (poretrykk) mindre enn atmosfæretrykket. Dette undertrykket kan måles og markvannsinholdet bestemmes ved hjelp av et såkalt tensiometer.

Jordsjiktet umiddelbart over grunnvannspeilet kalles den kapillære sone, her trekkes vann opp fra grunnvannet. Den kapillære stighøyde avhenger sterkt av kornstørrelsen, fra 2-10 cm i fin grus og sand, og opptil 10 m og mer i finkornig materiale (tabell 1). Grunnens kapillaritet medfører at grunnvannspeilet sjelden opptrer som en distinkt flate. Man har heller en kapillær overgangssone hvor alle porer er fylt med vann og jorda mettet, selv om en befinner seg over grunnvannets virkelige nivå. Et lite undertrykk viser imidlertid at vannet i overgangssonen ikke er fritt. Det regnes med innunder markvannet.

Tabell 1. Kapillær stighøyde (ref. Beskow, 1935).

Materiale	Kornstørrelse mm	Stighøyde i enskornet materiale cm	Stighøyde i naturlige sedimenter	
			Løs pakning cm	Tett pakning cm
Grus, fin	6 - 2	1 - 3		
Sand, grov	2 - 0,6	3 - 10	3 - 12	4 - 15
" , middels	0,6 - 0,2	10 - 30	10 - 35	12 - 50
" , fin	0,2 - 0,06	30 - 100	30 - 200	40 - 350
Silt, grov	0,06 - 0,02	100 - 300	150 - 500	250 - 800

Tilgang på vann fra den kapillære sone har stor betydning for planteveksten. Jordas evne til å lede kapillært vann beror imidlertid ikke bare på den kapillære stighøyde, men også i stor grad på den kapillære stighastighet. Man har at dess finere porer

desto lavere hastighet, og dermed lengre tid for passasje av en viss mengde vann. Både stighøyde og stighastighet er i første rekke avhengig av kornstørrelsen, men i omvendt forhold. Det optimale forhold med størst evne til å lede kapillært vann har man i jord som ligger på overgangen mellom silt og sand, dvs. mojord (tabell 2). Mojord leder kapillært vann både forholdsvis raskt og høyt og er derfor mindre utsatt for uttørking enn mer grovkornige jordarter. På den annen side er den også relativt mer utsatt for teledannelse om vinteren. Forøvrig beror den kapillære vanntransportkapasitet på jordas pakningsgrad (struktur) og humusinnhold.

Tabell 2. Kapillær stighastighet (ref. Atterberg).

Materiale	Kornstørrelse mm	Kapillær stighøyde, cm i tiden				
		1 døgn	2 døgn	8 døgn	18 døgn	30 døgn
Grus, fin	2 - 5	2,2	2,4	-	-	-
Fin sand/ grov silt	0,05 - 0,10	53	57	85	97	100
Silt, grov	0,02 - 0,05	115	136	166	177	180
Silt, middels	0,01 - 0,02	48	92	193	209	245
Leire	0,001 - 0,002	5,5	-	-	-	-

2.1 Grunnvannforekomster

Våre grunnvannforekomster er stort sett knyttet til større grus og sandformasjoner. Disse skriver seg fra siste istid og ble avsatt ved istidens slutt under avsmeltingen av den mektige iskappe som da dekket landet.

Landet vårt har vært nediset flere ganger og fjellgrunnen er blitt skurt til og utformet av isen under dens stadige bevegelse fra innlandet ut mot kysten. Det tykke isdekket rev løs og malte opp fjellgrunnen til stein og jord. Løsmaterialet ble ført med og avsatt, det finere materialet ute i sjøen og det grovere ved iskanten som store morenerygger (ra).

Da avsmeltingen satte inn ved slutten av siste istid og isen trakk seg tilbake, ble løsmaterialet gjerne liggende som et noenlunde jevntykt lag på fjellgrunnen (bunnmorene). I perioder med uregelmessig avsmelting ble løsmaterialet ofte etterlatt som store opphopninger (endomorene, sidemorene). Der hvor smeltevannet strømmet frem under isen som breelver, ble disse morenene vannbehandlet slik at det ble dannet store deltaer med sortert og gradert materiale, (isranddeltaer). Særlig i dalførene ble det lagt igjen store smeltevannavsetninger (glasifluviale avsetninger).

Etter avsmeltingens slutt begynte elvene og bekkene å grave seg ned i løsavleiringene. Grus og sand ble transportert bort og avsatt på nytt i lavereliggende områder (fluviale avsetninger). De finere fraksjoner ble vasket ut og lagt opp i innsjøer eller ført til havet og avsatt der.

Vi finner alltid fluviale avsetninger langs våre vassdrag i form av deltaer, elveterrasser og elvesletter. Materialet som er avsatt langs elvene er gjerne godt sortert og gradert og dermed lett gjennomtrengelig for vann. Som regel står derfor grunnvannet i deltaer og elvesletter i god hydraulisk kontakt med elv eller innsjø og grunnvannspeilet viser ofte en utpreget samvariasjon med vannstanden i disse. På den annen side har man også spesielt elvesletter med en nokså kompleks oppbygging der undergrunnen består av vekslende lag av finere og grovere materiale (sand og grus) med ofte markert forskjellig permeabilitet. Slike forhold vil selvsagt komplisere samspillet mellom elvevannstand og grunnvannstand.

2.2 Grunnvannmagasinet

Grunnvannmagasinets størrelse beror på utstrekning og mektighet av den grunnvannførende formasjon. I tillegg har formasjonens porøsitet avgjørende betydning. Med porøsitet menes porevolumets andel av formasjonens totale volum. Som før nevnt er imidlertid noe av vannet i porene bundet slik at man må skille mellom porøsitet og effektiv porøsitet (tabell 3). Effektiv porøsitet er den mengde fritt vann formasjonen kan inneholde uttrykt i prosent av formasjonens volum.

Som uttrykk for endring i grunnvannmagasinet har man:

$$dM = dh \cdot n \cdot A$$

der dM er endringen i grunnvannmagasinet, dh er endringen i grunnvannstanden, n er effektiv porøsitet og A er grunnvannformasjonens utstrekning. Grunnvannskillet følger som regel det topografiske vannskillet, men unntak forekommer.

Tabell 3. Representative verdier for porøsitet (ref. Todd, 1980).

Materiale	Kornstørrelse mm		Total porøsitet %	Effektiv porøsitet %
Grus, grov	20	- 60	28	23
" , middels	6	- 20	32	24
" , fin	2	- 6	34	25
Sand, grov	0,6	- 2	39	27
" , middels	0,2	- 0,6	39	28
" , fin	0,06	- 0,2	43	23
Silt	0,002	- 0,06	46	8
Leire		< 0,002	42	3
Myr		-	92	44

Generelt er grunnvannstanden påvirket av nedbør, temperatur, for-
dunstning, vegetasjonens vannforbruk, tilsig fra høyereliggende om-
råder og drenering til lavereliggende områder. Langs vassdragene
står gjerne grunnvannet i god hydraulisk kontakt med disse og

varierer som regel i samsvar med elvevannstanden. I Norge har man typisk høy grunnvannstand i forbindelse med snøsmeltingen og nedtingen av telen. Senhøstes har grunnvannstanden gjerne et mindre maksimum i strøk med markert høstregn, men også generelt på grunn av at fordunstning og plantenes vannforbruk minsker. Utover vinteren synker grunnvannstanden gradvis som følge av at infiltrasjonen stopper opp på grunn av snø og is. Man har også langtidsvariasjoner over flere år i grunnvannstanden, forårsaket av nedbørfattige og nedbørrike årrekker eller perioder.

Variasjonen i grunnvannstanden er mer eller mindre faseforskjøvet i forhold til variasjonens årsak. Denne faseforskyvning kan strekke seg over timer til dager og uker, avhengig av grunnens fuktighetstilstand og gjennomtrengelighet for vann.

2.3 Grunnvannstrømning

Løsmateriale er mer eller mindre permeabelt (gjennomtrengelig for vann). Permeabiliteten øker med kornstørrelsen, dvs. den er liten i leire og stor i sand og grus (tabell 4). Foruten kornstørrelsen er kornformen og sorteringsgraden avgjørende for løsmaterialers hydrauliske egenskaper. Permeabiliteten er størst i løsavsetninger som er transportert og avsatt under vann. I slike avsetninger er finstoffet vasket ut og de grovere fraksjoner gjerne sortert og gradert etter kornstørrelsen. Grovt og enskornig materiale hvor finstoff ikke fyller mellomrommene har størst permeabilitet.

Tabell 4. Representative verdier for permeabilitet (ref. Todd, 1980).

Materiale	Kornstørrelse mm		Permeabilitet cm/s
Grus, grov	20	- 60	$1,7 \times 10^{-1}$
" , middels	6	- 20	$3,1 \times 10^{-1}$
" , fin	2	- 6	$5,2 \times 10^{-1}$
Sand, grov	0,6	- 2	$5,2 \times 10^{-2}$
" , middels	0,2	- 0,6	$1,4 \times 10^{-2}$
" , fin	0,06	- 0,2	$2,9 \times 10^{-3}$
Silt	0,002	- 0,06	$9,3 \times 10^{-5}$
Leire		< 0,0002	$2,0 \times 10^{-7}$
Myr		-	$6,6 \times 10^{-3}$

I løsmateriale strømmer grunnvannet fra et høyere til et lavere nivå. Grunnvannspeilets helning og dybde under jordoverflaten avhenger av flere faktorer som terrengformasjon, klimatiske forhold, grunnens permeabilitet, og eventuell hydraulisk kommunikasjon til elv eller innsjø med gjensidig utveksling av vann. Stort sett følger grunnvannspeilet terrenget. Grovkornig materiale i grunnen gir imidlertid et mye flatere grunnvannspeil enn finkornig materiale.

Der vannførende formasjoner opptrer mellom ugjennomtrengelige (impermeable) lag, får man innestengt grunnvann. Her står vannet ofte under trykk. Hvis en borer eller graver gjennom det demmende lag, vil vannet stige opp i hullet, enkelte steder over terreng-overflaten hvis trykket er høyt nok (artesiske brønn). Artesisk vann strømmer mot det sted hvor trykket er lavest.

Grunnvann strømmer vanligvis laminært, dvs. rolig, uten hvirvler og med liten hastighet. En egenskap ved laminær strømming er at hastigheten er proporsjonal med den hydrauliske gradient, dvs. med trykkløysens fall. Dette uttrykkes ved Darcys lov som:

$$v = k \cdot I$$

der v er hastigheten, k er permeabilitetskoeffisienten og I den hydrauliske gradient.

Hastigheten v er her ingen reell hastighet, men en beregningsmessig hastighet som er lik vannføring delt på brutto tverrsnitt. Den virkelige gjennomsnittlige strømningshastighet er v/n , der n er formasjonens effektive porøsitet.

Permeabilitetskoeffisienten uttrykker jordartens hydrauliske ledningsevne. Permeabiliteten er først og fremst avhengig av jordartens egenskaper: effektiv porøsitet, porenes kontinuitet, samt struktur og lagdeling. Vannets egenskaper er også bestemmende: tetthet og viskositet. I lagdelte sedimentære avsetninger er den horisontale permeabilitet ofte større enn den vertikale. Den horisontale permeabilitet kan være retningsavhengig.

Den hydrauliske gradient I er et ubenevnt tall som uttrykker fallet i trykkløys pr lengdeenhet i strømretningen, dvs. grunnvannspeilets helning i strømningsretningen.

2.4 Grunnvann i fjell

De fleste bergarter i Norge er lite porøse. Stort sett opptrer derfor vannet som finnes i våre bergarter i sprekker. Kartlegging av grunnvann i fjell krever derfor at man har kjennskap til bergartens sprekkesystemer og hvordan de ble dannet. Hvor mye vann berggrunnen kan oppta og magasinere avhenger av størrelsen, utstrekningen og forbindelsen mellom de enkelte sprekker.

Grunnvannets strømningshastighet er som regel større i oppsprukket fjell enn i løse masser. Vannet samles i hovedkanaler som tilføres vann fra sidesprekker og strømmingen blir da gjerne turbulent.

3. GRUNNVANNSUNDERSØKELSER VED VASSDRAGSREGULERINGER

Elvereguleringer medfører alltid at vannstanden og vannføringen endrer seg fra sin naturlige rytme. Det generelle mønster er at

avløpet jevnes ut med reduserte flommer og økt lavvannføring, og vannstand, mens middelvannføringen over året forblir den samme. Ved overføring av vann fra et vassdrag til et annet, eller fra et punkt til et annet innen vassdraget, vil virkningene bli mer kompliserte. Middelvannføring det ene sted vil øke, mens elveleiet det andre sted vil bli tilsvarende mer eller mindre tørrlagt.

Når vannstanden i elv eller innsjø på denne måten heves eller senkes, vil grunnvannstanden i tiliggende områder til en viss grad følge med i forandringene. Slike forandringer har stor betydning for allerede etablerte forhold i forbindelse med plantevekst, vannforsyning fra brønner, samt teledannelse.

Da et vassdrags innflytelse på grunnvannstanden avhenger av flere faktorer som tidligere nevnt, må der i hvert tilfelle hvor spørsmålet dukker opp, foretas undersøkelser av grunnvannstand og elvevannstand, jordart og undergrunnens beskaffenhet, overflatens helning og høyde over elvas nivå, nedbørmengde og fordeling av denne, samt temperatur.

3.1 Observasjon av grunnvannstand

For å kunne påvise en eventuell samvariasjon mellom elvevannstand og grunnvannstand må begge observeres over tid. For dette formål plasseres en rekke observasjonsrør i snitt vinkelrett på elva, eller tvers over dalen hvis det gjelder et dalføre. I elva rett ut for observasjonsrørene plasseres et vannstandsmerke (VM) som avleses til samme tid som observasjonsrørene. Er det vanskelig på grunn av spesielle forhold å etablere et VM i elva rett ut for snittet, kan et mer eller mindre nærliggende VM benyttes. Alternativt kan det første røret i snittet settes ned i elvebredden kloss inntil elva slik at det best mulig gjengir vannstandsvariasjonene i elva. Alle observasjonsrør nivelleres inn i et felles høydesystem.

Snittene suppleres gjerne med andre rør, ovenfor eller nedenfor, slik at man får rør plassert i tre-kant for derved å kunne bestemme grunnvannsstrømmens retning.

Det man spesielt ønsker kartlagt er hvorvidt og i hvilken grad vannstandsforholdene i vassdraget virker inn på grunnvannsnivået langs breddene og i tiliggende områder, hvor langt til sidene innvirkningene brer seg, hvor raskt de forplanter seg og hvor raskt de dempes.

Vanligvis måler man grunnvannstanden ved peiling i perforerte observasjonsrør som er drevet eller satt ned i grunnen ved hjelp av skovlbor. Det brukes gjerne ekstra tykkveggede rør, såkalte damp-rør med indre diameter 34 mm. Observasjonsrøret består av seksjoner på 1,5 m som skjøtes sammen etter hvert som de drives ned. Nederste seksjon er et 1 m langt filterrør med sandspiss i nedre ende. Observasjonsrørene varierer i dybde etter de lokale forhold, gjerne fra 3 til 10 m. Avlesning av vannstanden skjer ved hjelp av brønnlodd, et målebånd som nederst er forsynt med en peileklokke som ved kontakt med vannflaten gir fra seg en lyd. Avstanden fra

vannflaten til rørets overkant avleses direkte på målebåndet. Avlesningshyppigheten beror en del på de lokale forhold, idet en høy permeabilitet i grunnen fordrer hyppigere avlesninger. Vanligvis foretas avlesningen en gang i uken. Vannstanden kan også registreres kontinuerlig ved hjelp av limnigraf (automatisk vannstands-måler). Dette betinger imidlertid observasjonsrør av grovere dimensjon. Grunnvannstanden kan også måles i åpne brønner, f.eks. gårdsbrønner.

3.2 Grunnvannformasjoners geologi

Ved grunnvannsundersøkelser er det av betydning å skaffe klarhet over grunnvannformasjonens geologiske forhold dvs. mektighet, lagdeling, kornfordeling og sortering, samt permeabilitet og porøsitet. Med dette for øye tar man materialprøver nedover i jordprofilen med skovlbor eller annet egnet prøvetakingsutstyr. Siktekurven for prøvene bestemmes og verdier for midlere kornstørrelse og sortering (enskornighet) taes ut. På grunnlag av materialprøvene kan også grunnens permeabilitet og porøsitet bestemmes enten ved forsøk eller ved hjelp av empiriske formler.

4. ANALYSE AV GRUNNVANNSOBSERVASJONER

Ved vassdragsreguleringer er det nødvendig på forhånd å kunne bedømme inngrepenes virkning på grunnvannstanden langs vassdraget. Som grunnlag for disse vurderinger nyttes de innsamlede observasjoner av elvevannstand og grunnvannstand, samt data fra Hydrologisk avdelings regulære målestasjoner for vannstand og vannføring i vassdraget, og observasjoner fra Meteorologisk institutts stasjoner. Observasjonene bearbeides og tilrettelegges i form av regresjonsligninger og korrelasjonsundersøkelser, geolimnigrammer, snittdiagrammer og kotekart over grunnvannspeilet. Ved vurderingen av observasjonsmaterialet og den mulige sammenheng mellom vannstanden i elva og grunnvannsforholdene langs denne, må en hele tiden ha for øye påvirkningen fra de klimatiske faktorer. Nedbør som fører til økt vannføring i elva vil samtidig ved infiltrasjon fra jordoverflaten heve grunnvannspeilet. Omvendt vil tørke føre til lavere vannstand både i elva og grunnen. Dette må i diagrammene ikke oppfattes som et bevis for at grunnvannsforholdene er påvirket av elvas vannstandsforhold, mens i virkeligheten begge forhold varierer som følge av en ytre, felles påvirkning.

I tillegg er der også andre forhold å ta hensyn til ved en helhetsvurdering av i hvilken grad grunnvannstanden varierer med elvevannstanden. Grunnvannets strømningsretning, nivåforskjellen mellom elvevannstand og grunnvannstand og den naturlige drenering av grunnvannmagasinet, er alle faktorer som må taes med for å kunne forutsi i hvilken grad endringer i elvevannstanden har innflytelse på grunnvannstanden langs elva.

4.1 Regresjons- og korrelasjonsanalyse

En eventuell samvariasjon mellom grunnvannstanden og elvevannstanden kan undersøkes og klarlegges ved hjelp av regresjons- og korrelasjonsanalyse.

Hvis man i et rettvinklet aksestystem avsetter hvert observasjonspaar dannet av de samtidige avlesninger av grunnvannstanden i et rør og elvevannstanden, vil man få et punktdiagram som illustrert i figur 4.1. Her er grunnvannstanden (den avhengige variable) avsatt langs den vertikale akse og elvevannstanden (den uavhengige variable) avsatt langs den horisontale akse. Er det ingen samvariasjon tilstede mellom grunnvannstanden og elvevannstanden, vil punktene fordele seg som en vilkårlig punktskare. Finnes der en samvariasjon derimot, vil denne vise seg ved at punktene grupperer seg i et mer eller mindre bredt bånd. En midlere kurve trukket sentralt gjennom punktgrupperingen vil beskrive den statistiske sammenheng eller relasjon mellom grunnvannstanden og elvevannstanden. Dersom denne relasjonen er rettlinjett, kan den uttrykkes matematisk som en såkalt regresjonsligning i den enkle form $y = ax + b$, hvor a er vinkelkoeffisienten som gir linjens helning med den horisontale akse og b gir linjens skjæringspunkt med den vertikale akse.

En krumlinjet relasjon mellom grunnvannstanden og elvevannstanden vil komplisere de matematiske utregningene betraktelig. I slike tilfeller søker man derfor å tilpasse to og om nødvendig flere rette linjestykker til punktgrupperingene, man får da et tilsvarende antall regresjonsligninger. For eksempel kan relasjonen være forskjellig for sommer- og vinterforhold og/eller for lavere og høyere vannstander. En annen løsning er å matematisk transformere den krumlinjede relasjon til en rettlinjett (logaritmisk fremstilling) og så foreta beregningene.

Samvariasjon mellom to observasjonsserier kalles korrelasjon, og man sier at de to observerte størrelsene er korrelerte. En lineær korrelasjons godhet eller styrke uttrykkes ved hjelp av den såkalte korrelasjonskoeffisient (R), som da altså er et mål for samvariasjonen mellom de to observasjonsseriene. R kan variere fra +1 gjennom null til -1. For $R = 0$ er der ingen korrelasjon, de avsatte punkter i aksestystemet fordeler seg helt vilkårlig i en punktsverm. Dess bedre og tettere punktene konsentrerer seg om den sentrale linjen eller regresjonslinjen desto nærmere vil R ligge 1. For $R = 1$ har man en perfekt korrelasjon hvor alle punktene ligger på regresjonslinjen. En negativ R mellom 0 og -1 viser en omvendt korrelasjon idet høye verdier i det ene datasett da går sammen med lave verdier i det andre datasett, og omvendt.

Tar man kvadratet av korrelasjonskoeffisienten, altså R^2 , fremkommer en størrelse som angir den del av variasjonene i den avhengige variable (her grunnvannstanden) som motsvarer variasjonene i den uavhengige variable (her elvevannstanden). Resten av variasjonene i den avhengige variable, dvs. $(1 - R^2)$, må henføres til andre faktorer. Slike faktorer inkluderer direkte infiltrasjon til grunnvannet fra nedbøren, fordunstning og uttørring av de øvre jordlag, plantenes forbruk av vann, tilsig fra høyereliggende områder og drenering til lavereliggende områder.

I en regresjons- og korrelasjonsberegning lar det seg også gjøre å ta med to (eller flere) såkalte uavhengige variable i en step-regresjon og beregne grunnvannstanden som en statistisk funksjon av f.eks. både elvevannstanden og nedbøren. Det er videre mulig å beregne partielle korrelasjonskoeffisienter som da kvadrert vil uttrykke den relative del av totalvariasjonen i grunnvannstanden som kan tilskrives hver enkelt av disse to faktorene.

Det er viktig å ha klart for seg at det statistiske begrep korrelasjon, ikke forteller noe som helst om hva som er årsak og hva som er virkning, kun hvorvidt to hendelser eller fenomener varierer i takt (eller utakt) med hverandre, dvs. om der er en samvariasjon tilstede og hvor utpreget denne i så fall er. Om den ene hendelsen forårsaker den andre, eller om begge hendelsene er forårsaket av en tredje hendelse må klargjøres utfra kjennskap til de fysiske prosesser som er involvert og deres årsaks/virkningsmekanisme.

Foran er nevnt regresjonslinjens vinkelkoeffisient eller helning med horisontalaksen. En helning på 45° (vinkelkoeffisient 1,0) betyr at vannstandsvariasjonene i grunnvannsrøret ikke er dempet i forhold til vannstandsvariasjonene i elva. Minkende vinkel vil bety en økende demping av grunnvannstanden. En vinkel større enn 45° vil bety at grunnvannstanden har en større variasjonsbredde enn elvevannstanden, på grunn av andre faktorerers innvirkning. En betingelse for resonnementet er at vannstandsmerket i elva er plassert rett ut for grunnvannssnittet. Dersom det sammenlignes med et vannmerke som står i et annet profil, vil forholdet bli annerledes avhengig av de lokale forhold.

En ulempe ved regresjonsanalysen, slik som brukt for vårt formål, er grunnvannstandens forsinkede reaksjon på endringer i elvevannstanden. Det er imidlertid ikke mulig å ta hensyn til tidsforskjellen ved opptegning av punktdiagrammene og beregning av regresjonsligningene så lenge observasjonene foretas manuelt som punktavlesninger med flere dagers mellomrom, og ikke kontinuerlig med automatisk registrering. Man må finne seg i denne ulempen som utgjøres ved at påvirkningsforsinkelsen fører til en økt spredning av punktdiagrammet.

4.2 Geolimnigrammer

I et geolimnigram (grunnvannstandskurve) er grunnvannsavlesningene avsatt i et aksesystem med avlesningene langs den vertikale akse og tiden når avlesningene er foretatt langs den horisontale akse. Med dette får man en kurve som viser hvordan grunnvannstanden varierer med tiden (figur 4.2).

Geolimnigrammet illustrerer grunnvannstandens variasjonsmønster. Vannstanden til enhver tid gjennom månedene og årstidene kan leses direkte ut fra geolimnigrammet. Videre gir geolimnigrammet opplysning om grunnens evne til å lede vann, dvs. permeabilitet og dreneringsforhold. Raskt synkende grunnvannstand etter perioder med stor nedbør eller snøavsmelting viser høy permeabilitet og god drenering, mens langsomt synkende vannstand kan tyde på dårligere dreneringsforhold. Raske og store stigninger skyldes normalt at

elva stuver opp grunnvannet eller at området mottar mye vann ved nedbør eller tilsig. Spisse topper indikerer høy permeabilitet og gode dreneringsforhold. Avrundete geolimnigram tyder på at grunnen er mindre permeabel og/eller dårlige dreneringsforhold, eller at grunnvannstanden er påvirket av et jevnt sig fra et høyereliggende område. Økende avstand fra elv eller innsjø bidrar også til å flate ut geolimnigrammet.

For en mer fullstendig vurdering av grunnvannstandens variasjon plotter man i tilknytning til geolimnigrammet også opp elvelimnigrammet samt nedbørmengden fordelt over året.

4.3 Snittdiagrammer og kotekart

Et snittdiagram viser grunnvannsnittets profil (figur 4.3). Terrengets kontur og grunnvannspeilet er tegnet opp i målestokk og observasjonsrørene er lagt inn i korrekt relativ høyde. Snittdiagrammer for flere snitt etter hverandre vil gi grunnlag for opp-tegning av kotekart av grunnvannspeilet. Et slikt kotekart vil gi svært nyttige opplysninger om grunnvannspeilet, så som helningsgrad og grunnvannets strømningsretning.

4.4 Isoppstuvning i elv

Når man som foran nevnt legger opp grunnvannsundersøkelser etter snittmetoden, blir det som regel satt opp et vannstandsmerke (VM) i elva rett ut for hvert snitt for avlesning av elvevannstanden. Det hender imidlertid ofte at et VM ikke lar seg etablere fordi det regelmessig ødelegges av flom eller is. Man benytter da gjerne et mer eller mindre nærliggende VM som står tryggere. En kompliserende faktor som da kommer inn er isoppstuvningen som forekommer i våre elver om vinteren. En eventuell isoppstuvning ved et VM vil ikke registreres i de enkelte grunnvannssnitt lenger nede eller oppe i elva. Det omvendte kan også være tilfelle, at det er isoppstuvning i elva like nedenfor grunnvannssnittene, men ikke i elva ved VM. Dette fører til en stigende grunnvannstand som da ikke registreres ved VM. Slike forhold vil føre til større spredning i punktdiagrammene og dårligere korrelasjon enn hva det i virkeligheten er, og også gi utslag på elvelimnigrammene og geolimnigrammene som topper.

5. MÅLESTEDENE

På planskissen fig. 1.1 er målestedene vist. Rør- og gårdsbrønnene er her angitt med nr. etter avstand fra elva. I teksten vil de bli angitt som rør 1, rør 2 osv. og gårdsbrønnene med g.br. også angitt med nr. hvis det er flere på samme sted. Vi har profilert snittene. Selv om det er et enkelt rør som på N. Helland eller en g.br. som på S. Helland har vi profilert et snitt vinkelrett på elva. På

N. Helland har vi profilert et snitt omtrent midt mellom de to gårdsbrønnene. Som utgangspunkt for høyder har vi brukt Fm. 10 Klubbeberget i NVE's elvenivellement, med kotehøyde 199.857.

5.1 S. Helland.

Det ble her etablert et snitt i grenselinjen mellom S. Helland og N. Helland (fig. 5.1). Snittet består av to rørbrønner. Det var planlagt 2 rørbrønner til i snittet, men massene, som her består av grove elveavsetninger, ble for vanskelige for vårt borutstyr. I tillegg til snittet i grenselinjen mot N. Helland har vi etablert måling i gårdsbrønnen som her ligger i kjelleren under våningshuset (fig. 5.2). På snittene er grunnvannstanden inntegnet rettlinjet mellom målepunktene. Dette kan ble noe unøyaktig, særlig i nærheten av elva under rask endring av elvevannstanden

På grunnlag av de data vi har fått inn i månedene august-oktober har vi framstilt limnigram som viser grunnvannets dybde under bakken for de to rørene i måleperioden (fig. 5.3). I det samme limnigram har vi også framstilt vann-nivået i gårdsbrønnen som ligger i kjelleren under våningshuset. For å se hvordan vannstanden i rør og brønn varierer i forhold til elvevannstanden har vi i samme figur tegnet inn vannstandene for Vm. 2471 Eid for samme periode. Av figuren vil en se at grunnvannstanden i de to rørene følger hverandre meget godt. Det samme gjør vannstanden i gårdsbrønnen. Noe avvik her kan skyldes vannforbruket i brønnen. Ser en på kurven for vannmerket vil en se at hovedtrekkene i kurven er lik de øvrige kurver. Avvikene her kan for endels vedkommende skyldes ulike tverrsnitt i elva ved snittet og ved vannmerket.

Hvordan vannstander i rørbrønner og gårdsbrønn beveger seg i forhold til hverandre, trer enda tydeligere fram i fig. 5.4 som framstiller limnigrammet i kotehøyde. Samtidig som det viser vannstandsvariasjoner som er meget like både for rørbrønner og gårdsbrønn, viser det et flatt grunnvannspeil innover i terrenget.

Vi har foretatt korrelasjonsberegninger med det begrensede antall målinger som vi har. På Søndre Helland har vi framstilt korrelasjonen mellom Vm. 2471 Eid og rørbrønn i S. Helland i fig. 5.5, og mellom vannmerket og gårdsbrønnen i fig. 5.6. Korrelasjonskoeffisientene er gjengitt i tabell 5.1 (se bak fig. 5.37). Her har vi også beregnet koeffisientene mellom rørbrønnene og gårdsbrønnen innbyrdes. Korrelasjonskoeffisientene er høye, og de tyder på at elvepåvirkningen på grunnvannstanden er stor.

Massene på Helland S var så steinrike at det ikke var mulig å ta prøver med vårt vanlige prøvetakerutstyr. Da vi fortok befaringen den 7.7.1986 var det gravet en ca. 1,5 meter dyp grøft over tunet. Den ga et godt bilde av masseforholdene. Grøfteveggene viste at massene bestod av grov grus med et stort innhold av stein med diameter opp til 15-20 cm.

For å få et innblikk i massenes permeable egenskaper i grunnvannsonen, har vi utført en enkel test i rørene. Vi fyller opp med vann 1 m og måler synkingen hvert minutt inntil 5 minutter. I

rør 1 var vannet nede på 30 sekunder og i rør 2 på 50 sekunder, se fig. 5.7 og fig. 5.8. Testen viser meget permeable masser, slik som korrelasjonsberegningene også viste.

De målingene som hittil er utført på S. Helland tyder på at elvepåvirkningen på grunnvannstanden er meget stor.

5.2 N. Helland

Her ble det etablert en rørbrønn ca. 50 meter nord for grenselinjen mellom de to gårdene. Rørbrønnen står i kanten av et lavt parti som strekker seg ned mot grenselinjen, og på langs av elva. Partiet er sumpet og mer eller mindre vannfylt. Det er påbegynt oppfylling, vel med tanke på oppdyrking. Vi har tegnet opp et profil vinkelrett på elven, vist på fig. 5.9. På selve gården N. Helland er det to bolighus og under hvert av dem er det en brønn. I begge brønnene har vi etablert målinger. Midt mellom bolighusene og vinkelrett på elven har vi målt opp et profil. Det er tegnet opp i fig. 5.10.

Slik som på S. Helland har vi framstilt limnigram for grunnvannstandens dybde under bakken i rørbrønnen og vannstandens dybde under målepunktene i gårdsbrønnene (fig. 5.11). Vannstandene på Vm. 2471 Eid er også her framstilt i figuren. Kurvene for gårdsbrønnene er meget lik hverandre, og hovedtrekkene i kurvene for rørbrønn og vannmerke er også ganske lik kurvene for gårdsbrønnene.

På fig. 5.12 har vi framstilt grunnvannstandene i kotehøyder for gårdsbrønnene, rør 1 N. Helland og rør 1 S. Helland. Samtidig som kurvene for brønnene viser innbyrdes likhet gjør kurvene for rørene det samme.

Av korrelasjonsberegningene har vi i tabell 5.1 vist korrelasjonskoeffisientene mellom Vm. 2471 Eid og rørbrønn/gårdsbrønner, samt innbyrdes korrelasjonskoeffisienter mellom rørbrønn og gårdsbrønner. Det er høy koeffisient mellom Vm. 2471 Eid og rør 1 N. Helland (0.91) mens det mellom Vm. og gårdsbrønnene er lave koeffisienter (0.77 og 0.74). De innbyrdes koeffisientene er svært høye, og de er også høye mot rør 1 Helland S. Årsaken til de lave koeffisientene mellom vannmerket og gårdsbrønnene kan bero på ulike elvetverrsnitt ved vannmerket og ut for gårdsbrønnene, samt at det vil ta en viss tid før en endring i elvevannstanden vil forplante seg innover til brønnene. Det kan også i tillegg bero på unøyaktig måling, som med det begrensede antall målinger kan gi urimelig stort utslag. På fig. 5.13 har vi framstilt korrelasjonsberegningene mellom vannmerket og rør 1 N. Helland og på fig. 5.14 er det samme vist mellom vannmerket og gårdsbrønn 2 N. Helland.

Gravinger rundt husene på N. Helland viste også her grusige masser med mye stein. I rør 1 N. Helland har vi utført den samme test som rørene på S. Helland (fig. 5.15). Testen viser også her stor permeabilitet i grunnvannssonen. Sammenligner en med de høye korrelasjonskoeffisientene mellom rørbrønner og gårdsbrønner, må en anta at elvepåvirkningen er stor også på N. Helland.

5.3 Fønhusjordet

Det ble her etablert et snitt bestående av 3 rørbrønner i nordre kant av jordet. Snittet er vist i profil på fig. 5.16. Etter at snittet ble etablert er det gravet en kanal langs den venstre kant av jordet. Den fortsetter i en bue forbi rør 3 og stopper ca. 20 meter fra rør 2. En må anta at kanalen vil få innflytelse på grunnvannstanden ved rør 3 og også ved rør 2.

Sammen med vannstandene på vannmerket har vi i fig. 5.17 framstilt vannstandene i de tre rørbrønnene på Fønhusjordet. Vannstandene er framstilt som dybde under terreng, mens de i fig. 5.18 er framstilt i kotehøyder. Kurveforløpet er ganske det samme for de tre rørbrønnene, og hovedtrekkene finner en igjen i kurven for vannmerket.

Korrelasjonsberegningene mellom Vm. 2417 Eid og de enkelte rør viser en meget høy korrelasjonskoeffisient mellom vannmerket og rør 1, mens de er lave mellom vannmerket og de to andre rørene. Innbyrdes beregninger av korrelasjonene viser en høy korrelasjonskoeffisient mellom rør 1 og rør 2, mens den er lav mellom rør 3 og de to andre rørene. På fig. 5.19 er korrelasjonen mellom vannmerket og rør 1 vist.

Massene på Fønhusjordet består fra terrenget og ned til ca. 1.30 meter av fin sand. Videre nedover er det steinblandet grus som er meget hardt lagret. Ved rør 2 klarte vi ikke å få ned røret til ønsket dybde. Rør 3 ble gravet ned til noenlunde akseptabel dybde.

Test av vanngjennomgang viser at permeabiliteten ved rør 1 og 2 er høy, men på langt nær så høy som på Helland. Testen ved rør 3 er meget høy, men den er usikker p.g.a. at røret er gravet ned, slik at massene rundt er forstyrret.

Elvepåvirkningen ved rør 1 og 2 er stor. Ved rør 3 kan den være mindre, og her vil kanaliseringen virke inn. Ser en på fig. 5.16, vil en se at Fønhusjordet ligger så høyt at det er usikkert om utbyggingen her vil få noen innflytelse.

5.4 Ytterenge

På Ytterenge er det etablert et snitt med 3 rørbrønner. Snittet er vist i profil på fig. 5.23. Som det framgår av oversiktskissen fig. 1.1 og snittprofilen fig. 5.23, går snittet tvers over eidet, slik at en har elvevannstand på begge sider av snittet. Inne i vika mot Eid gård var vannstanden da vi foretok profileringen lavere enn i Begnas hovedløp. På nordsiden av profilet mellom rør 2 og 3 er det et lavt sumpete område som på et lite parti skjæres av profilet.

Grunnvannstandens dybde under terreng er vist på fig. 5.24. Vannstandforløpet er ganske ensartet for de tre rørene, og i forhold til vannstandene på Vm. 2471 Eid likt med de øvrige snittene. Fig. 5.25 viser grunnvannstandene i kotehøyder. I hele måleperioden har grunnvannets strømrøtning langs profilet vært mot vika utenfor Eid gård. Mesteparten av september var grunnvannstanden så lav at den ikke kunne måles i rør 1, noe som kan avleses på profilene.

Korrelasjonsberegningene i tabell 5.1 viser høye korrelasjonskoeffisienter mellom vannmerket og rør 2 og 3, noe mindre mellom vannmerket og rør 1. Det kan skyldes at rør 1 er for kort til å måle de lave vannstandene som vi hadde i september. Korrelasjonen mellom vannmerket og rør 1 er vist på fig. 5.26.

Massene ved rør 1 bestod for de øvre ca. 1.2 meter av fin sand. Videre nedover var massene meget steinrike og meget hardt lagret, så vi fikk ikke drevet røret ned til dybde tilstrekkelig nok til å måle de laveste vannstander. Ved rør 2 og 3 var det også fin sand på toppen. I dypet var det masser med stein, men ikke så hardt pakket at rørene ikke kunne settes ned til ønsket dybde.

Vanngjennomgangstesten viser masser med meget høy permeabilitet ved rør 2 og 3, noe mindre ved rør 1, men også her høy (fig. 5.27 til 5.29).

Som ved de øvrige snitt kan en gå ut fra at elvepåvirkningen på grunnvannstanden er høy også på Ytterenge.

5.5 Eid Nordre

Det er her et lavt parti ned mot vika mellom Ytterenge og Eid Nordre. Her er det etablert et snitt bestående av 2 rørbrønner (fig. 5.30).

Vannstandsdybde under terreng som er vist på fig. 5.31, viser en høy vannstand i forhold til terrenget. I forhold til Vm. 2471 Eid er variasjonene avdempet. Sammen med fig. 5.32, med vannstanden i kotehøyder, ser en et likeartet forløp av grunnvannstanden for de to rørene i måleperioden.

Korrelasjonen mellom Vm. 2471 Eid og rør 1 er meget høy, mens den mellom vannmerket og rør 2 er lav (tab. 5.1). Det kan bero på at enkelte unøyaktige målinger vil gi stort utslag, når de totale antall målinger i beregningene er lite. Korrelasjonen mellom vannmerket og rør 1 er også vist på fig. 5.33.

Massene på Eid er på toppen myraktige, men går over til grusige med steininnblanding.

Vanngjennomgangstesten viser masser med stor permeabilitet i grunnvannsonen (fig. 5.34 og 5.35).

I tillegg til at påvirkningen fra Begna kan være stor, vil påvirkning fra Ottertjennbekken, som løper forbi snittet, ha innflytelse på grunnvannstanden på Eid, se oversiktskisse 1.1.

5.6 Samvariasjoner for snittene

Vi har sett nærmere på hvorledes vannstandene har variert i de rørene som ligger nærmest elva. I fig. 5.36, 5.37 har vi framstilt vannstandene i kotehøyder. dette gir et bilde på hvordan snittene ligger i forhold til hverandre høydemessig.

5.7 Sammendrag

I det korte tidsrom målingene har pågått ved Eidfossen viser de at elvepåvirkningen er stor i alle målepunkter. Det er sannsynlig at grunnvannstanden vil følge ellevannstandens vekslinger ganske likt. Ettersom ellevannstanden her skal heves i forhold til det naturlige nivå, vil det være nødvendig å få grunnvannsmålinger for perioder med høye vannstander og for flere år, for å fange opp årsvekslinger i vannstandene.

6. LITTERATUR

Beskow, G.

1935: "Tjälbildningen och tjällyftningen", Sveriges Geologiska Undersökning, C 375, Stockholm.

Atterberg, A.

1903: "Studier i jordanalyse" Nr. 1-6, Kungl. Landbruksakademiets avhandlingar och tidsskrift, Stockholm.

Todd, D.K.

1980: "Groundwater Hydrology", John Wiley & Sons, Inc. New York.

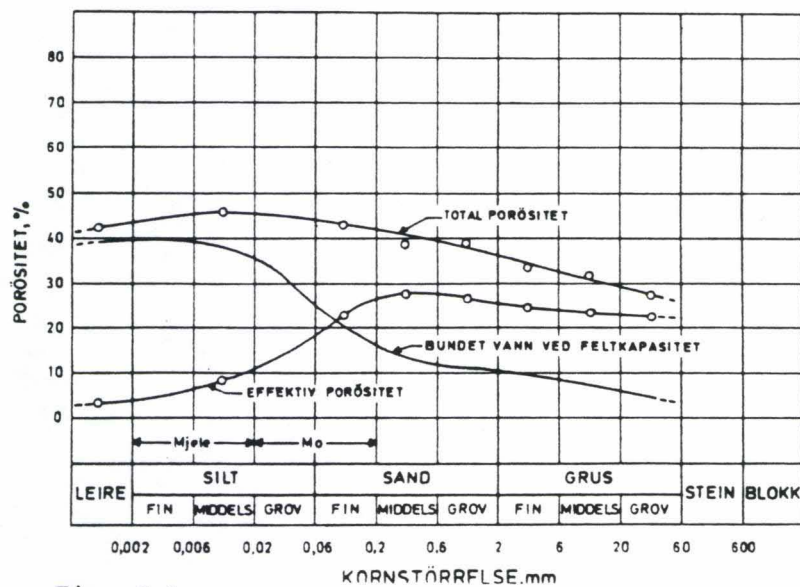


Fig. 2.1

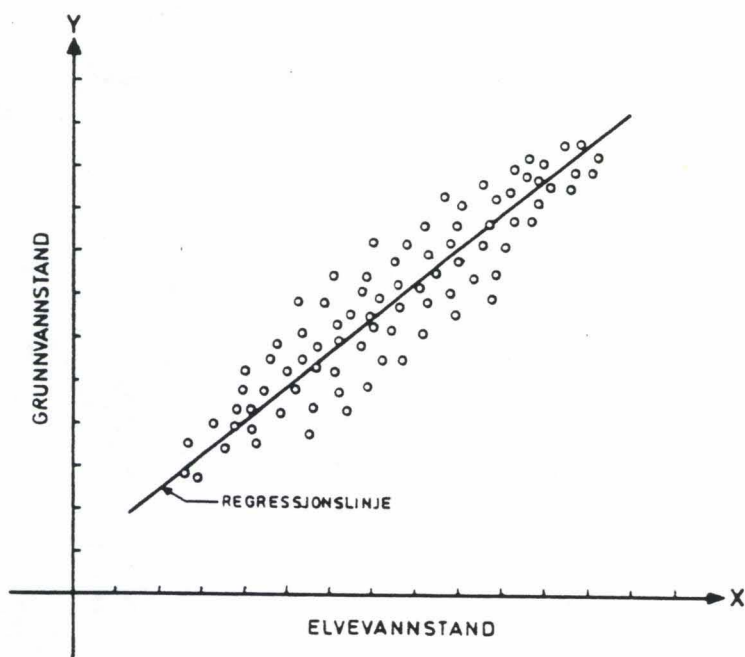


Fig. 4.1

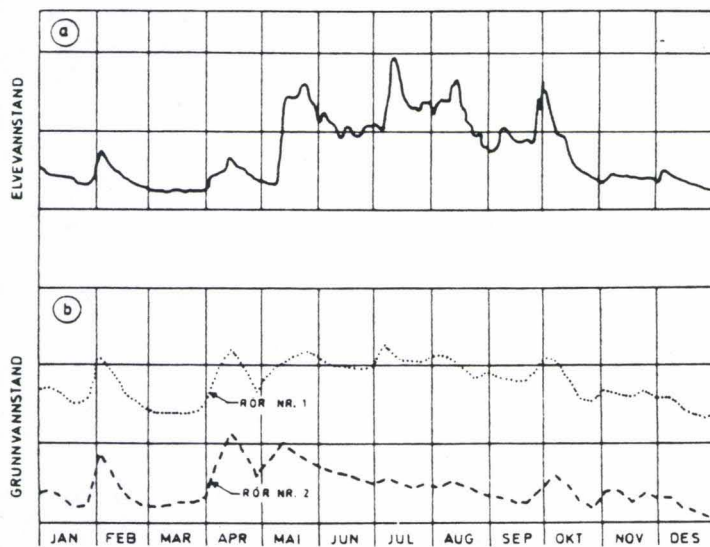


Fig. 4.2

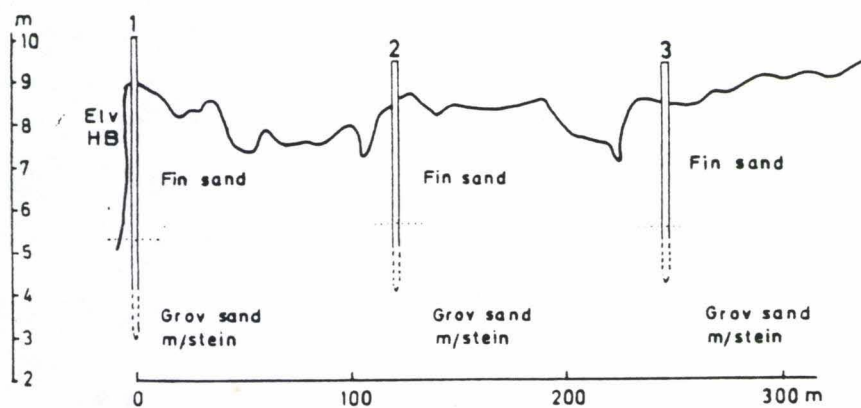


Fig. 4.3

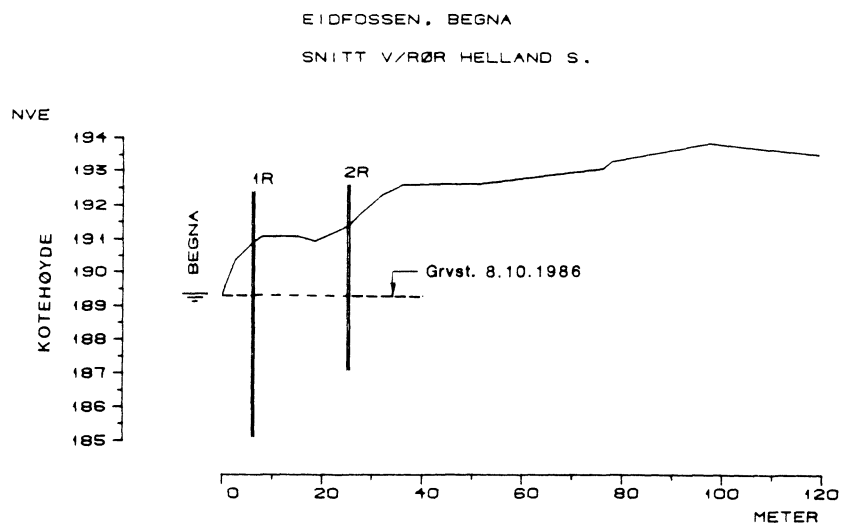


Fig. 5.1

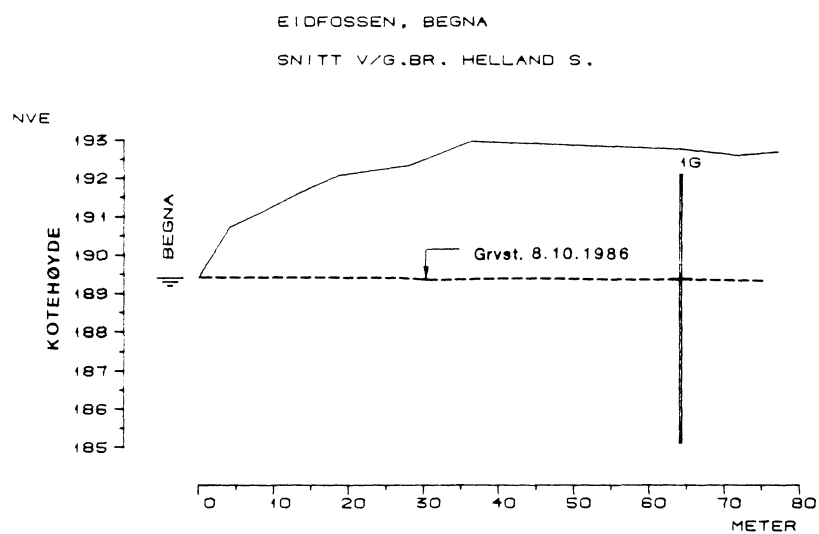


Fig. 5.2

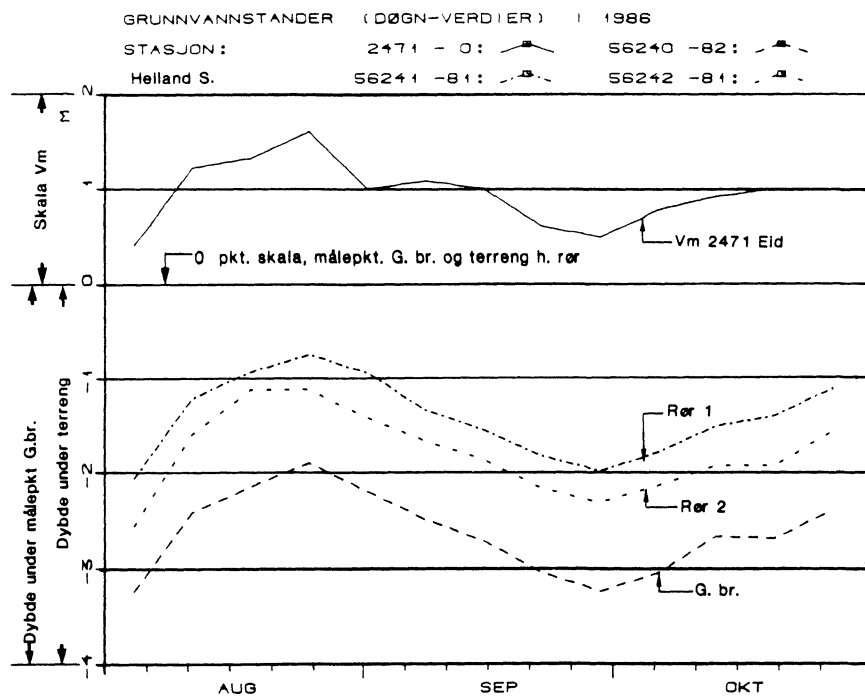


Fig. 5.3

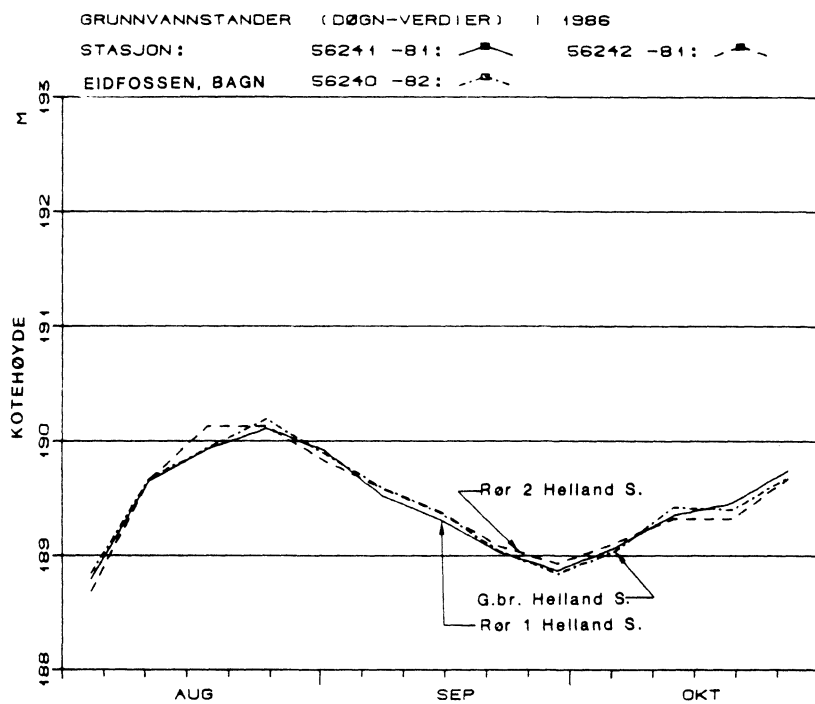


Fig. 5.4

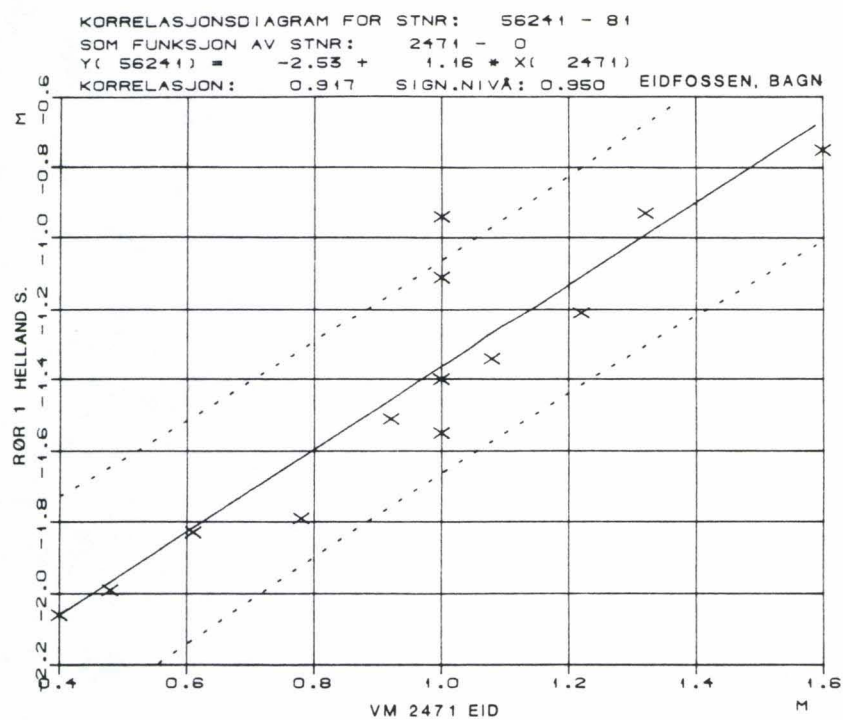


Fig. 5.5

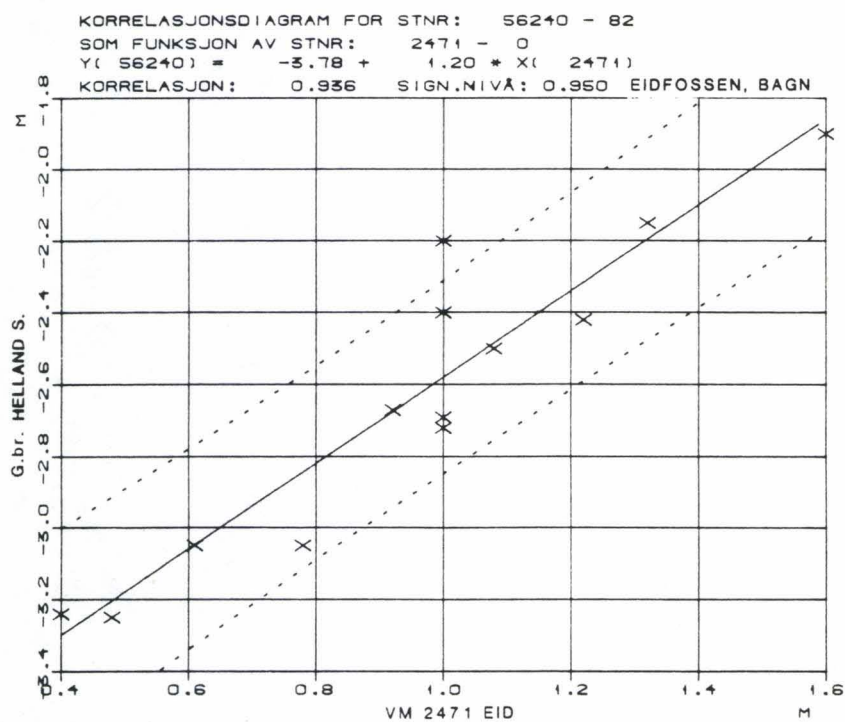


Fig. 5.6

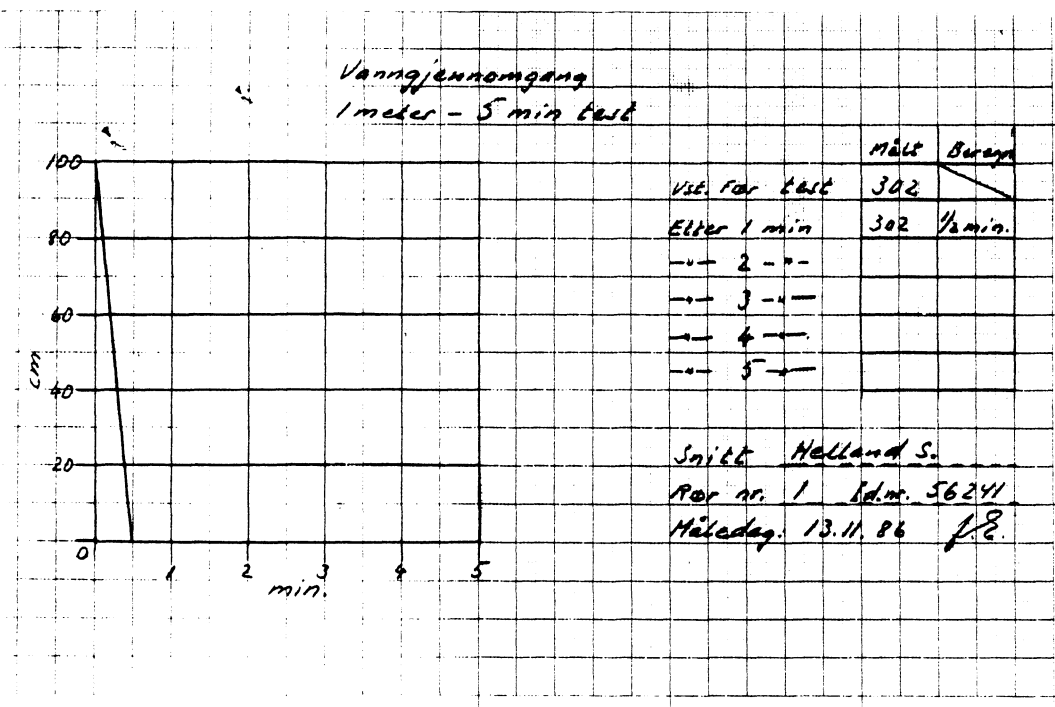


Fig. 5.7

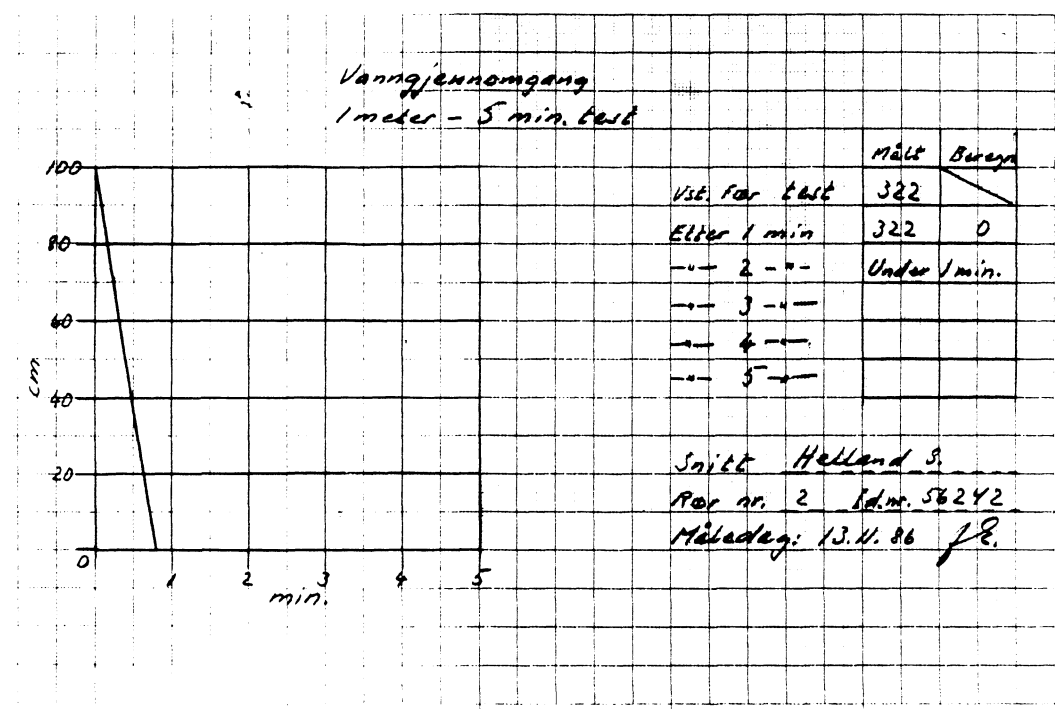


Fig. 5.8

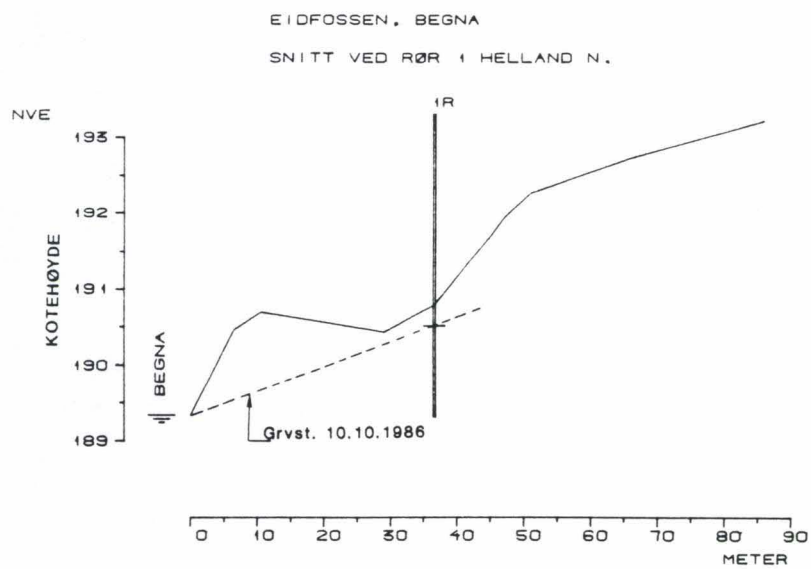


Fig. 5.9

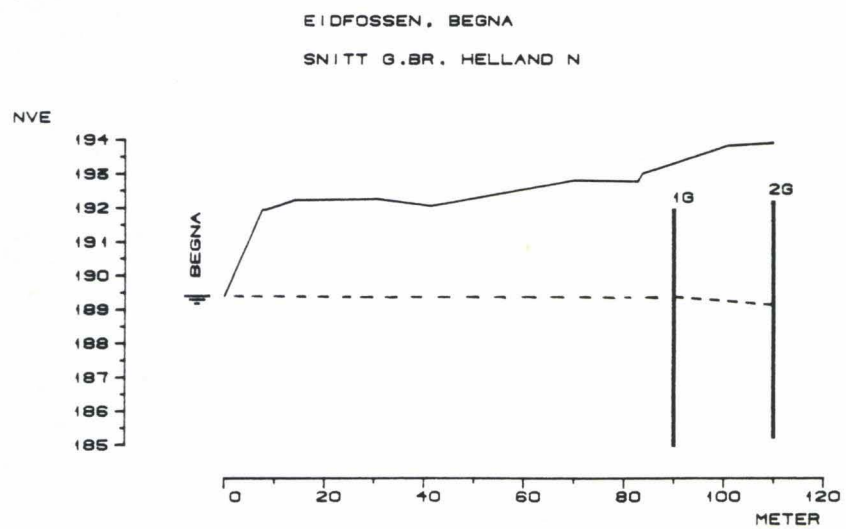


Fig. 5.10

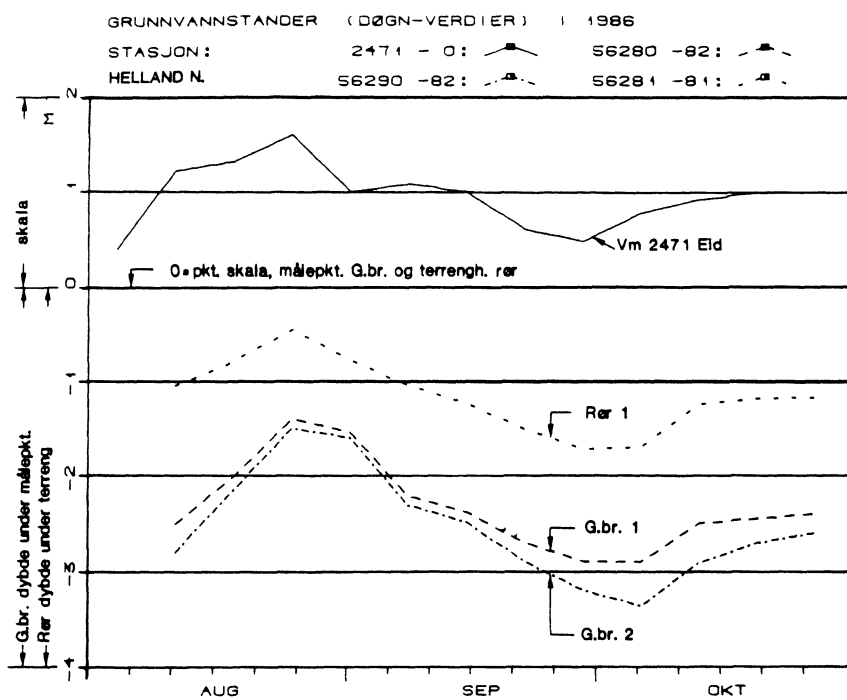


Fig. 5.11

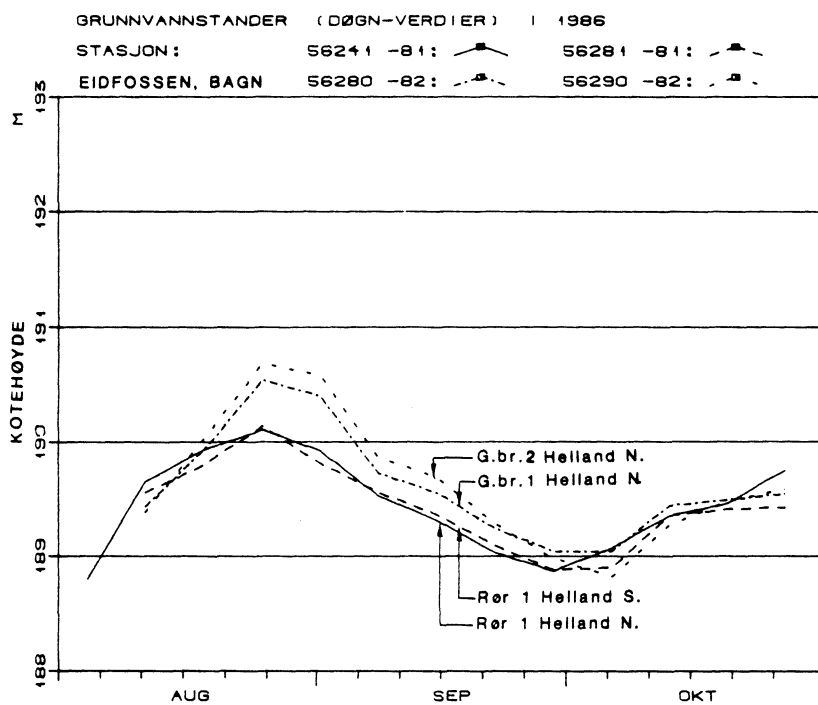


Fig. 5.12

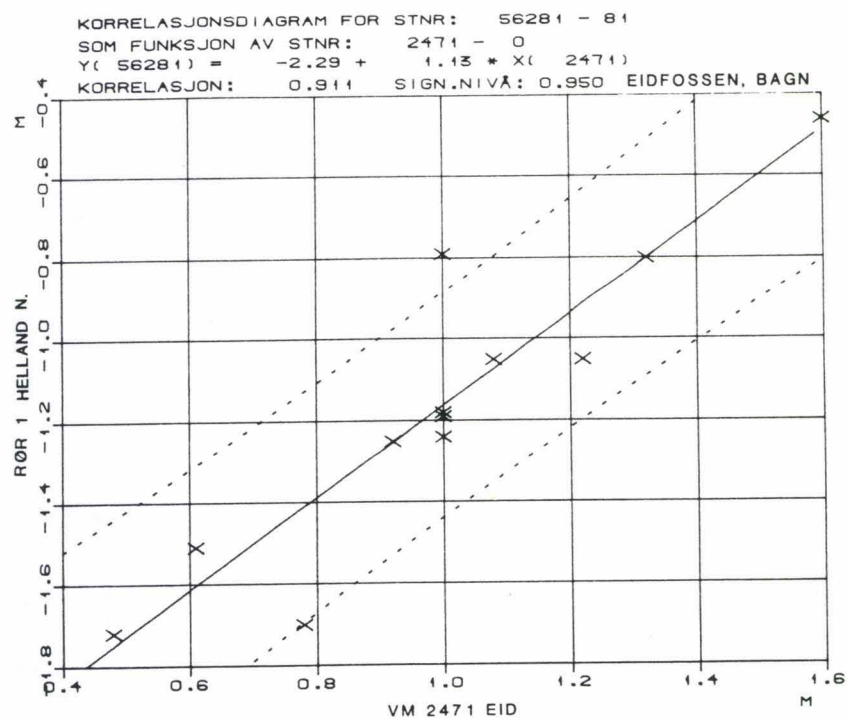


Fig. 5.13

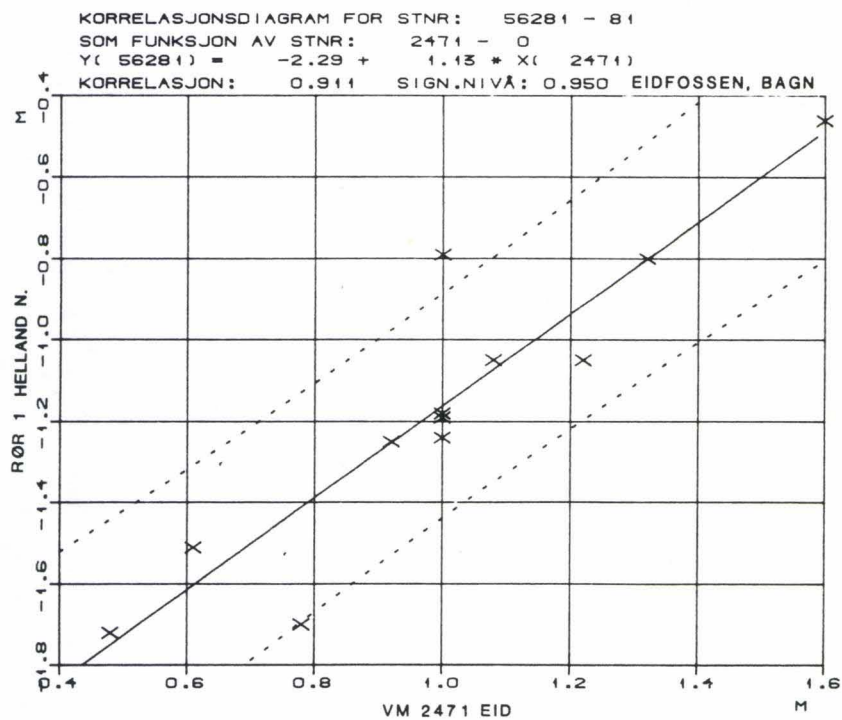


Fig. 5.14

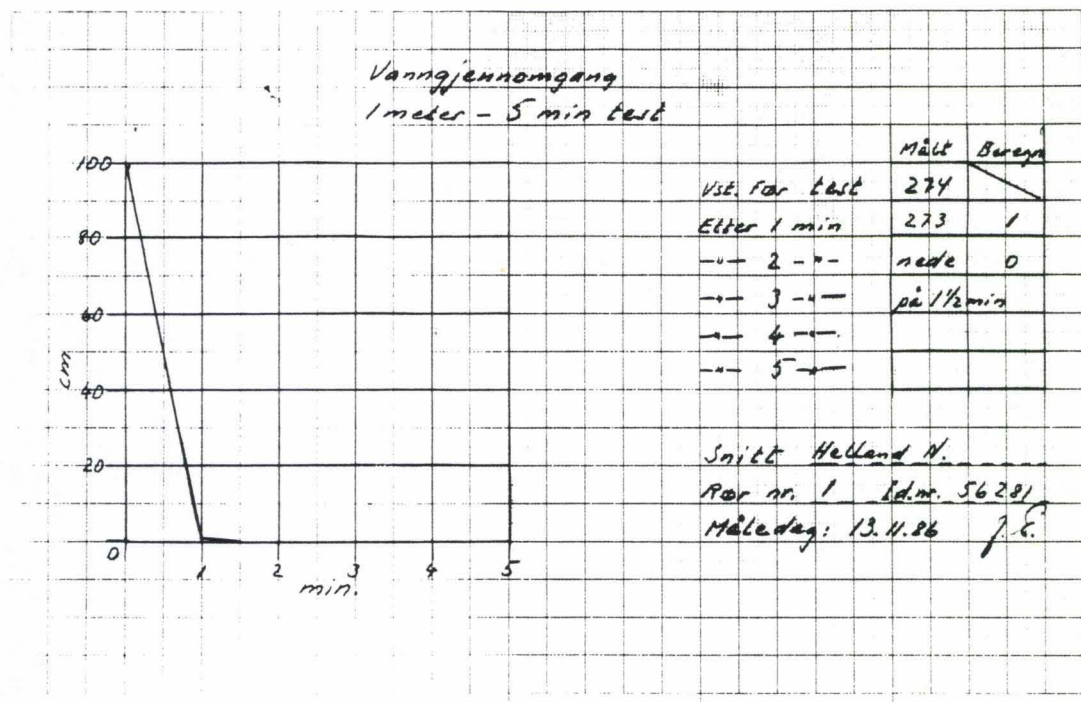


Fig. 5.15

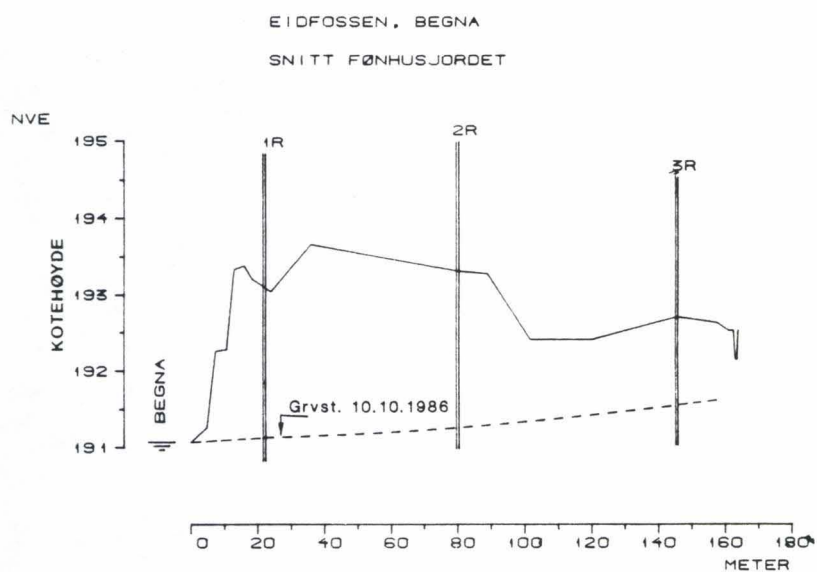


Fig. 5.16

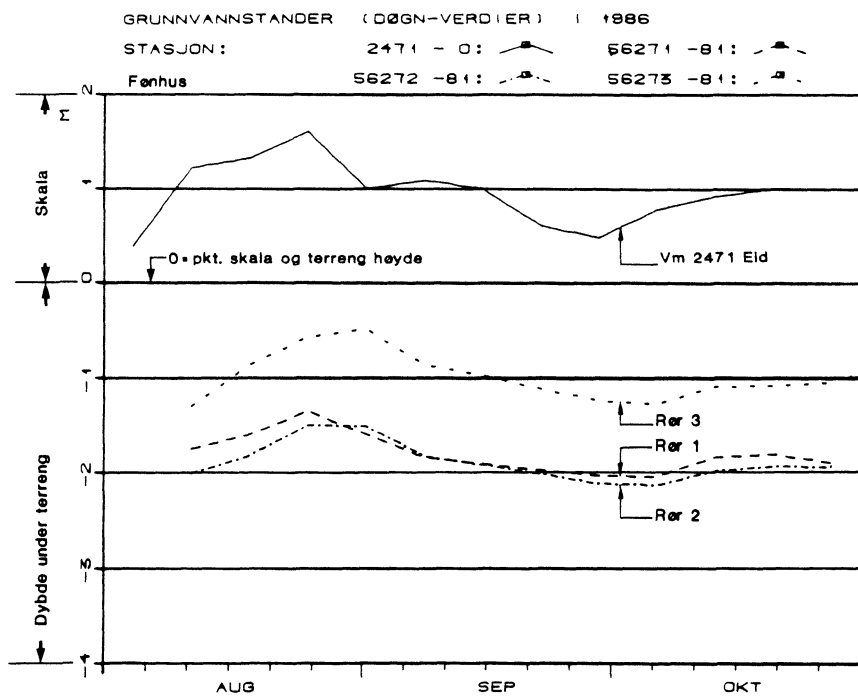


Fig. 5.17

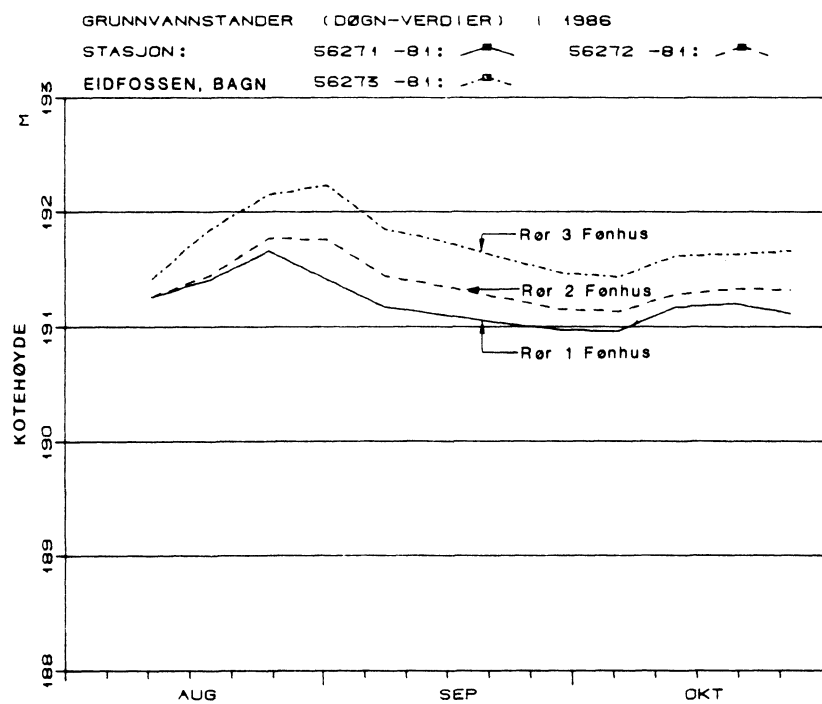


Fig. 5.18

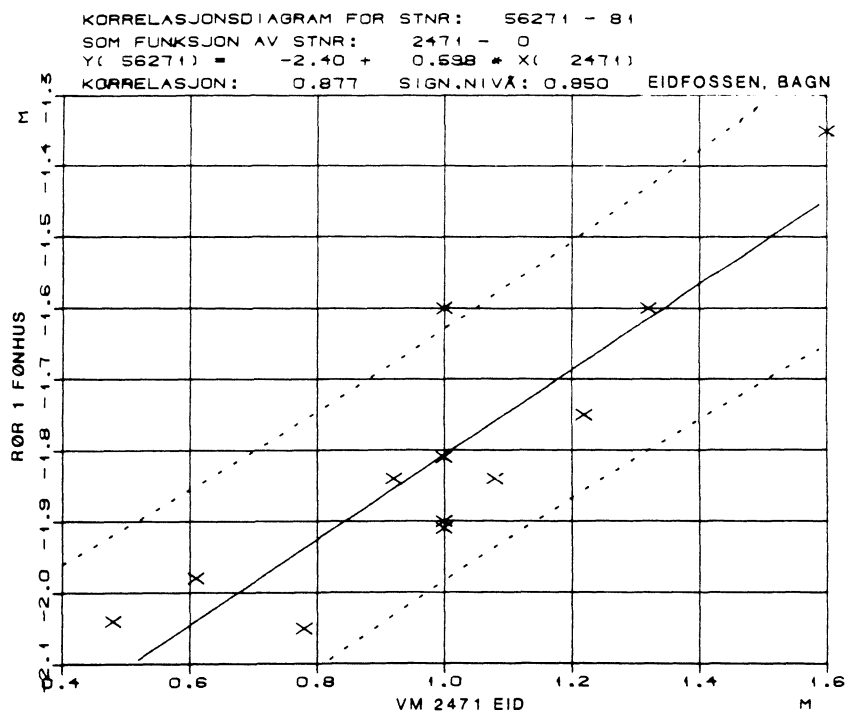


Fig. 5.19

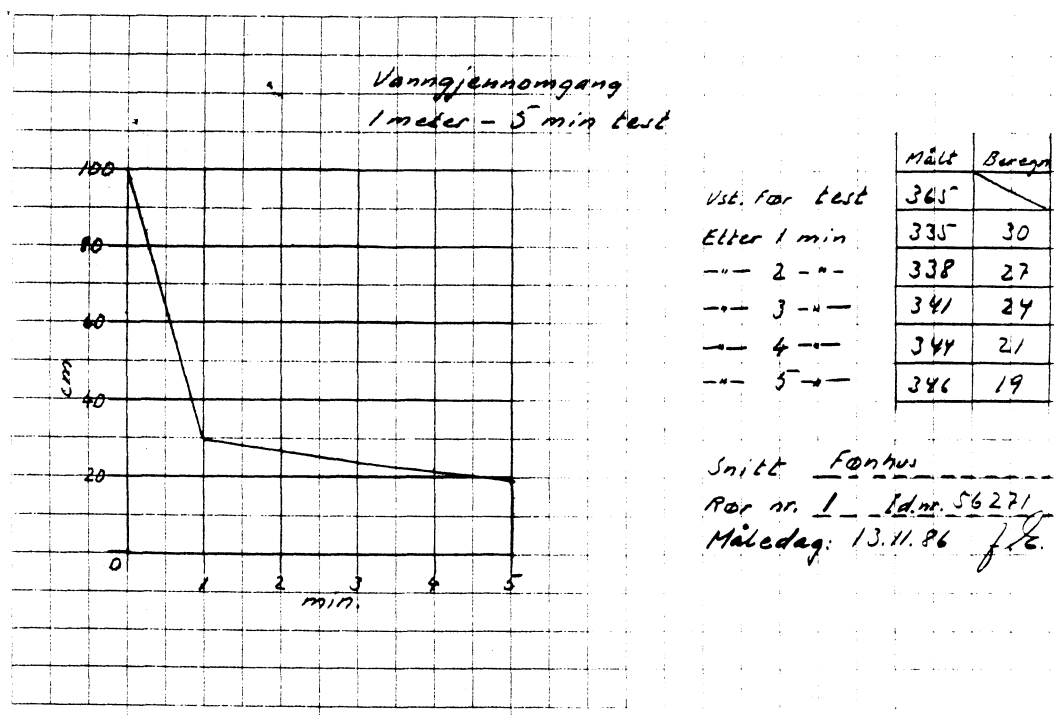


Fig. 5.20

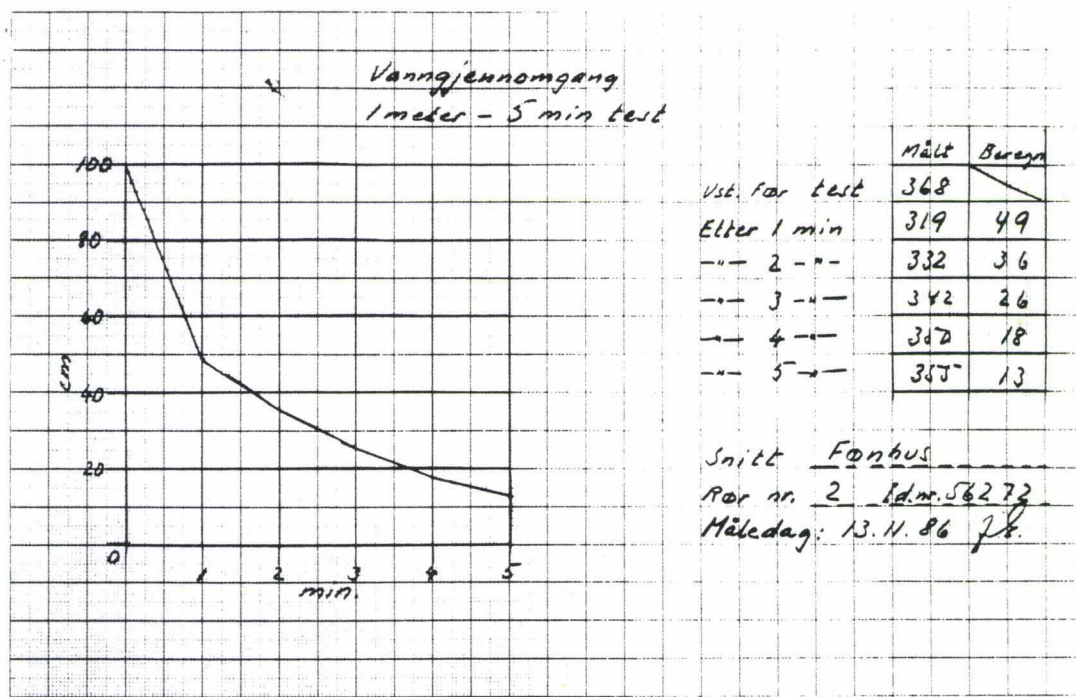


Fig. 5.21

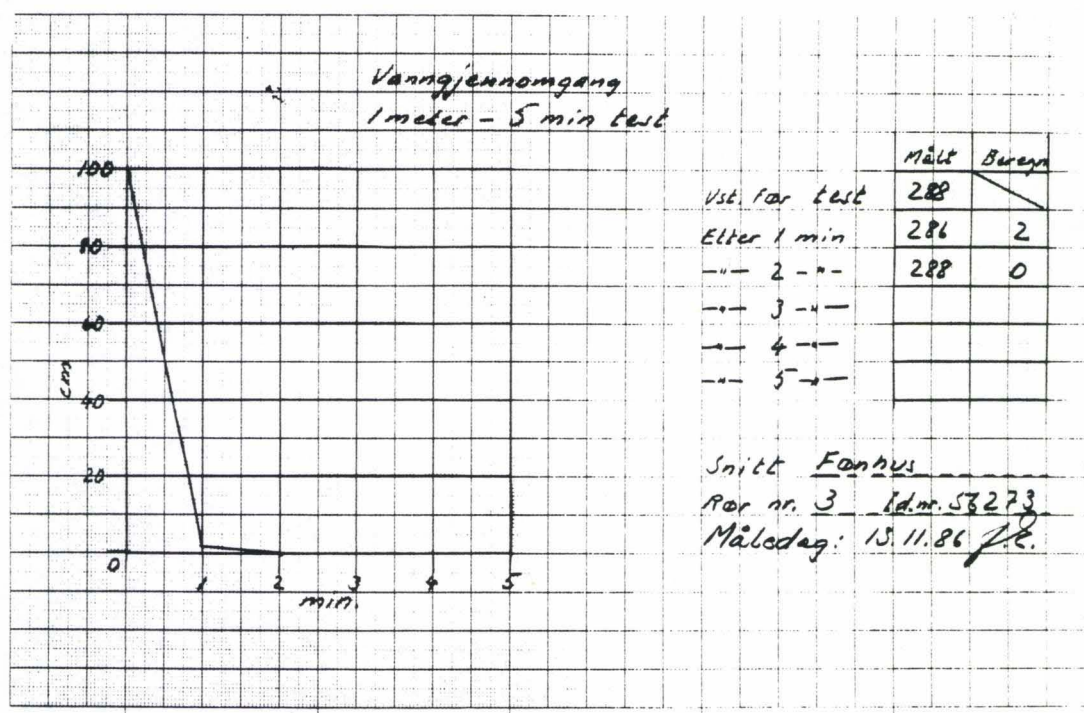


Fig. 5.22

EIDFOSSEN, BEGNA
SNITT YTTERENGE

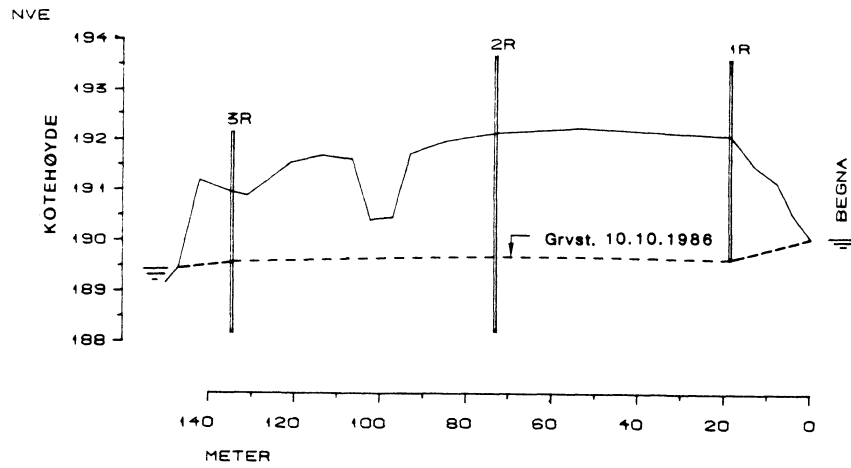


Fig. 5.23

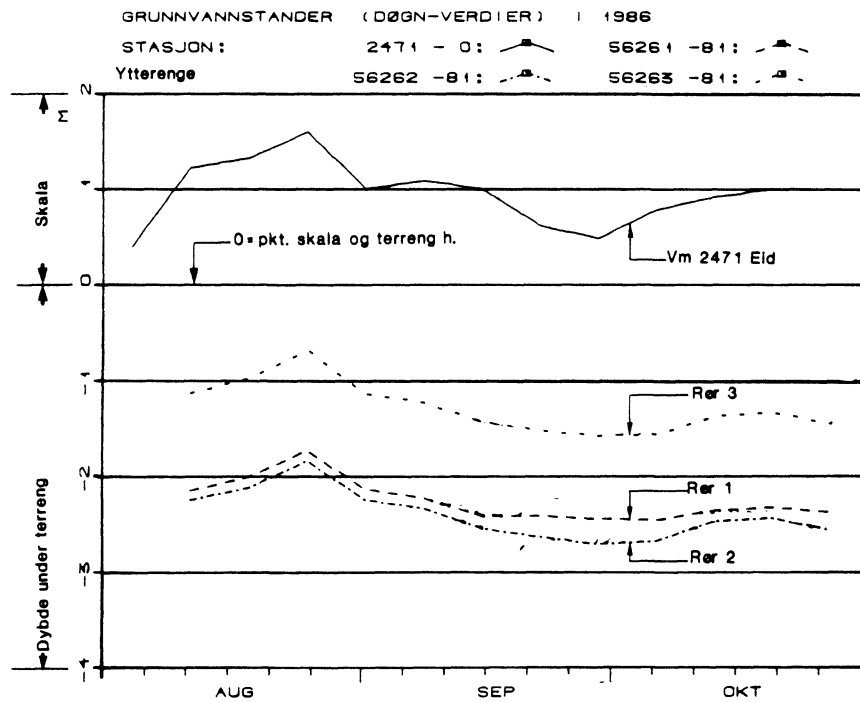


Fig. 5.24

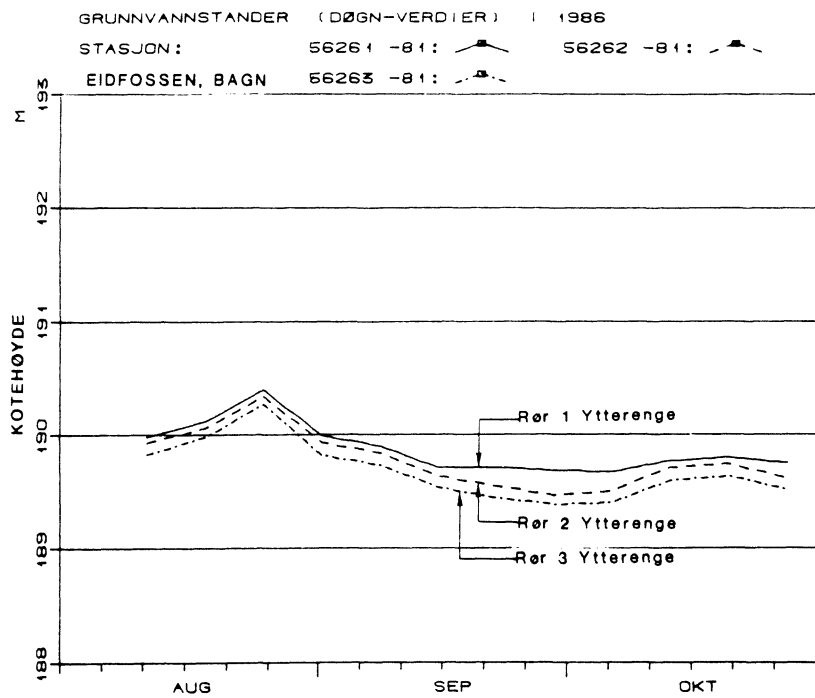


Fig. 5.25

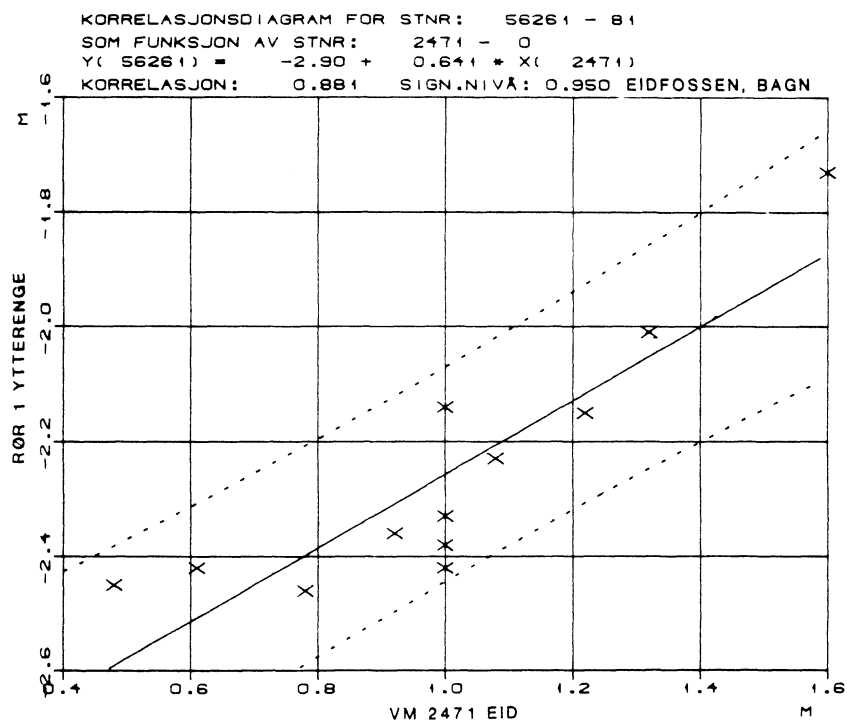


Fig. 5.26

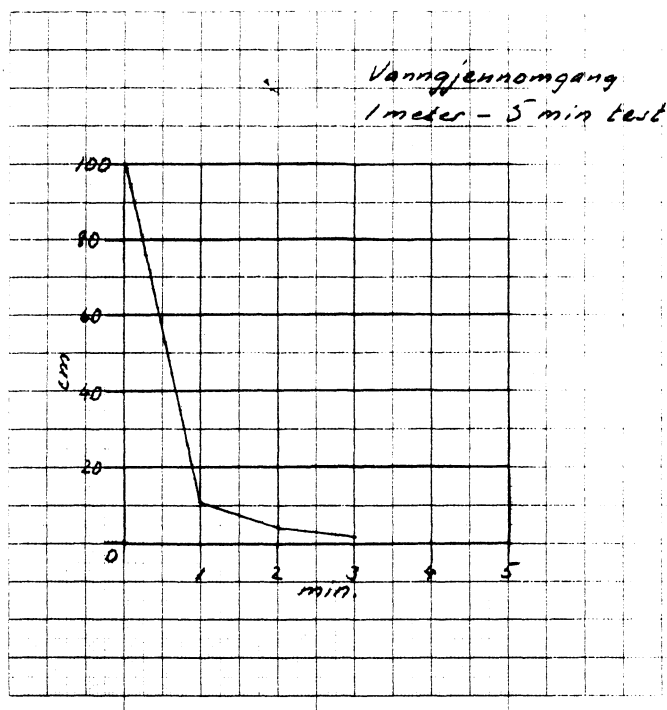


Fig. 5.27

	Målt	Beregnet
Vst. før test	389	
Etter 1 min	378	11
" 2 "	385	4
" 3 "	387	2
" 4 "		
" 5 "		

Snitt Ytterenge
Rør nr. 1 Id.nr. 56261
Måledag: 13. 11. 86 *JS*

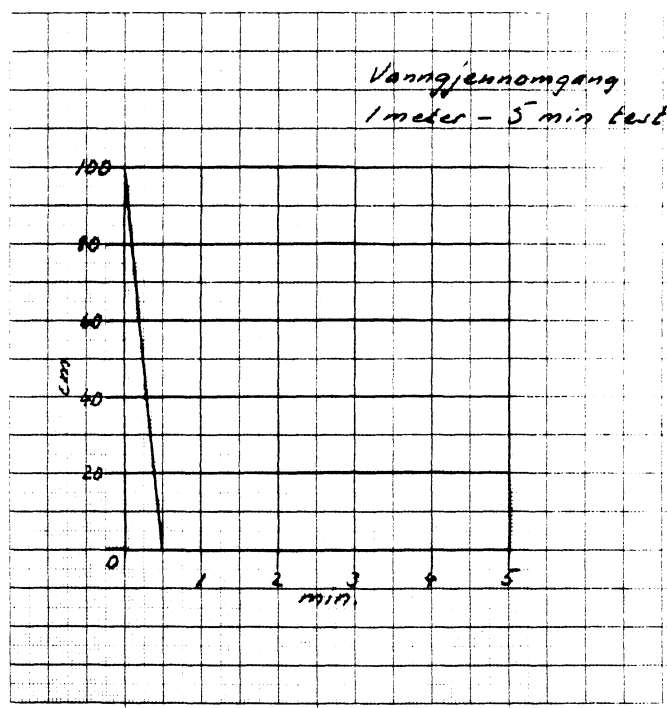


Fig. 5.28

	Målt	Beregnet
Vst. før test	401	
Etter 1 min	401 på 1 min.	
" 2 "		
" 3 "		
" 4 "		
" 5 "		

Snitt Ytterenge
Rør nr. 2 Id.nr. 56262
Måledag: 13. 11. 86 *JS*

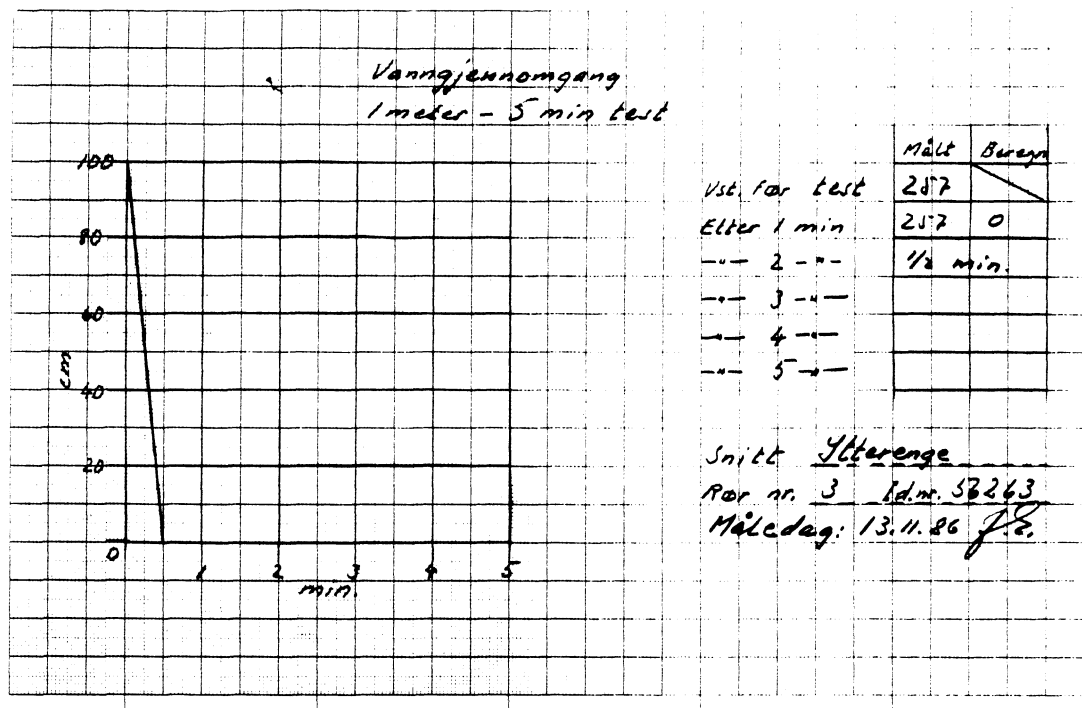


Fig. 5.29

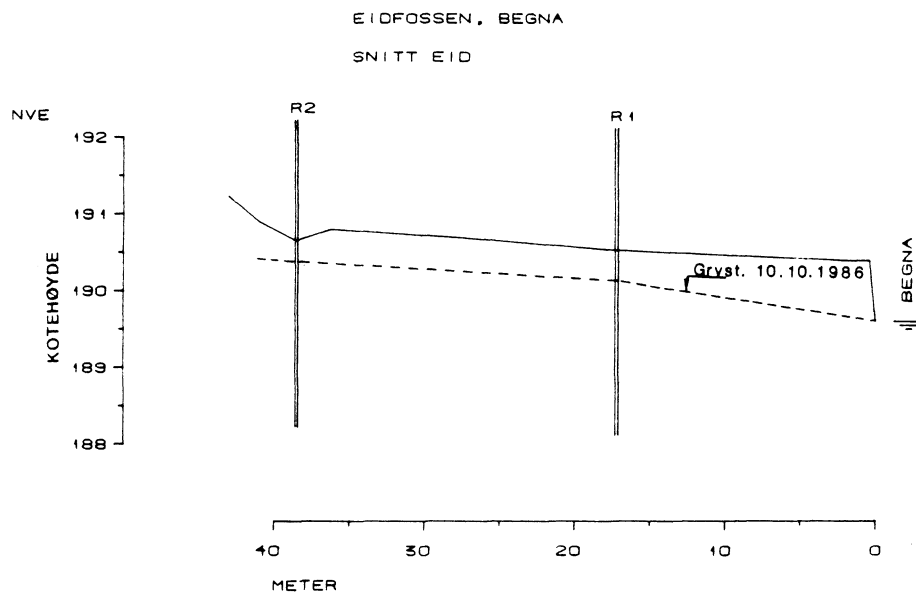


Fig. 5.30

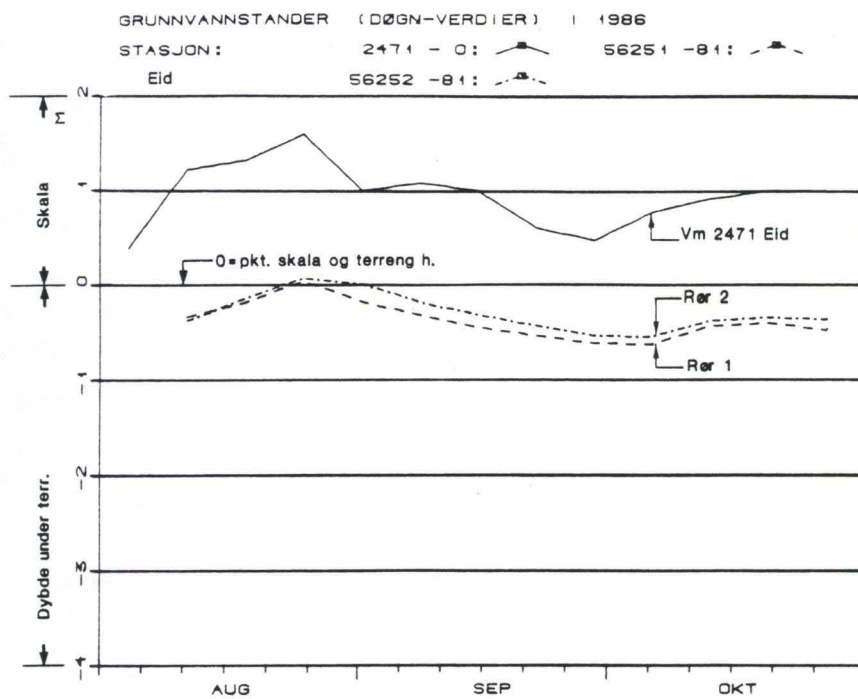


Fig. 5.31

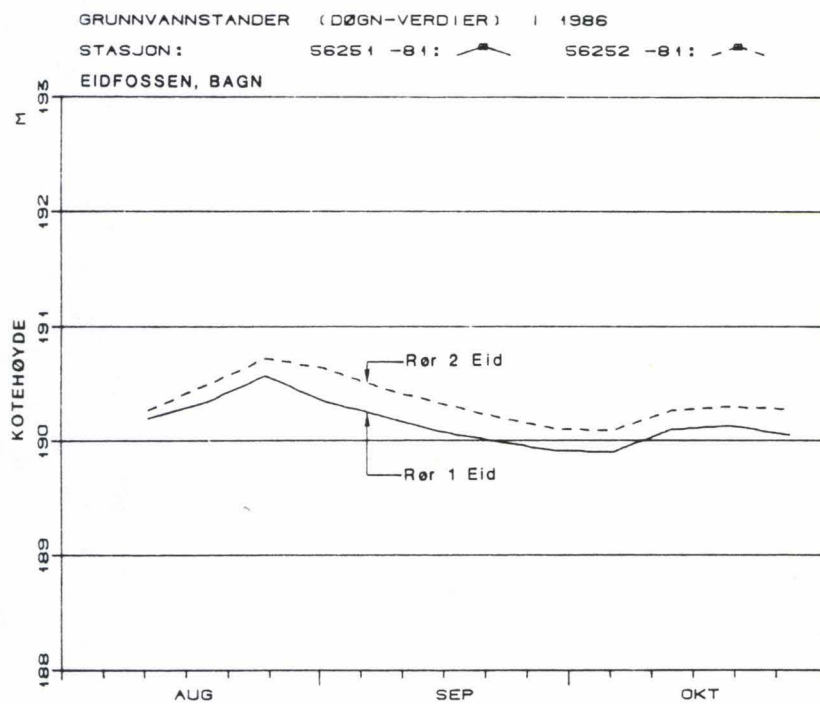


Fig. 5. 32

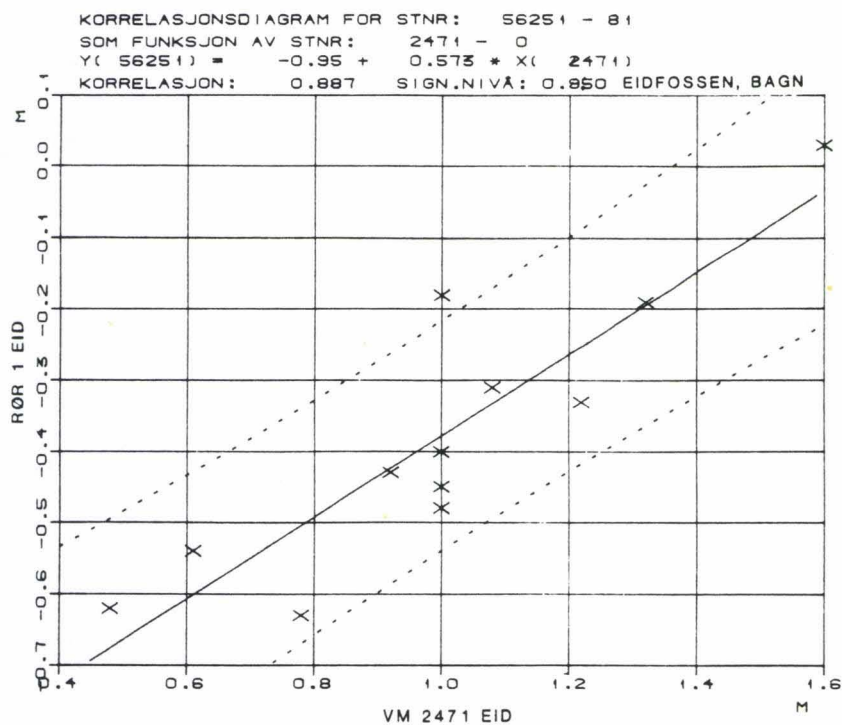


Fig. 5.33

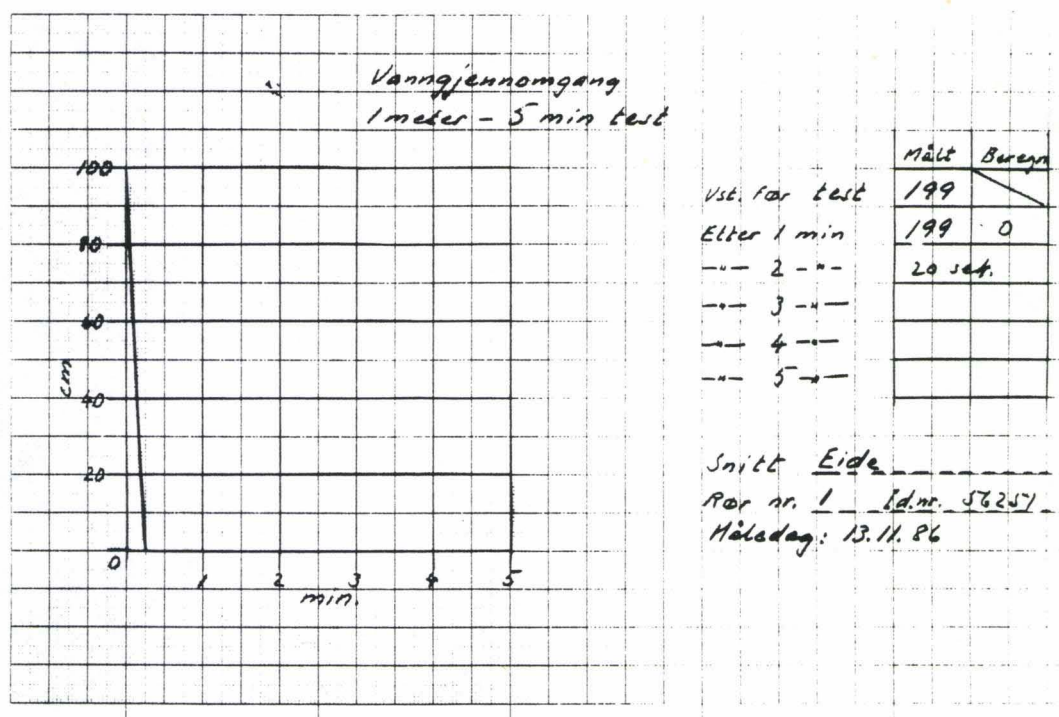


Fig. 5.34

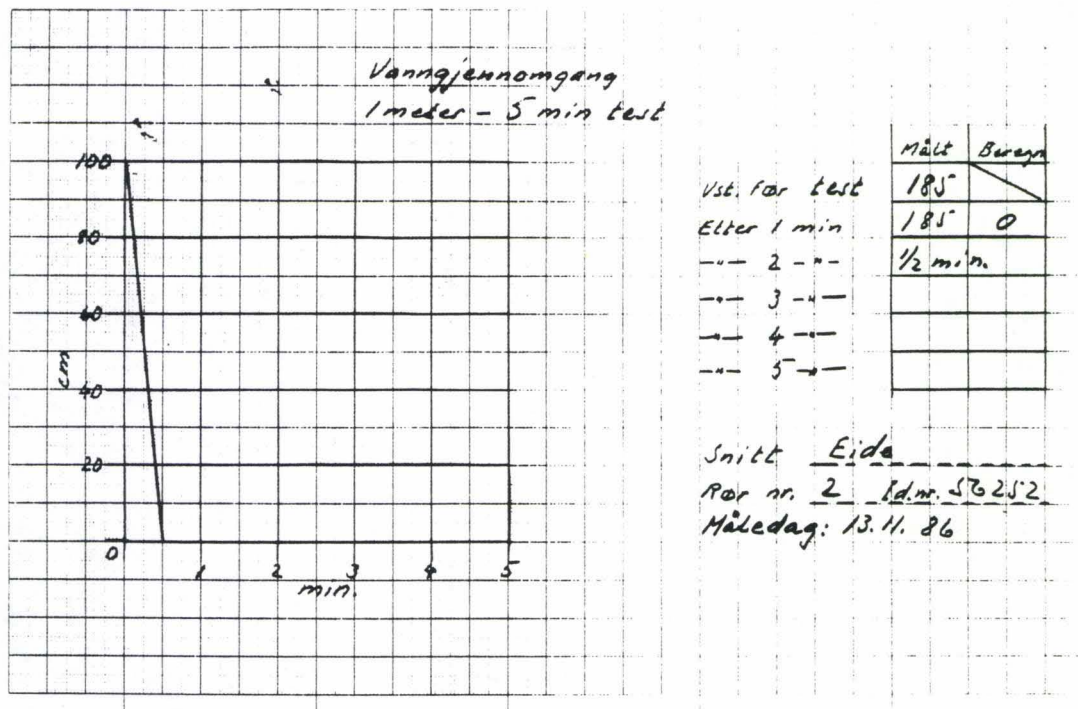


Fig. 5.35

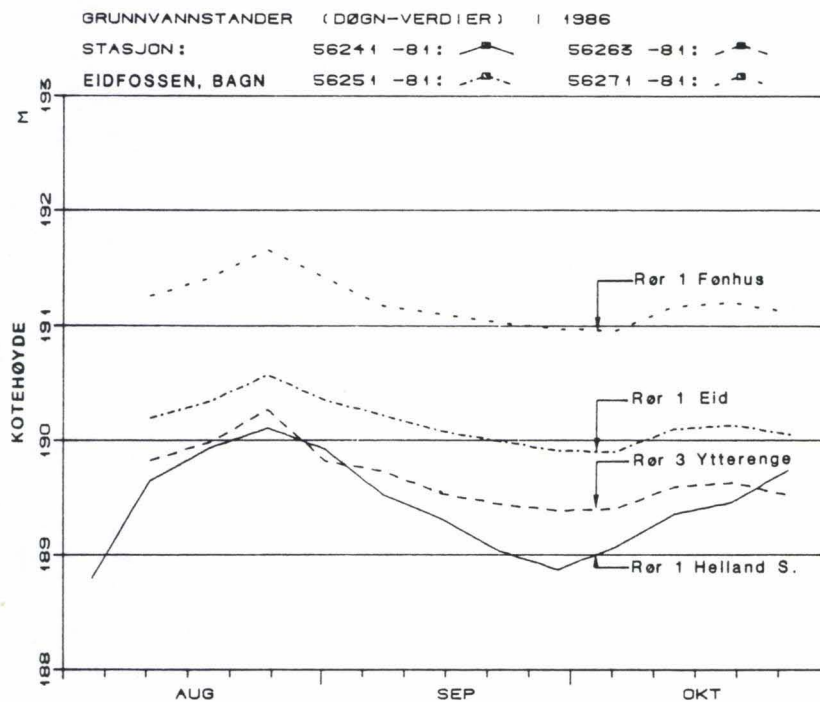


Fig. 5.36

