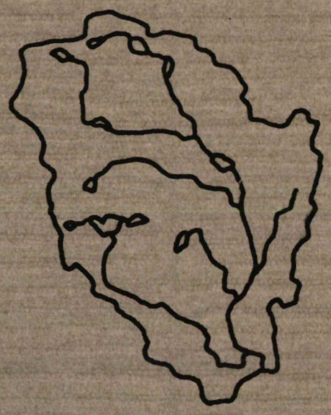
KONTAKTUTVALGET FOR VASSDRAGSREGULERINGER,
UNIVERSITETET I OSLO



Kjell Nordseth

GAULA I SØR-TRØNDELAG

En hydrologisk og fluvialgeomorfologisk vurdering

OSLO 1982

RAPPORT 82/01

REGISTRERING AV VERNEVERDIER I DE 10-ÅRS VERNEDE VASSDRAG

Stortinget behandlet i april 1973 verneplan for vassdrag. Ved behandlingen ble vassdragene delt i følgende grupper:

1) Varig vernede vassdrag
2) Vassdrag med vern foreløpig fram til 1983
3) Vassdrag som kan konsesjonsbehandles

For en del vassdrag utsatte Stortinget behandlingen i påvente av nærmere forslag fra Regjeringen. Stortinget tok stilling til disse vassdrag i november 1980 og plasserte dem i forannevnte grupper. For gruppe 2 ble verneperioden forlenget fram til 1985.

Det er forutsetningen at både verneverdien og utbyggingsverdiene i vassdragene i gruppe 2 skal utredes nærmere før det tas endelig stilling til vernespørsmålet.

Miljøverndepartementet har påtatt seg ansvaret for å klarlegge følgende verneinteresser:

- Resipientinteressene
- Naturvitenskapelige interesser
- Kulturvitenskapelige interesser
- Viltinteressene
- Fiskeinteressene
- Friluftslivsinteressene

Miljøverndepartementet oppnevnte 24. september 1976 "Styringsgruppen for det naturvitenskapelige undersøkelsesarbeidet i de 10-års vernede vassdrag" til å stå for arbeidet med å klarlegge naturvitenskapelige interesser. Styringsgruppen består av en representant fra hvert av landets universitet samt en representant fra Norges Landbrukshøgskole, videre har Sperstad-utvalget og Miljøverndepartementet en representant hver i gruppen.

Denne rapport er avgitt til Miljøverndepartementet som et ledd i arbeidet med å klarlegge de naturvitenskapelige interesser. Rapporten er begrenset til å omfatte registreringa av natur-verdier i tilknytning til 10-års vernede vassdrag. Rapporten omfatter ingen vurdering av verneverdiene, og heller ikke av den skade som måtte oppstå ved eventuell kraftutbygging.

En er kjent med at noen kraftselskaper tar sikte på innen 1985 å ha ferdig søknad om utbygging av vassdrag innenfor gruppe 2, i tilfelle av at Stortinget skulle treffe vedtak om konsesjonsbehandling for disse vassdrag.

Denne rapport tilfredsstiller ikke de krav vassdragslovgivningen stiller til søknader om kraftutbygging. Den kan derfor ikke nyttes som selvstendig grunnlag for vurdering av skader/ulemper ved kraftutbygging.

Miljøverndepartementet

Oslo, 18.12.1980

KONTAKTUTVALGET FOR VASSDRAGSREGULERINGER
UNIVERSITETET I OSLO
POSTBOKS 1066
BLINDERN
OSLO 3

KJELL NORDSETH

GAULA I SØR-TRØNDELAG
EN HYDROLOGISK OG FLUVIALGEOMORFOLOGISK VURDERING

OSLO 1982

RAPPORT 82/01

I N N H O L D

	Side
OMRÅDEBESKRIVELSE	1
HYDROLOGISK VURDERING	6
FLUVIALGEOMORFOLOGISK VURDERING	24
KONKLUSJON	30
LITTERATUR	31

OMRÅDEBESKRIVELSE

Med et nedbørfelt på 3640 km^2 (Vassdragsnivellement nr. 406 1935) er Gaula det nest største vassdraget i Trøndelag etter Namsen. Men det er det største av de 10-års vernede vassdragene. Bare vel 200 km^2 ligger i Hedmark fylke (Os og Tynset kommuner). Resten dekkes av Sør-Trøndelag hvor 3250 km^2 ligger i de tre kommunene Holtålen, Midtre Gauldal og Melhus. Nedbørfeltet grenser i sør og vest til Orkla, i sørøst til Glomma og i nord og øst til Nea.

Vassdraget har utspring i fjellområdene innenfor Gaulhåen på Rørosvidda. Derfra og ned til utløpet i Gaulosen ved Øysand i Trondheimsfjorden er elva ca. 150 km lang med et fall fra Gaulhåen på 821 m (Fig. 1). I følge høydelagskart og hypsografisk kurve (Fig. 2 og 3) mangler de typiske høyfjellsområdene, og bare ca. 6 km^2 av feltet er høyere enn 1200 m. Høyeste punkt er Forelshogna; 1332 m o.h., i de sørlige fjellområdene; Gauldalsvidda. Det andre større fjellområdet ligger i nordøst på grensen mellom Tydal, Selbu og Holtålen. De høyeste fjellene her er Blåstøten (1321 m o.h.) og Kjøliskarven (1288 m o.h.).

Terrenget i Gaulas nedbørfelt er preget av rolige og avrundete landformer med en stor arealandel myr utenfor hoveddalføret. Ned til Støren er det f.eks. avtegnet hele 26% myr i feltet målt på kartserien 1:50 000. Ca. 850 km^2 (22%) er produktiv skog og ca. 125 km^2 (3,4%) er oppdyrket. Det er talt opp ca. 5900 innsjøer i feltet med et totalt areal på ca. 100 km^2. De aller fleste innsjøene er små.

Hoveddalføret er dypt nedskåret, noe som også gjenspeiles i en tilsvarende utforming av de nederste delene av sidedalene i tildels utilgjengelige og godt utviklete tilpasningsgjel.

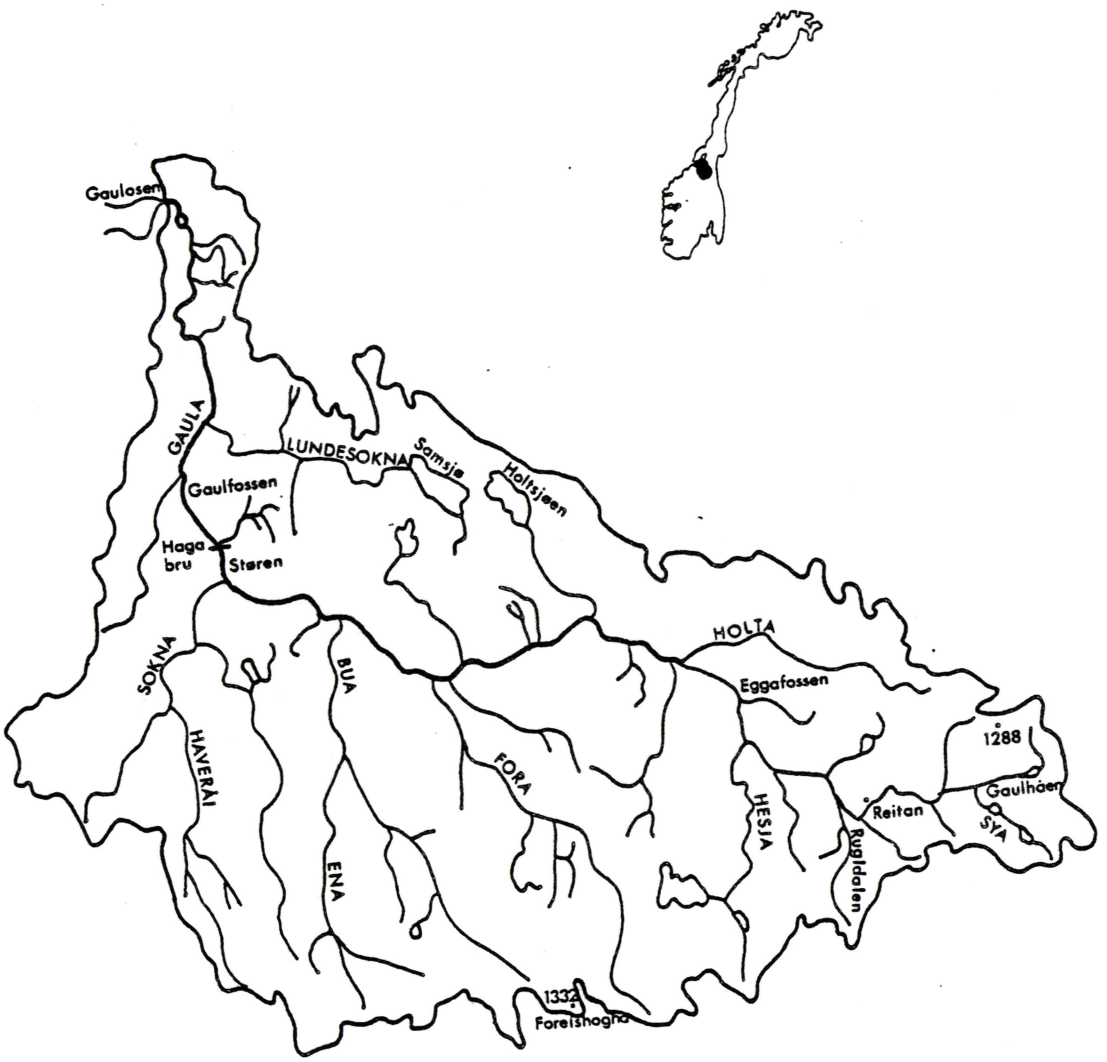


Fig. 1. Gaulas nedslagsfelt. M: 1:500 000.

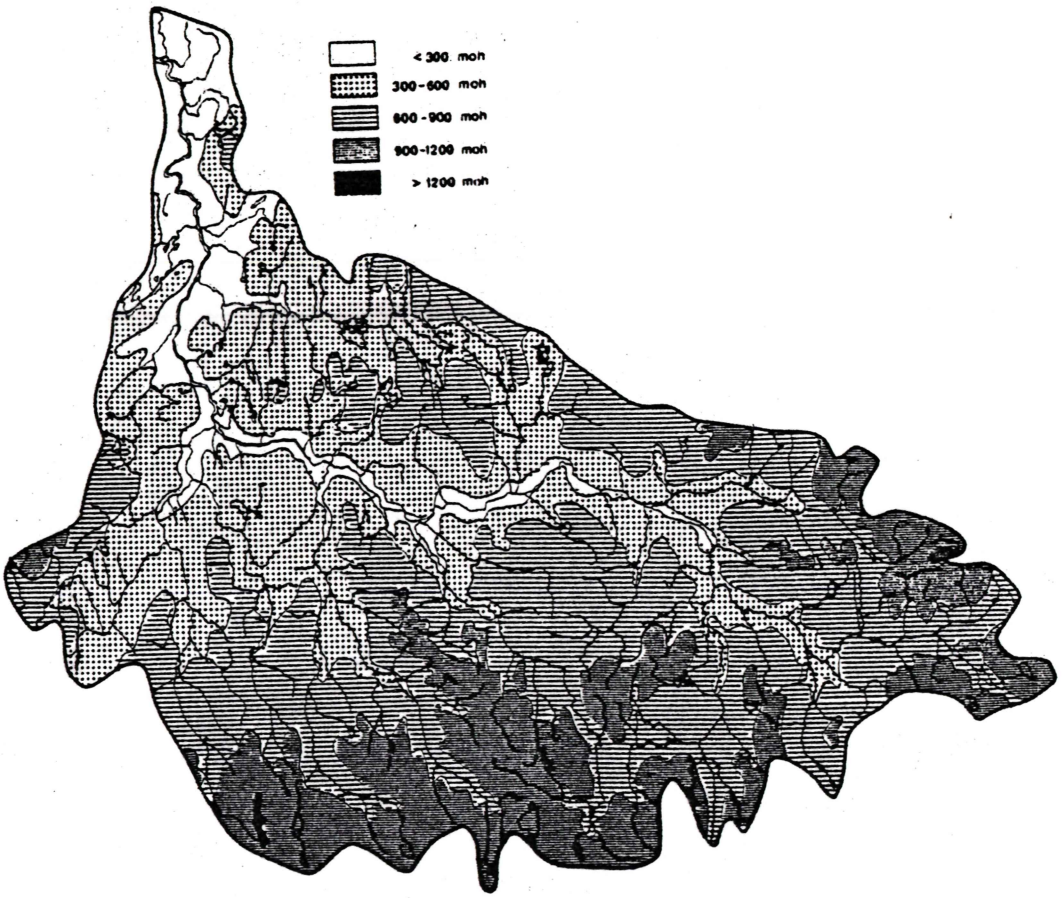


Fig. 2. Gaulas nedbørfelt fordelt på høydenivåer (Sæther, Klokk, Taagvold 1980).

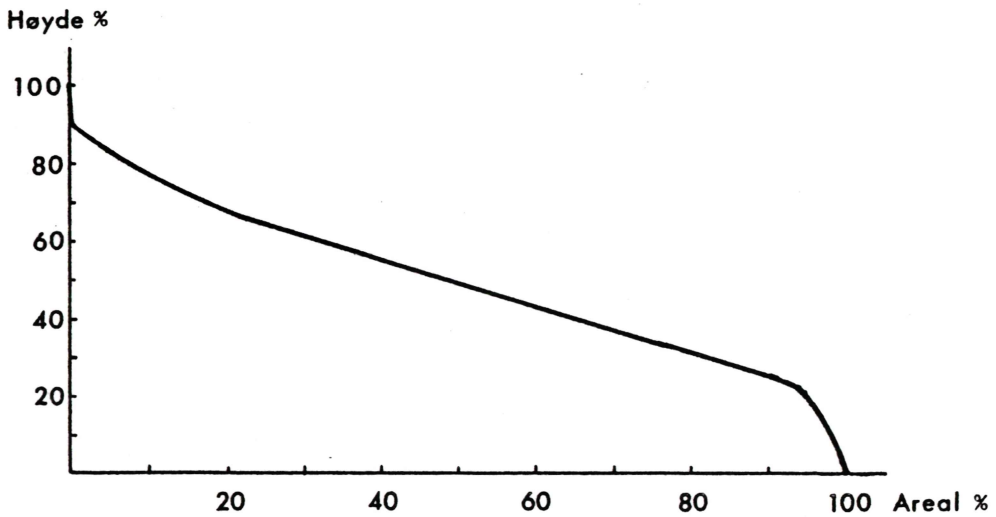


Fig. 3. Hypsografisk kurve for Gaulas nedbørfelt.

Mange steder er det bare plass til elveløpet i dalbunnen. Nedskjæringen kan nå langt inn i det gamle paleiske terrenget (f.eks. Budalen) og skape en meget skarp kontrast i ung og gammel landskapsutvikling. Først nedenfor Støren vider dalbunnen seg ut og gir plass for et bredt og godt utviklet og aktivt elvesletteparti ned til utløpet i Trondheimsfjorden.

Berggrunnen hører i all hovedsak til Trondheimsfeltets metamorfe kambrosiluriske sedimentære bergarter (Wolff 1976, 1979). Gauldalen nyttes ofte som typeområde for denne regionens stratigrafi (Holtedahl 1960, 156). De kaledonske intrusiver i feltet er trondhjemitt-masser i området fra Reinsfjellet mot Skjulungen og gabbro og amfibolitt ved Øyungen og Hyllingen. Øvre og midtre del av vassdraget (ovenfor Støren) domineres av Gulagruppens kalksilikat- og migmatittgneisser (Rui 1972). Dette gir seg ofte tilkjenne i et strukturbestemt landskap inne på fjellet og i dalenes retningsendringer. I et strøk SV-NØ ved Støren står Størengruppens grønnsten før Øvre Hovingruppens yngre og mer lettforvitrelige grønnstener, leirskifre og fyllitter opptar de nedre delene av nedbørfeltet. Hyppigheten av rasmark er større her enn lenger oppstrøms.

Størsteparten av de flatere fjellområdene har et tynt og usammenhengende morenedekke. Store partier med bart fjell vil derfor kunne dominere fjell-landskapet (Holmsen 1956), men noe mindre i øst enn i vest. På grunn av at Gaulas dal og de fleste sidedalene er så trange og dypt nedskåret har både glasifluvialt og fluvialt materiale svært liten utbredelse i midtre og øvre deler. Derimot vil slike masser karakterisere dal-landskapet nord for Støren. De typiske randavsetningene som Høgmælen i Horg, Egga i Melhus og Kvasshylla ved Støren antas alle å være fra Yngre Dryas (11 000 - 10 000 B.P.) (Sollid & Sørbel 1981). Fra samme tid er også den mektige avsetningen vest for Langvatnet. Det er her målt løsmassemektigheter på over 140 m, og Kaldvella-vassdraget er nyttet som et karaktervassdrag der store grunnvannsmagasiner styrer avløpet (Andersen 1979).

Et unntak hva angår forekomster av løsmasse inne i sidedalene er de preboreale endemorenene og mektige randavsetningene i Haukåidalen i Sokna (Sollid & Sørbel 1981).

Høyeste marine grense (MG) i Gauldalen er vel 180 m, og i dette tidligere preglasiale marine miljøet ble det avsatt store mektigheter med marin leire utenfor hver av randavsetningene. Opptil 80 m mektighet er målt. Utover i postglasial tid, og etterhvert som landet hevet seg og erosjonsbasis sank, har dette gitt et karakteristisk terrasselandskap med innslag av distalt beliggende ravineterreng.

En av årsakene til hvorfor midtre og øvre Gauldalen har så lite løsmasse i forhold til dalfører sør for hovedvannskillet, er ikke bare det trange dalprofilet. En annen grunn er den oppstuing av smeltevann som fant sted mellom innlandsisen og hovedvannskillet fordi isskillet lå mye lenger sør og sørøst. Vannet fra de "bredemte sjøene" drenerte gjennom passpunkt over vannskillet, og i den siste fasen av isavsmeltingstiden fikk Gaula tilsig fra et felt som var betydelig større enn dagens. Et hovedpass var Rugldalen (665 m) som var utløp for den såkalte Nedre Glåmsjø (G. Holmsen 1915). Siden mye av uttappingen kan ha skjedd brått, er nok smeltevannet herfra hovedansvarlig for dannelsen av Rugldals-gjelet og sikkert nok for flere andre nedskjæringer og gjel nedetter Gauldalen. Men samtidig virket de "bredemte sjøene" som klaringsbekkener, og det glasifluviale materialet fra breene og breelvene i sør ble igjen i Nord-Østerdalen og Røros/Glåmos.

HYDROLOGISK VURDERING

Det finnes ingen klimastasjoner i Gaulas nedbørfelt. Derimot er 6 nedbørstasjoner i drift. I Tab.1 er også tatt med data fra stasjoner utenfor feltet for å oppnå en bedre regional vurdering (jfr. Fig. 4).

Målt gjennomsnittlig årsnedbør varierer fra omlag 1000 mm til i underkant av 500 mm i fjellområdene mot Kvikne og Røros. Det regionale nedbørmønster lar seg ikke forklare med høyde (Fig. 5) da det snarere hersker et inverst forhold mellom nedbørvolum og stasjonshøyde i hele regionen. Dette er også tilfellet for vinternedbøren (Fig. 6) som mer enn sommerregn burde være advektivt bestemt og derfor styrt av orografi.

I Fig. 5 er avmerket ledetall for avstand fra en SV-NØ-gående kystlinje. I mange - ihvertfall kystnære - områder her til lands er avstand fra kyst en viktigere parameter til å forklare regional nedbørvariasjon enn høyde (Førland 1979). Så er ikke helt ut tilfellet her selv om kystavstand gir en merkbar tilleggsforklaring. Hva som heller er tilfellet er at årsnedbøren øker innover i nedbørfeltet til omlag Midtre Gauldal og områdene sør for Selbusjøen (f.eks. Røsbjørgen) for så å avta betydelig mot de typiske kontinentale områdene i sørøst og øst (f.eks. Sæter og Røros). I noenlunde samme retning faller også vinternedbørens andel av årsnedbøren - et annet tegn på økende kontinentalitet. Maksimum månedsnedbør faller normalt i september-oktober i lavlandet og juli-august innover i feltet.

En romkorrelesjonsanalyse av årsnedbøren for 19 stasjoner i hele Sør-Trøndelag (Killingtveit 1976, 133) viser forøvrig svært god samvariasjon selv over store avstander med unntak av stasjoner helt i sørøst (Kongsvoll, Kvikne og Brekkebygd).

Tab. 1. Midlere års- og månedsnedbør 1931-1960 i mm. ( ) 1901-1930.

Nr.	Navn	Høyde	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	NOV-APR	MAI-OKT	År 01-30	År 31-60
6817	Trondheim	113	(78)	(59)	(52)	(37)	(39)	(57)	(57)	(78)	(85)	(83)	(69)	(70)			764	
			68	65	65	58	45	60	62	70	86	92	66	72	394	415		810
6715	Leinstrand	10	59	60	57	51	41	73	78	80	81	79	58	63	348	432		780
6820	Øvre Leirfoss	70	(93)	(82)	(67)	(46)	(45)	(66)	(68)	(96)	(96)	(96)	(88)	(76)			920	
			90	80	64	43	46	68	66	94	98	94	80	78	435	466		999
6729	Lundamo	50	64	67	64	55	46	90	102	99	93	86	61	69	380	516		895
6625	Hølonda	360	69	54	50	38	45	76	81	107	86	74	68	55	334	469	801	795
6726	Støren	82	(86)	(69)	(57)	(33)	(39)	(79)	(76)	(109)	(91)	(78)	(71)	(60)			809	
			63	68	63	54	43	88	101	98	89	82	61	70	379	501		880
6671	Berkåk	441	(56)	(45)	(38)	(29)	(33)	(67)	(67)	(106)	(68)	(45)	(51)	(42)			647	
			55	60	56	46	38	80	101	90	77	66	51	62	330	452		782
6754	Røsbjørgen	330	(81)	(64)	(65)	(45)	(50)	(75)	(95)	(114)	(91)	(72)	(73)	(65)			844	
			65	71	65	55	44	91	105	102	92	85	63	71	391	519		910
6745	Endalsvollen	606	(67)	(56)	(56)	(35)	(43)	(64)	(85)	(115)	(70)	(73)	(57)	(55)			773	
			53	54	53	45	40	82	100	88	80	67	55	63	323	457		780
6685	Sæter	550	28	26	33	19	27	48	64	69	50	42	28	27	161	300	471	502
6830	Selbu	197	(63)	(50)	(50)	(38)	(51)	(77)	(86)	(97)	(89)	(79)	(61)	(53)	209	481	795	
617	Singsås	176	(85)	(69)	(81)	(40)	(49)	(57)	(98)	(84)	(77)	(64)	(83)	(76)	432	429	861	
6777	Haltdalen	293	(83)	(65)	(59)	(36)	(41)	(67)	(72)	(96)	(74)	(68)	(65)	(59)			785	
			59	63	61	55	43	80	90	82	84	78	59	66	363	457		820
619	Tyvold	664	(65)	(49)	(50)	(32)	(37)	(67)	(66)	(89)	(64)	(61)	(50)	(50)	296	384	680	
1060	Aursund	691	(71)	(56)	(58)	(40)	(46)	(58)	(69)	(91)	(50)	(37)	(48)	(26)	299	351	730	
1040	Røros	628	(36)	(27)	(28)	(18)	(27)	(45)	(61)	(77)	(39)	(33)	(29)	(29)			448	
			30	27	27	25	24	67	79	62	47	31	28	32	169	310		480
6880	Stugudal	615	54	43	42	25	38	69	75	91	72	56	94	43	251	401	652	689

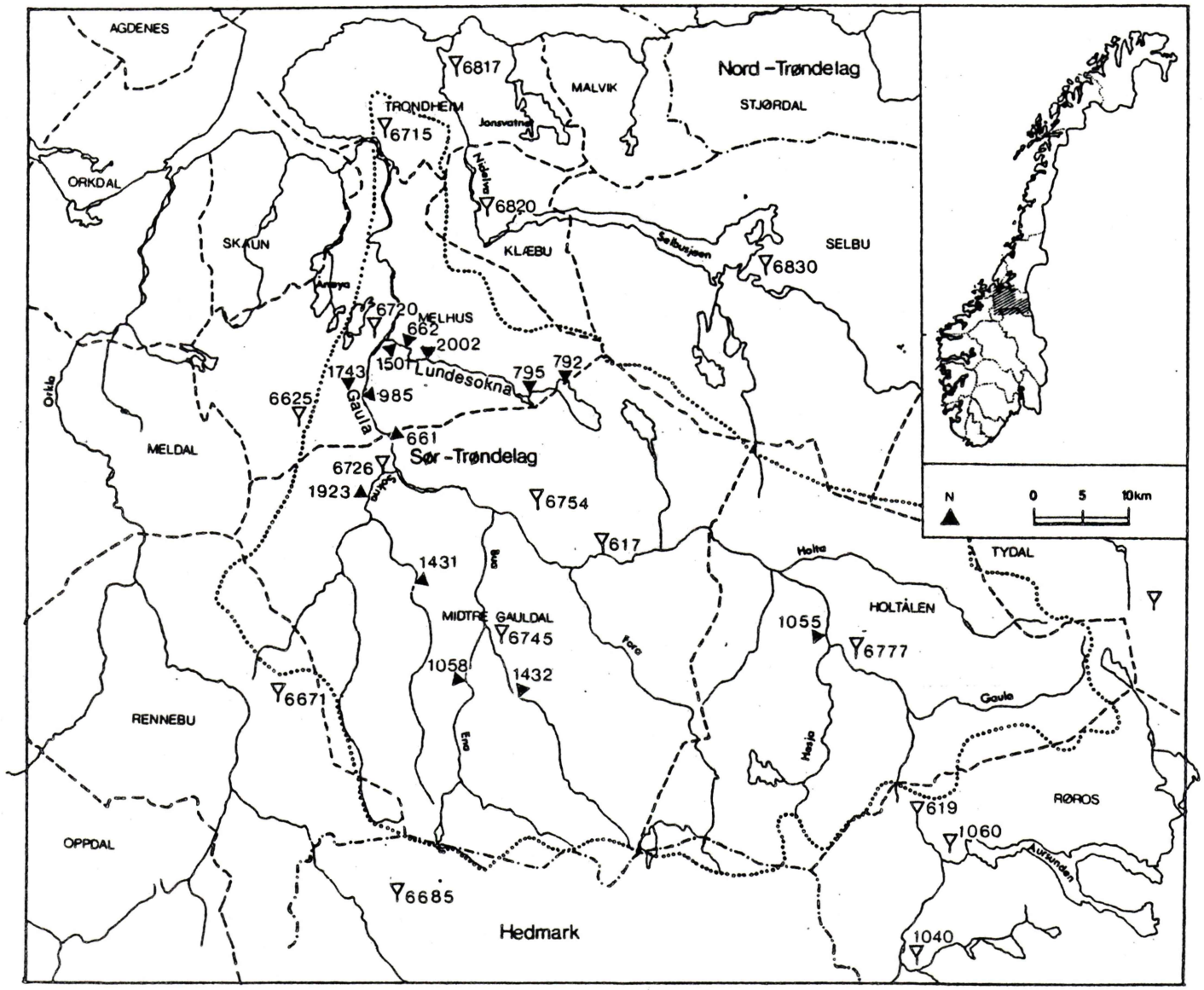


Fig. 4. Gaulas nedbørfelt (▽ nedbørstasjoner, ▼ vannmerker).

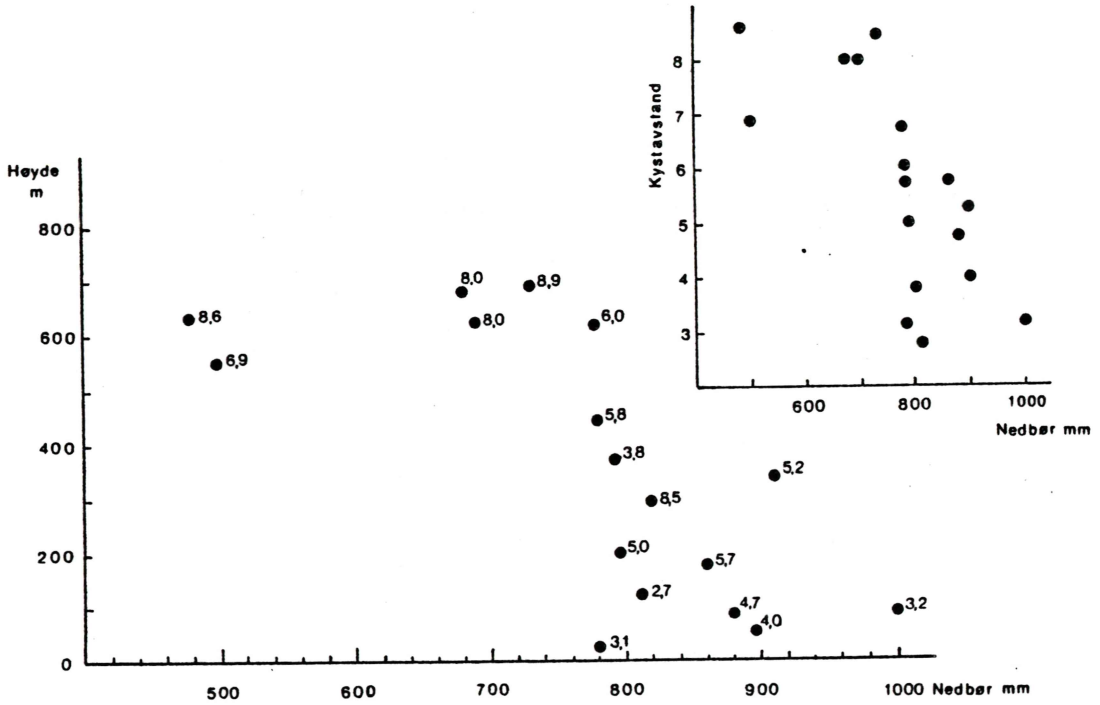


Fig. 5. Midlere årsnedbørs høydeavhengighet med indekstall for avstand fra kyst.

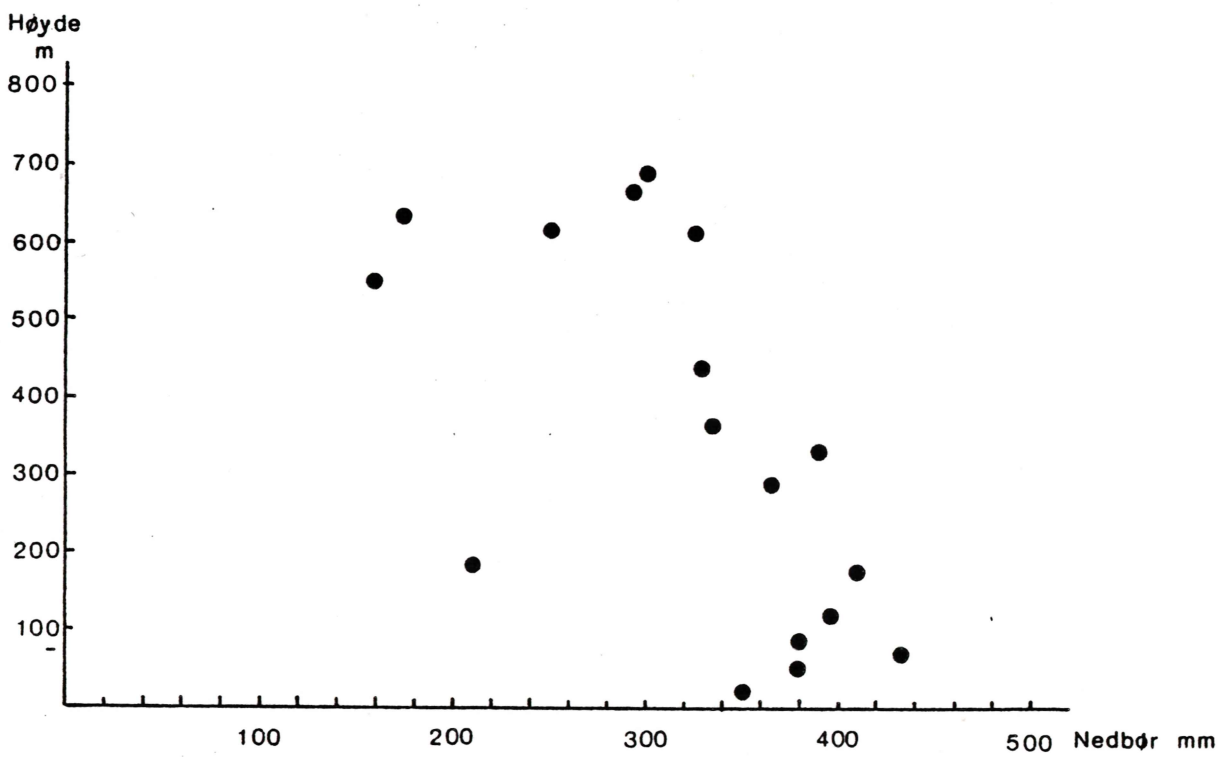


Fig. 6. Midlere vinternedbørs høydeavhengighet i Gaulas nedbørfelt.

Samvariasjonen er imidlertid best om vinteren og dårligst om sommeren. Dette henger sammen med sommerhalvårets større andel av mer lokalbestemt konvektiv nedbør. Samvariasjonen er også bedre i retningen SV-NØ, dvs. langs kysten. Dette har helst å gjøre med at vi da sammenligner stasjoner med noenlunde samme avstandsposisjon i nedbørbanene inn mot kysten.

Det samme synes også å være forklaringen på hvorfor årsnedbøren er tilnærmet lik, uansett høyde, i nedbørfeltets vestlige del (Trondheim, Hølonda, Berkåk). I midtre Gauldalen derimot er årsnedbøren markert høyere i de høyereliggende områdene nord for Gaula enn sør for. Det innføres en ytterligere akse for nedbørvariasjon - Ø-V - (kanskje som avstand fra Trondheimsfjordens sørside). Sæther et al. (1980) peker på en tilsvarende regional variasjon i mer oseanisk preget vegetasjon (Fig. 7). De viser til at klimastasjonen Vennafjell (671 m o.h.) nord for Selbusjøen har en årsnedbør på hele 1175 mm. De antyder at i de mest humide delene av Gaulas nedbørfelt kan gjennomsnittlig årsnedbør trygt anslås til "over 1200 mm, kanskje opp til 1500 mm".

Utsagnet samsvarer godt med målinger i NTH's hydrologiske forsøksfelt i Sagelva nord for Selbusjøen (Killingtveit 1976). Korrigert midlere årsnedbør 1970-1975 for den høyeste nedbørstasjonen (Helligdagshaugen 515 m o.h.) er 1432 mm. Beregnet midlere arealnedbør fra korrigerte punktverdier for hele Sagelva-feltet er forøvrig 1283 mm (1931-1960). Av dette utgjør avløpet 845 mm (26,8 $l/s \cdot km^2$) og aktuell fordamping hele 438 mm. Fordampingstallet for disse skogsfeltene er forøvrig langt høyere enn tidligere antydet (Werner Johannessen 1977, 104, Forsman 1976).

Vannbalanseundersøkelsen (Killingtveit 1976) viste at sommernedbøren var godt relatert til høyde ($r = 0,85$), mens vinternedbøren ikke var det. Det siste var antagelig helt beroende

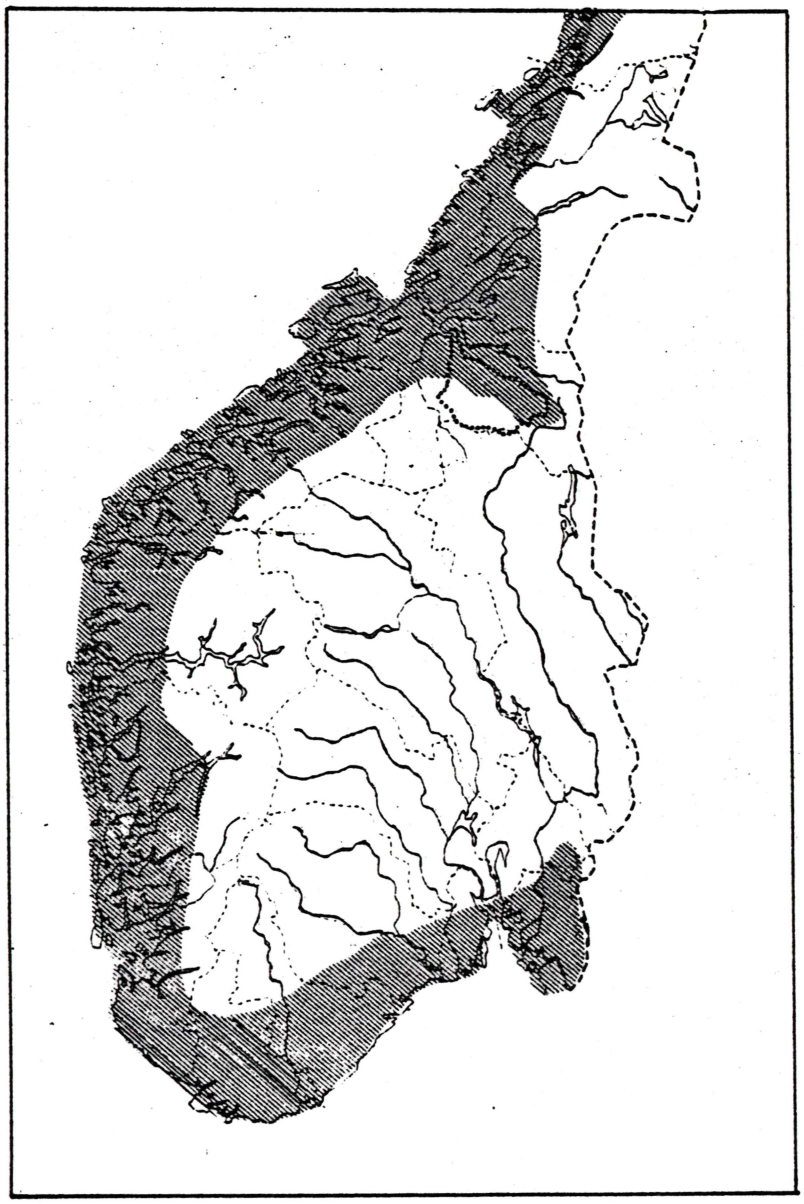


Fig. 7. Områder med oseanisk og suboseanisk flora i Norge. Gaulas nedbørfelt stiplet. (Sæther, Klokk & Taagvold 1980).

av målestasjonenes plassering. Nå økte ikke nedbøren med mer enn 2,5% pr. 100 m høydeøkning. Dette er lite sammenlignet med andre områder her i landet og skyldes fortrinnsvis at fuktig luft som når inn hit fra V-SV, underkastes en orografisk heving for annen gang etter at den nådde kysten. Nedbørutløsningen blir dermed svakere, og den svake høydeavhengigheten viskes lettere ut av andre styringer i det regionale nedbørmønsteret. For hele regionen skal en heller ikke se bort ifra en dreining mot sør og tilsvarende topografisk heving av luft-

masser som kommer inn over Trondheimsfjorden. Dette vil lettere forklare den betraktelig høyere nedbøren i områdene nord for Gaula enn sør for.

Innslaget av mer advektivt bestemt kystklima i Sør-Trøndelag og især lavlandet innenfor Trondheimsfjorden tilskrives den åpne vestkysten utenfor. Fuktig havluft i lavtrykksbanene fra V-SV trenger dypt inn i landet og underkastes på langt nær den brå orografiske hevning som ellers skjer langs Vestlandet og i Nordland. Dette er et velkjent trekk i norsk klimalære og kan bli dokumentert nesten uansett hvilke indekser eller parametre en velger for å vise forskjellen mellom kyst- og innlandsklima (Abrahamsen et al. 1977, Nordseth 1981). Det gir også betydelige konsekvenser for det regionale plantegeografiske mønster idet klimagradienten særlig i de midtre delene av Gaulas nedbørfelt er vel så stor V-Ø som den er SV-NØ (jfr. Fig. 7).

Avløpet i Gaula-vassdraget er kartlagt med en rekke vannmerker som gitt i Tab. 2 (jfr. Fig. 4).

Tab. 2. Avløpsserier for Gaulavassdraget.

Vm.nr.	Sted	Vassdrag	Areal km^2	Periode	Reg.	Vf.kurve
1055-0	Eggafoss	Gaula	653	1941-DD	-	x
661-0	Haga bru		3080	1907-DD	-	x
985-0	Gaulfoss		3085	1958-DD	-	x
1432-0	Lillebudal bru	Bua	159	1963-DD	-	x
1058-0	Melbrua	Ena	181	1941-1957	-	0
1431-0	Økdalsmo	Hauka	107	1963-DD	-	x
1052-0	Fossem bru	Igla	139	1940-1946	-	0
1923-0	Hugdal bru	Sokna	543	1972-DD	-	x
1743-0	Gaua	Gaua	77,2	1968-DD	-	x
792-0	Samsjø	Lundesokna	71	1923-DD	1923	0
793-0	Samsjø t.v.		71	1924-1926	1923	0
794-0	Burubekk		76	1925-1926	1923	0
795-0 796-0	Hådammen		116	1924-DD	1923	0
662-11	Merrafoss		230	1919-1965	1919	x
662-12	Øvre Møllefoss		233			
1501-0	Sokna kraftst.		-	1964-DD	1919	0
2002-0	Sokna kraftverk		-	1964-DD	1919	0

Flere av måleseriene er imidlertid tatt i sterkt regulerte sideelver (eks. Lundesokna), de mangler vannføringskurve, eller de er for korte til å ha særlig verdi i en statistisk avløpsanalyse. Dette innebærer at bare måleseriene for vm. 661-0 Haga bru og vm. 1055-0 Eggafoss er brukbare i f.eks. flomfrekvens- og lavvannsfrekvensanalyser. (Serien fra vm. 985-0 Gaulfoss anses dekket med vm. 661-0.) Målingene ved Haga bru er forøvrig gjort med limnigraf i tidsrommet 1923-1927 og perioden etter 1941. De har imidlertid vært utsatt for profilforandringer - kanskje så ofte som etter hver stor flom. Målingene ved Eggafoss (1055-0) er også gjort med limnigraf, og dataserien anses såpass god og verdifull for området at vannmerket er foreslått tatt med i et basalt stasjonsnett for regional hydrologi (Lundqvist 1977).

Gaula-vassdraget er regulert - om enn lite, og kraftutbyggings-inngrep av noe betydning er gjort ved:

1. Gaula ved Reitan med Reitan Kraftverk
2. Holta i Haltdalen med Rødbergfoss Kraftverk
3. Loelva med Lofoss Kraftverk
4. Lundesokna med SAMA og Håen Kraftverk.

Som kommentarer til hvert enkelt inngrep kan nevnes at

1) Innsjøene Busjøen (1,1 km^2, reg.høyde 2,3 m), Fjellsjøen (1,0 km^2, 4,2 m) og Nersjøen (2,5 m) i Sya er alle magasiner for Reitan Kraftverk. Dette har også en lav inntaksdam i Gaula ved Killingdal Gruve med tappehøyde 4 m. Kraftverket har videre konsesjon på Fjellgjelta ovenfor Busjøen, men den er ikke utnyttet.

2) Kraftutbyggingen i Holta, som forvaltes av Midtre Gauldal kommune, omfatter magasinene Store og Lille Bellingsjø, hver med en reguleringshøyde på 4,0 m. Kraften utnyttes i Rødbergfoss Kraftverk.

3) Innsjøen Benna (5,9 km^2, reg.høyde 2,0 m) er magasin for Melhus vannforsyning og Lofoss Kraftverk som forvaltes av Melhus Kommunale E-verk.

4) Utbyggingen i Lundesokna (1919, 1923-1924) er det langt betydeligste inngrepet og ivaretas av Sør-Trøndelag Kraftselskap. Utbyggingen omfatter overføring av 123 km^2 fra Holta- og Buru-vassdragene, og reguleringsmagasin i innsjøene Samsjøen (10,1 km^2, reg.høyde 13,7 m, reg.magasin 113 mill. m^3), Holtsjøen (7,3 km^2, 1,0 m og 7 mill. m^3) samt Håen (4,8 km^2, 10,0 m og 26 mill. m^3).

Av det totale innsjøarealet i feltet er ca. 1/3 regulert for kraftformål. Dette synes betydelig, men i hydrologisk effekt er inngrepet allikevel lite merkbart. Årsaken ligger først og fremst i at innsjøandelen i feltet ikke er større enn ca. 2,7%, og de største innsjøene ligger alle relativt perifert i feltet. De nevnte reguleringsmagasinene på ca. 170 mill. m^3 tilsier en reguleringsgrad på 6,9% sammenlignet med midlere årsavløp ved Haga bru. Hele 146 mill. m^3 er samlet i Lundesokna som får en reguleringsgrad på ca. 58%. Reguleringen er allikevel ikke mer merkbar i Gaula enn at vårflommene nedenfor Lundamo bare reduseres med 4-5% (Heggstad et al. 1975). Lundesokna kommer også ut i Gaula godt nedenfor Haga bru, og de samlede reguleringene i vassdraget synes derfor å ha svært liten innflytelse på det hydrologiske regimet både oppstrøms og nedstrøms Lundamo.

Midlere årsavløp i Gaula ved henholdsvis Eggafoss (653 km^2) og Haga bru (3080 km^2) er 756 resp. 793 mm (16,5 og 77,9 m^3/s). Spesifikt avløp øker nedstrøms i vassdraget. Midlere årsavløp for Lundesokna ved Merrafoss (1911-1950) er f.eks. hele 1060 mm, men så drenerer den også områder som ble vist å ha de største nedbørverdiene. Midlere månedsavløp med variasjonsbredde er gitt i Fig. 8. Begge søylediagrammene er gode eksempler på innlandsvassdrag med flomperiode om våren og forsommeren og lavvann vinterstid. Hvis man henfører avløpsregimet i Gaula til det nordiske forslaget om hydrologiske regioner (Gottschalk et al. 1978), tilhører vassdraget H_1L_1 - H_2L_1 -regimet (høyfjells- eller innlandsregimet). Det betyr

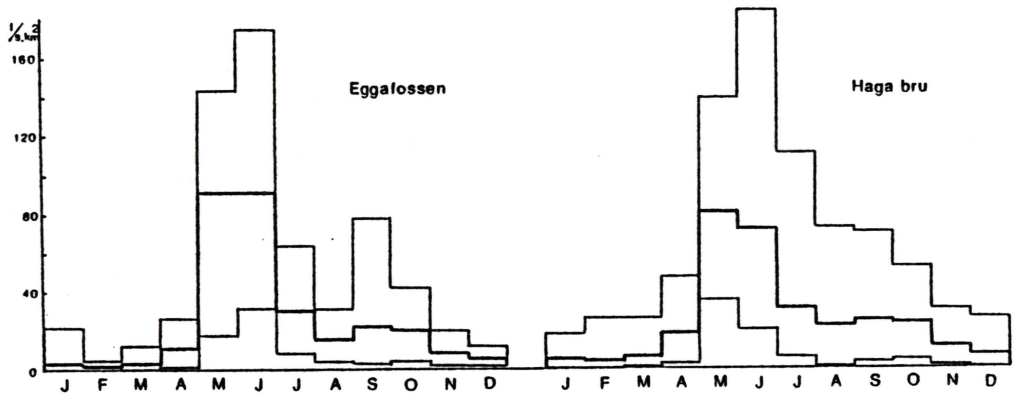


Fig. 8. Midlere månedsavløp ($l/s \cdot km^2$) med variasjonsbredde i Gaula ved Eggafoss (1941-1976) og Haga bru (1907-1976).

at de 3 (H_3) eller 2 av 3 (H_2) - derav maksimum - måneder med høyest avløp er vårmåneder, og de 2 måneder (L_1) med lavest avløp inntreffer om vinteren.

Tab. 3. Prosentvis fordeling av regimetilhørighet for Gaula.

	H_1	H_2	H_3	L_1	L_2	L_3
Eggafoss	53	47	0	97	3	0
Haga bru	53	47	0	97	3	0

En slik regime- og regiontilhørighet er gitt en bedre regional vurdering i Fig. 9 der Gaula er sammenlignet med tilgjengelige og statistisk holdbare serier for andre vannmerker i regionen. Spredningen mellom ulik regimetilhørighet er vist istedetfor modalregimet med flest år. En slik regionavgrensning er kvalitativ, men viser så langt at overgangen fra Atlantisk kystregime (H_3L_3) til et innlandsregime (H_1L_1, H_2L_1) følger en SV-NØ akse. Tilsynelatende berører den bare de aller laveste delene av Gaula, og vassdraget som helhet tilhører innlandsregimet. Denne kontrasten til et dominant innlandspreg er forøvrig mye tydeligere her enn for de sentrale og østlige deler av Østlandet (Nordseth 1980).

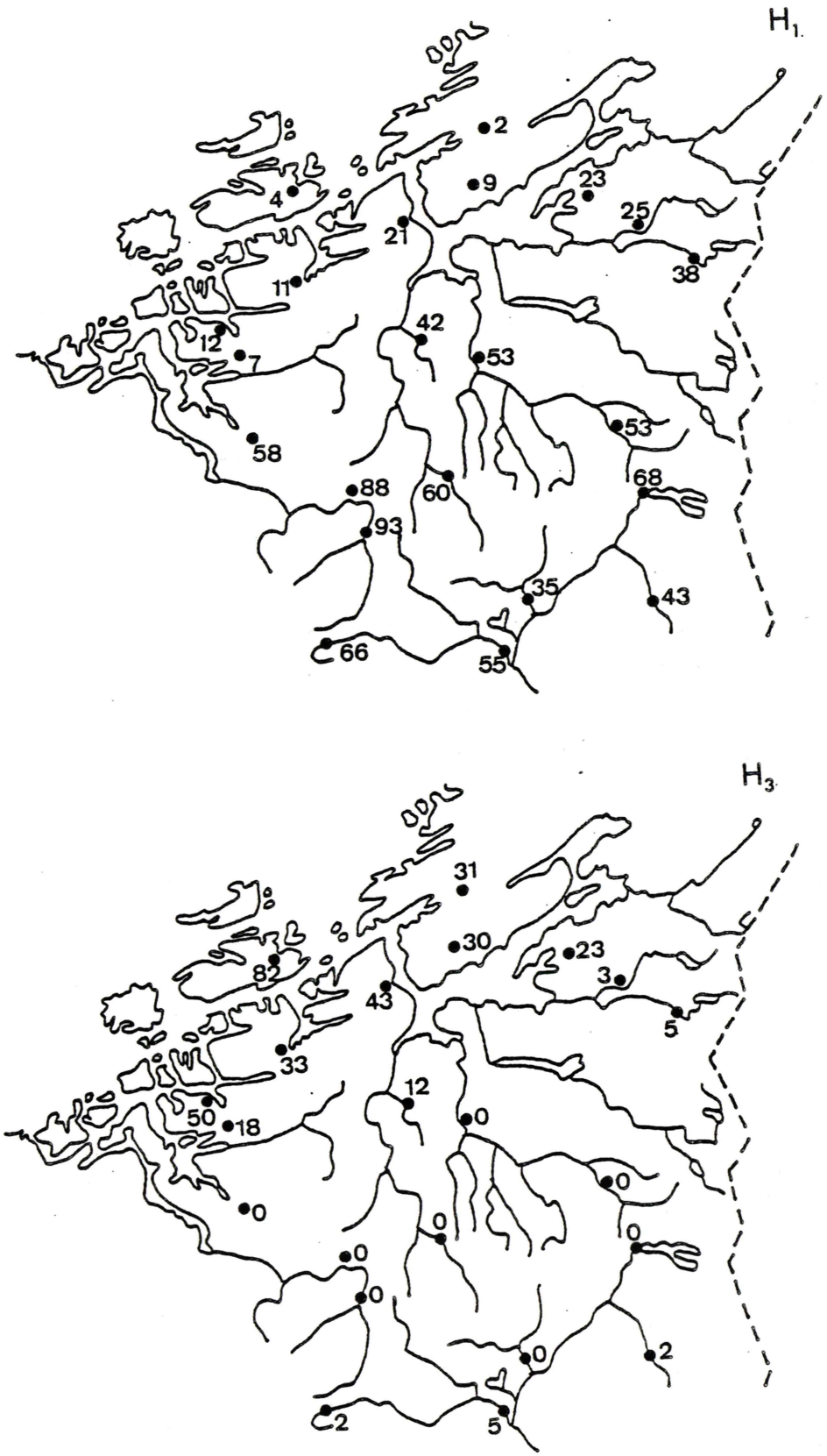
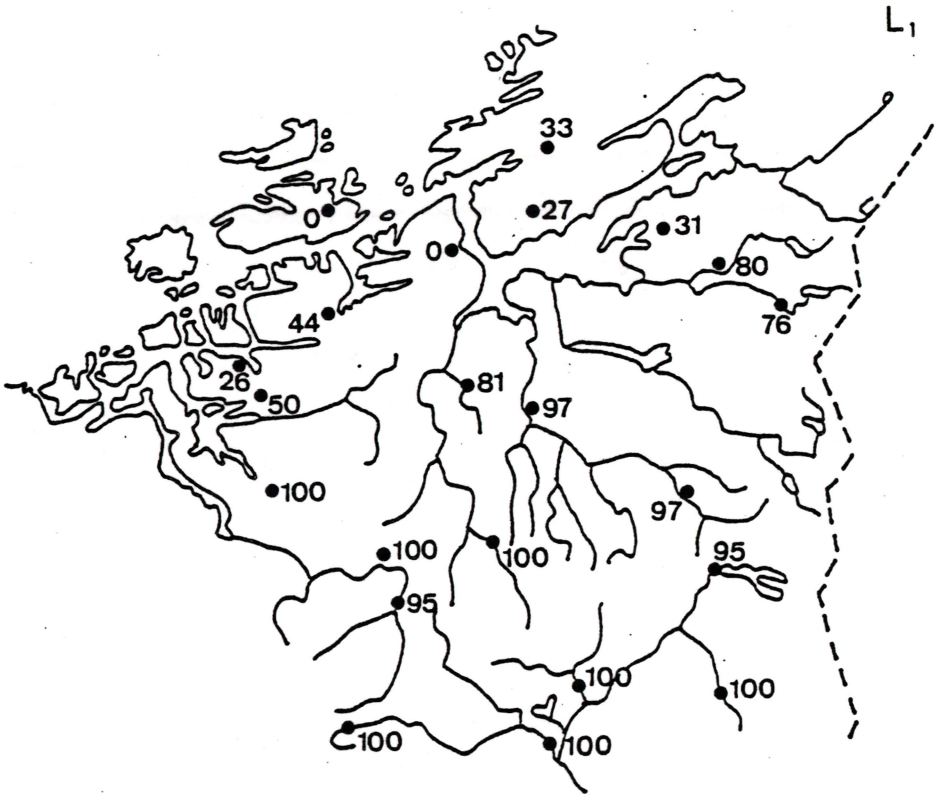


Fig. 9. Prosentvis andel år i avløpsserien med alle 3 høyeste månedsavløp om våren (H_1) eller månedlig maksimumsavløp om høsten (H_3).



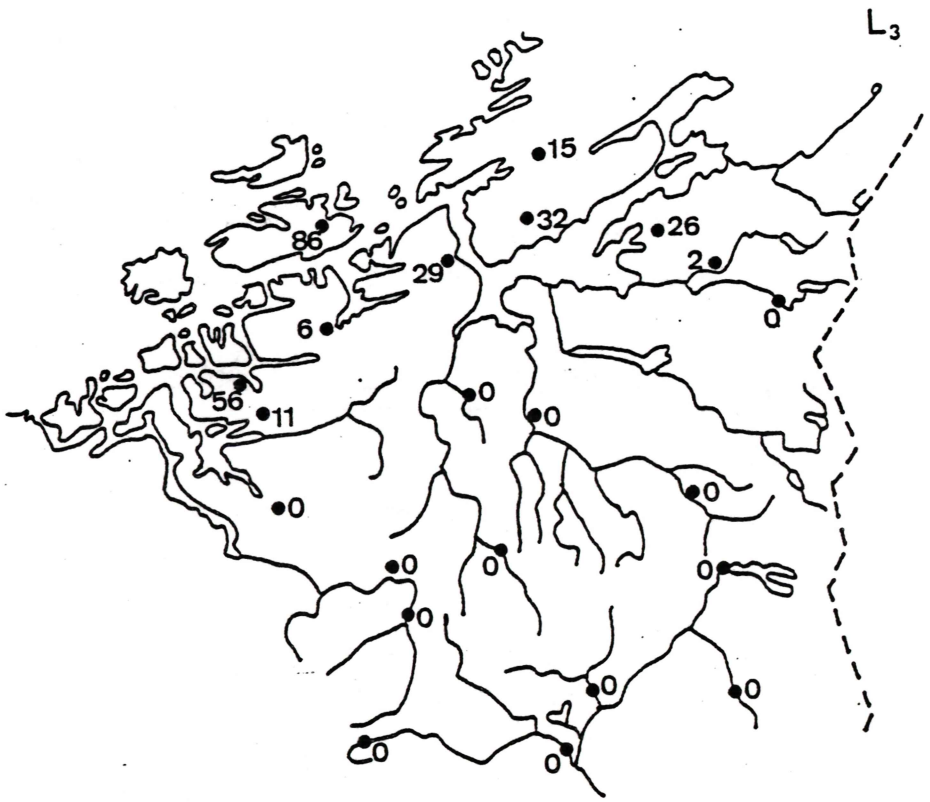


Fig. 10. Prosentvis andel år i avløpsserien med årets to månedlig minimumsavløp om vinteren (L_1) og sommeren (L_3).

Langtidsvariasjonene i års- og sesongavløp (Fig. 11) viser en periodisitet som er noenlunde lik den i andre Trøndelagsvassdrag. Den styres først og fremst av variasjonene i våravløpet. Melin (1970) utarbeidet et forslag til hydrologisk regioninndeling som bygger på avløpsregime og periodisitet. I et slikt mønster passer Gaula inn i gruppen "Norra Skandinaviens fjällälvar" (s.106) som omfatter et vest-øst belte tvers over Skandinavia med Møre og Trøndelag samt Luleälv t.o.m. Umeälv i Sverige. Langtidstrenden i Gaula er tildels motsatt av hva den er i Østlandsvassdragene (Tollan 1964), noe som viser at det sjelden oppstår ensartete avløps- og klimaforhold langs hele landet samtidig.

Fig. 11. Gaula ved Haga bru. Glidende 5-års midler for års- og sesongavløp.

Gaula er kjent for å være en typisk flomelv. Heggstad et al. (1975) påstår i sin flomavløpsundersøkelse at den attpåtil er en av de farligste flomelver vi har her i landet, som har forårsaket store oversvømmelses- og erosjonsskader nedetter dalføret. Årsaken ligger primært i at vassdraget har svært

liten selvregulering. Effektiv sjøprosent som definert av Søgnen (1942) er ikke større enn 0,012%, og det er mye som tyder på at de store myrarealene i feltet kan virke forsterkende på snøsmelteflommer, selv om det motsatte er tilfellet for regnflommer. Fallforholdene med jevnt stor gradient uten sel og loner gjør at flombølger lett forplantes nedstrøms og beholder sin identitet. At naturlig avløpsmagasinering er liten vises ved at døgnvariasjonene i punktvis snøsmelting til og med avtegnes i avløpet ut av et så stort nedbørfelt som det ved Haga bru (Fig. 12).

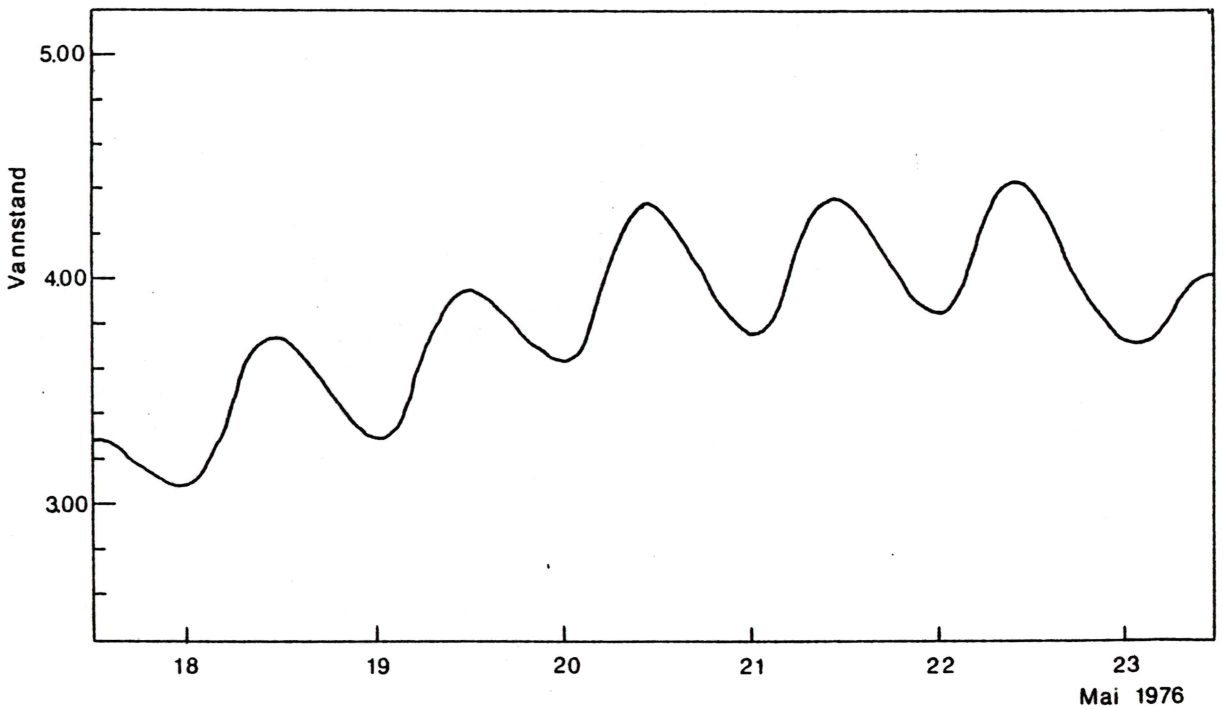


Fig. 12. Vannstandsvariasjon i Gaula ved Haga bru 18.-23. mai 1976.

Største observerte flomvannføring (Haga bru) i vassdraget er 3060 m^3/s (994 $l/s \cdot km^2$) under en skarp regnflom 24. august 1940 (jfr. Fig. 13). Andre storflommer i observasjonsperioden er 1918 (2370 m^3/s) og 1944 (2034 m^3/s). Kjente storflommer fra årene før avløpsmålingene startet er 1879 (ca. 1800-1900 m^3/s), 1882 (ca. 1600 m^3/s), Stor-Ofsen i 1789 (grovt anslått til ca. 3000 m^3/s, Heggstad et al. 1975) og 1675. Den vel største flomkatastrofen i historisk tid inntraff i vassdraget 14. september 1345 i forbindelse med det store leirskredet fra

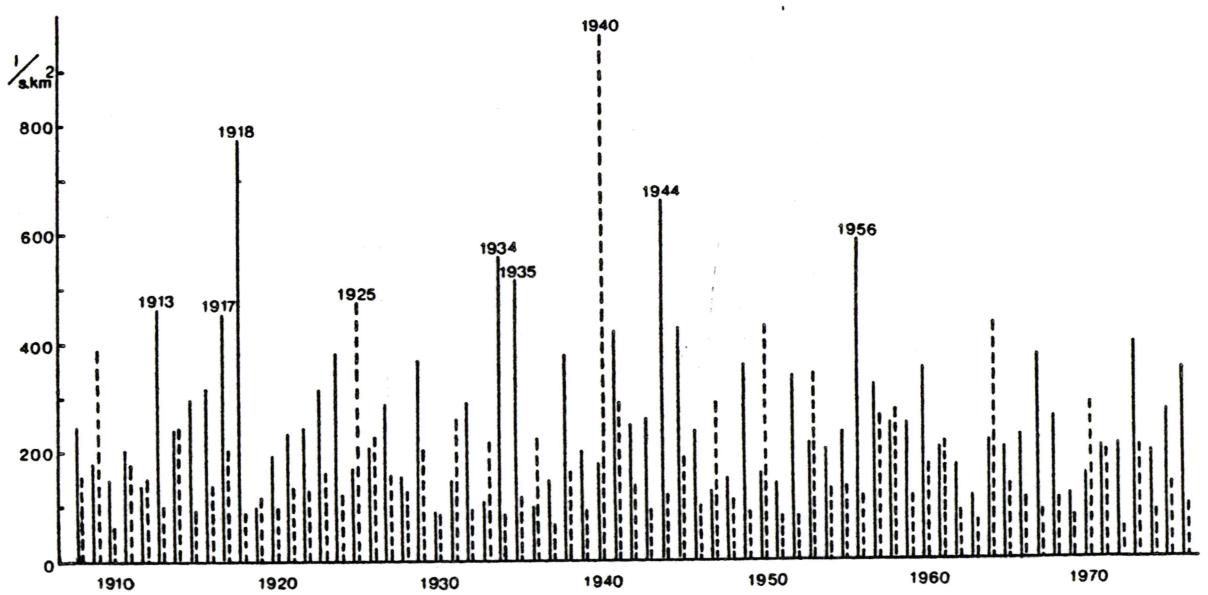


Fig. 13. Flomvannføring for vår- og høstflom (stiplet) Gaula ved Haga bru.

Kvasshylla ved Støren. Raset demmet opp en 14 km lang innsjø som nådde opp til Bones i Singsås før den brøt ut og flommet nedetter dalen (Helland & Sten 1895, Jørstad 1968). Det er noe ulike meninger om hvor rasstedet var, men terrengformasjonene ved Rostad noen hundre meter nedstrøms Haga bru antyder at dette er stedet. Et annet leirskred som også ga store problemer i Gaula var utrasingen ved Lerfall i Leinstrand 1869. Massene raste da ut i elva, og Gaula som da visstnok hadde et bare ubetydelig løp på vestsida av Leinøra fikk nå hovedløpet sitt på den sida (Helland 1896).

Flomvannføringer under vår- og høstflommer er vist kronologisk i Fig. 13 og som flomfrekvenskurver i Fig. 14 og 15. Flomvolumet vår og høst er gitt i Fig. 16. Hva angår flomvannføringer ved Haga bru er det bare benyttet data fra NVE's årbøker. En rekke av disse er døgnavlesinger uten særskilt tidsangivelse. Heggstad et al. (1975) har forsøkt å korrigere disse tallene med forventet maksimum i en døgnfluktuasjon, samt for usikkerhet i vannføringskurvene. Noe utslag kan disse forskjellene forårsake, men dét er forhåpentligvis først og fremst for ekstremverdier.

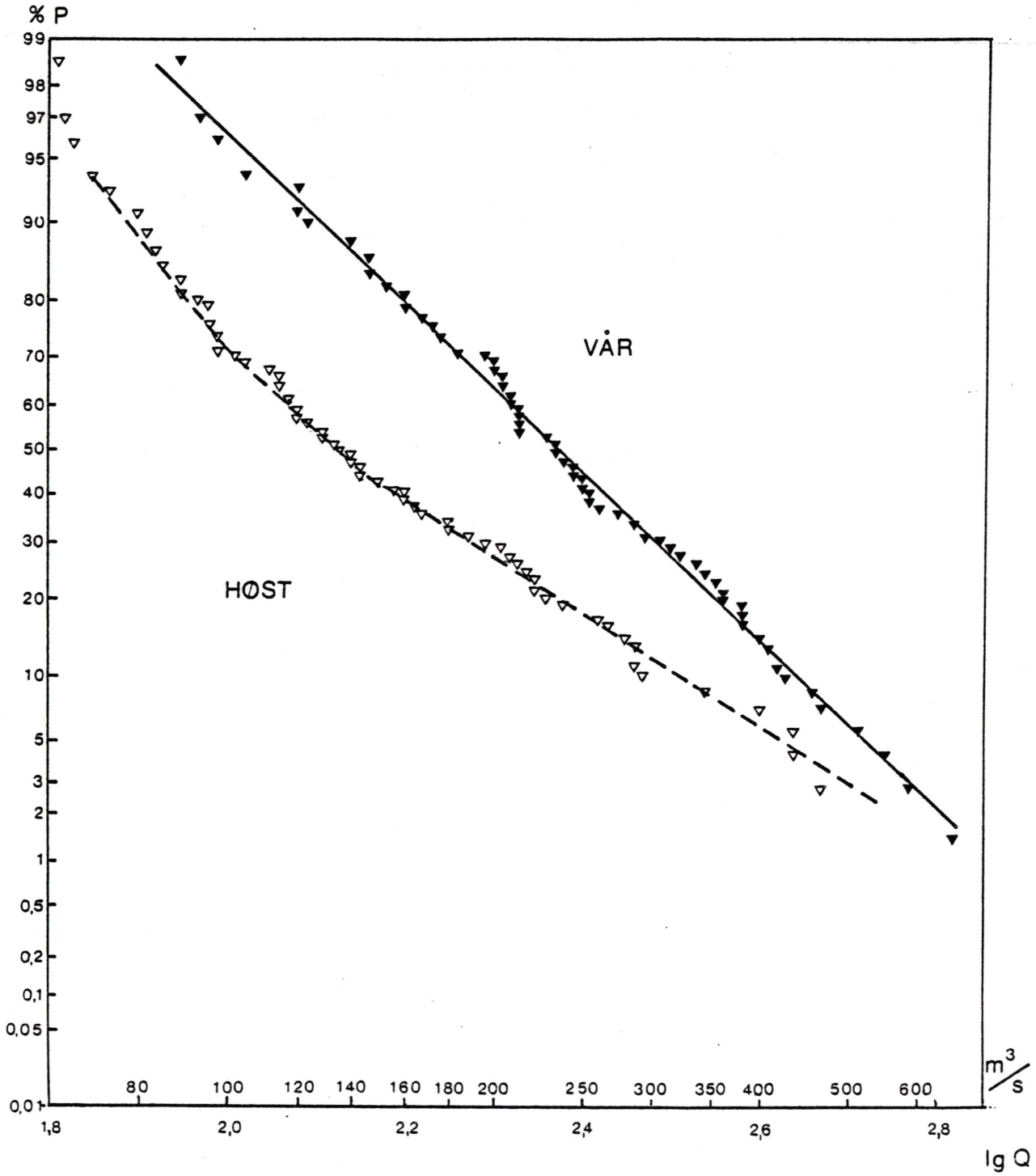


Fig. 14. Flomfrekvens Gaula ved Haga bru 1907-1976.

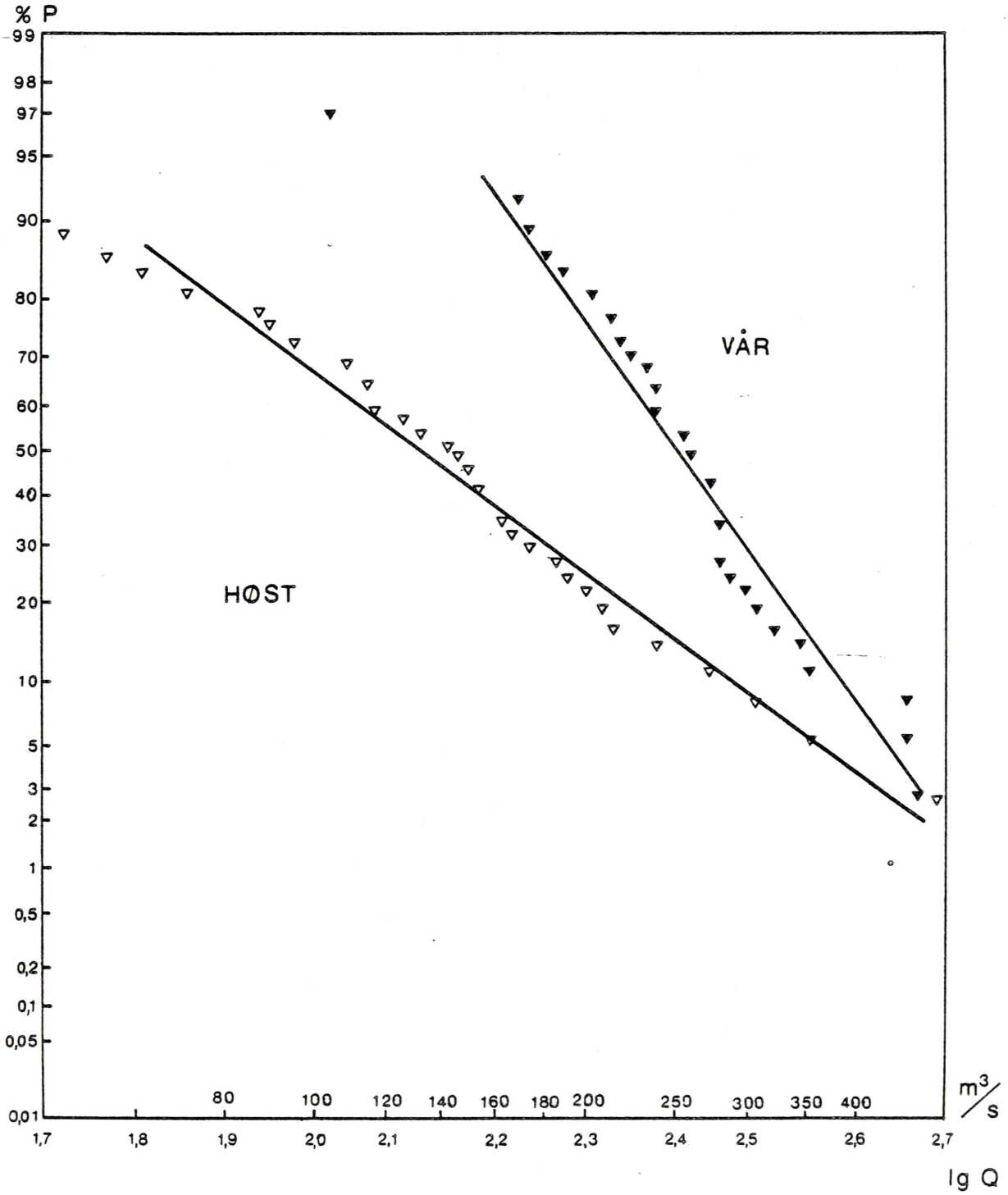


Fig. 15. Flomfrekvens Gaula ved Eggafoss 1941-1976.

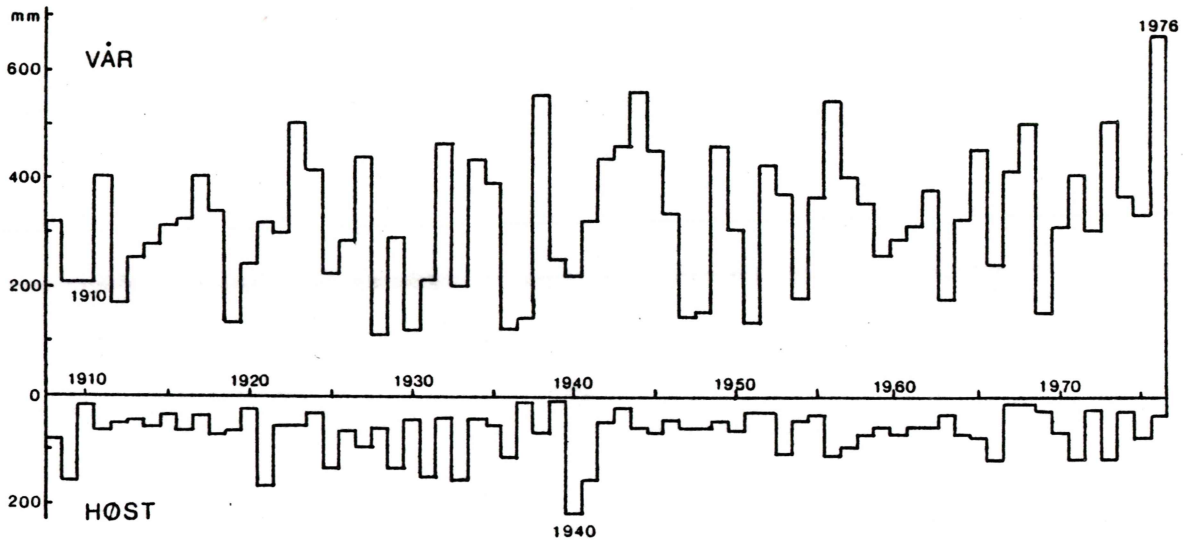


Fig. 16. Totalt vår- og høstflomvolum over midlere vannføring for Gaula ved Haga bru 1908-1976.

De høye flomverdiene gir i alle henseende en ekstremt stor avløpsamplityde. Ved Haga bru er midlere minsteavløp så lavt som 1,9 $l/s \cdot km^2$ (0,74-4,5). Midlere flomvannføring er for smelteflommene 262 $l/s \cdot km^2$ (661-89). At vassdraget lett kan flomme opp i skarpe regnflommer utover høsten viser den midlere høstflomvannføring på 177 $l/s \cdot km^2$ (965-66). Disse flommene er imidlertid små i volum; $\bar{x}$ = 31 mm (123-4,7). Midlere totalt høstflomvolum er 68 mm (215-12) mot 325 mm (664-113) for smelteflommene. Dette tilsier at vårflomvolumet (>$\bar{Q}$) alene utgjør i gjennomsnitt 38% av totalavløpet (48% (!) ved Eggafoss).

Ved Haga bru er midlere vårflomkulminasjon 29. mai (±11 døgn), og varigheten av vårflomperioden er 75 døgn. Tilsvarende kulminasjonstidspunkt for høstflommene er 13. september (±13 døgn) med en midlere total varighet for alle flommene på 31 døgn.

FLUVIALGEOMORFOLOGISK VURDERING

Utover de rent kvartærgeologiske kartlegginger er det utført svært få undersøkelser som kan underbygge en fluvialgeomorfologisk vurdering av Gaulas dalføre. Det foreligger en dataserie om kjemisk oppløst materiale og vannkvalitet så tidlig som i 1920-årene (Braadlie 1930), og med reservasjon for mangelfull metode og analyseprosedyre, burde den være en verdifull referanse for senere målinger. Av slike kan nevnes at det i IHD-perioden ble etablert en hydrokjemisk referansestasjon i Gaula ved Uddevoll bru (Holtan 1967). Det ble her pekt på det særlig gode samsvar mellom elektrolyttkonsentrasjon og vannføring. Andre hydrokjemiske analyser forefinnes sikkert for andre formål (hygiene, fiske, forurensning) uten at denne siden av de naturgitte forhold er dokumentert her.

Derimot synes det som om de naturfysiske forhold med partikulær transport, erosjon og sedimentasjon i vassdraget bare er undersøkt av Bulgurlu (1977). Transportmålinger ble her utført ved Haga bru og Valdum bru (3215 km^2) i Lundamo og omfattet bunntransport, suspendert materiale og også elektrolyttkonsentrasjon. Bunntransporten ble målt med Mühlhofer og Arnhem-hentere. Det ble også presentert kornfordelingskurver for det bunntransporterte materialet. D_{50} varierte fra middels grus (20 mm) til småsten (ca. 70 mm) når vannføringen økte fra <400 m^3/s til >700 m^3/s (s.73). D_{50} for det suspenderte materialet varierte samtidig fra grov silt (0,04 mm) til fin sand (0,1 mm), og det var bare ubetydelig innslag av leire i prøvene.

Slamføringskurven ved Valdum bru ble framstilt med ligningen (s.77):

$$G_s = 8,42 \cdot 10^{-4} Q^{2,72}$$

med G_s gitt i t/døgn. Bunntransportmålingene viste - ikke uventet - en mye "steilere" relasjon:

$$G_B = 1 \cdot 10^{-9} Q^{4,43}$$

noe som klart antyder hvor mye mer bunntransporten er følsom for endringer i vannføring. Bare små forskjeller i flomvannføring ulike år innbyrdes kan forklare betydelige forskjeller i bunntransportert masseføring. Aktiv transport på bunnen synes å starte ved en vannføring på 200-250 m^3/s.

Tab. 4. Masseføring 1975 og 1976 i Gaula ved Valdum bru etter Bulgurlu (1977). (G_s suspensjonstransport, G_B bunntransport, G_i kjemisk oppløst materiale) (1975 er nærmest et gjennomsnittsår hva gjelder midlere avløp og flomvannføring)

		1975		1976	
Avløp	$10^6 m^3$	2916		3350	
G_s	$10^3 t$	411	(= 128 t/km²·år)	1427	(= 444 t/km²·år)
G_B	$10^3 t$	37	(= 12 ")	169	(= 53 ")
G_i	$10^3 t$	82	(= 26 ")	85	(= 26 ")

Masseføringen i Gaula gir spesifikke verdier som langt overstiger det som er vanlig for norske lavlands- og skogsvassdrag (Nordseth 1974). Det kan forøvrig innskytes at Braadlie's (1930) verdi for G_i var 24,4 t/km²·år.

Inntrykket av Gaula som en særdeles effektivt masseførende elv, er noe som opptrer relativt tidlig nedetter vassdraget; allerede i Haltdalen, men først og fremst etter Singsås. Det er bunntransporten som er den formskapende av transportmåtene, og formelementer som labile ører og banker, aktiv sideerosjon i lave og grovkornete elvesletter, vide og grunne elveløp, samt blankskurt bunnmateriale og manglende bunnvegetasjon, er viktige i vurderingen. At dette inntrykket holder seg så godt som langsetter hele dalføret skyldes igjen elvas lave naturlige reguleringsevne som gir raske vannføringsøkninger under flom (og dermed enda større skjærstresspåvirkning mot bunnen), den bratte fallprofilen, mangel på

sedimentasjonsbekkener undervegs og tilstrekkelig sedimenttilførsel til å opprettholde den aktive og labile ørleggingsprosessen i elvebunnen. Det er ikke mulig å peke ut særlig viktige punktkilder for dette materialet. Det er snarere tale om almen og jevn sideerosjon i en lav og stenrik elveslette samt en tildels betydelig tilførsel fra sideelver. Særlig stor massetilførsel skjer med Bua og Sokna.

Den aktive ørleggingen langsetter hovedelva er labil for ytre påvirkninger. Sidevegs endringer med f.eks. løpsskifte vil lett skje i slike natursystemer både med og uten tydelig påviselig grunn (Nordseth 1973). Inngrep av ulik art kan derfor lett få uønskete konsekvenser. Endringer i det naturlige avløpsregimet er ett av disse som i verste fall må følges opp av kostbare tekniske mottiltak for å motvirke effekten av f.eks. løpsdeling eller generell oppøring. Grustekt er et annet inngrep som nå skjer flere steder langsetter vassdraget (eks.: Kotsøy, Støren, Kregnes, Leinstrand). Det synes å være noe ulik oppfatning om konsekvensene av dette. Bulgurlu (1977) antyder at massetilførselen er tilstrekkelig og bunntransporten så effektiv at en utgraving fylles igjen og jevnes ut etter kort tid. Gjøvik (1981) peker imidlertid på at særlig på strekningen nedenfor Kvål er elveleiet stedvis blitt senket "flere meter", og høler og banker er utradert. Dette reduserer verdien av elveløpet som oppvekstområde for fisk. Storlaksen stopper heller ikke lenger opp slik at verdien av strekningen også for sportsfiske er redusert.

De strengt fluvialgeomorfologiske interessene langs Gaulas hoveddalføre knytter seg således til to aspekter; 1) canyonutvikling og 2) elvesletteutvikling. På dét grunnlag kan en peke ut bestemte delstrekninger som de mest faglig interessante.

1. Rugldals-canyon'en. Dette er strengt tatt ikke et fluvialgeomorfologisk objekt, men kvartærgeologisk og glasifluvialt, og representerer antatt formutvikling i forbindelse med uttappingen av Nedre Glåmsjø i en sen fase av isavsmeltingstida.

2. Gaulas canyon-utvikling gjennom Svølja fra og med Kleivafossen til Moen ca. 1 km nedstrøms Eggafossen. Gauldalen er her særlig trang med steile dalsider pga. skifrighet og fall i den sedimentære bergarten. Allikevel er sidene for det meste vegetasjonsdekket. Canyon-utviklingen gjennom Svølja er sammenhengende, men er særlig godt utviklet i nederste parti av Hesja med sine vertikale vegger og svært trangt dalprofil. Litl-Eidet er et meget godt eksempel på tidligere canyon-utforming før Gaula fant det nåværende løp over Eggafossen. Strekningen viser gode eksempler på sedimentproduksjon ved forvitring og undergraving i fjell. Noe av massetilførselen i hovedelva påvirkes imidlertid av vegfylling. Dette gjelder ikke Hesja.

3. Kvasshyllaterrassen ved Støren og Gaulas løp ved Haga bru. Verdien av Kvasshyllaterrassen i kvartærgeologi er vist av Sollid & Sørbel (1981). Strekningen har i tillegg fluvialgeomorfologisk verdi med sitt canyon-preg, resent massebevegelse og ravinering i finmasser i østre dalside ved Granmo, samt et verdifullt naturdokument i rasmassene etter leirraset 1345.

4. Gaulas elvesletteutvikling fra Hovin til Gaulosen. For denne strekningen må det gjøres klart at langt bedre og omfattende feltarbeid er nødvendig for helt ut å kunne vurdere verdien av den fluvialgeomorfologiske formutviklingen. Prosesser som i så fall må dokumenteres bedre er labiliteten av løpsutviklingen, gjenfyllingshastighet i avsnørte løpssjøer, utbyggingshastighet av elvesletteparti er, utbygging av deltaet, samt flomsonering og terrasse-

utvikling. Allikevel er det på bakgrunn av befaringsarbeid i området mulig å peke ut delstrekninger som spesielt interessante.

4a. Gaulfossen - Gauas utløp. Gaulfossen representerer et ytterligere eksempel på "superimposed" løpsutvikling. Gaulas løp går tvers igjennom et fjellnes fra øst istedetfor å skjære vestover mot Gaua der dalen er mer åpen. Samløpselvesletta mellom Gaula og Gaua er tilsynelatende utformet i en periode av ca. 100 år og representerer derfor et verdifullt område for dokumentasjon av resent landformutvikling.

4b. Elvesletteutviklingen Valdum bru til og med sletta utfor Kjelstad og Løre. Samløpssletta mellom Gaula og Lundesokna er en resent analog til Gauasumpen under 4a. I tillegg kommer her den systematiske elvesletteutbyggingen nedstrøms Lundesokna som bl.a. har avsnørt elveløps-sjøene ved Løre. I tillegg til at alle disse innsjøene er verdifulle i dokumentasjon av elvesletteutvikling generelt, representerer de verdifulle botaniske rikmiljø (Dolmen et al. 1975) som er svært utsatt for forringelser pga. jordbruk, kloakkutslipp etc. Løps-sjøene langs Gaula er mer verdifulle enn de i Orkla, og sjøene ut for Løre er attpåtil de mest uberørte langs Gaula.

4c. Elvesletteutviklingen fra Flå til Melhus. Dette representerer den lengste og vel også den mest nyanserte av de prioriterte strekningene i Gaula. Landskapsutviklingen i dalen som helhet er særlig styrt av den glasifluviale randavsetningen Høgmælen ved Kregnes (jfr. Sollid & Sørbel 1981 obj. 37). Både proksimalt og distalt for denne er det - især på vestsiden - utviklet et ravineterreng i finmasse. Flere av ravinene er aktive sedimentkilder til Gaulas masseføring. Det gjelder også nordsiden av Høgmælen-avsetningen. Elvesletteutviklingen gjenspeiler Gaulas tendens til meandrering (i grovt materiale) og

utvikling av meandernes alternerende på hver sin side langs elva. Avsnøringen ved Nyhus og begynnende dannelse av Fornesevja skal ha skjedd 1902. Både slettene ved Gravråk (Ø) og Tranmælsøya/Baggøya (V) gir svært gode eksempler på den lavere trinnutvikling som har skjedd i disse elveslettene i historisk tid. Fornesevja, Hofstadkjela og Svampan ved Tranmæl er alle av de elveløpssjøene som gis høyest prioritering hva angår botanisk verdi (Dolmen et al. 1975).

4d. Gaulas deltaområde med Leinøra og Storøra. Sedimentasjonsprosessene er lite dokumentert, men ifølge Bulgurlu (1977) starter ikke den generelle sedimentasjonen i vassdraget før nedstrøms Udduvoll bru. På grunn av masseføringen i vassdraget gir dette en kort sedimentasjonsstrekning. To typiske labile munningsbanker er utviklet; Leinøra og Storøra, og resent løpsutvikling ved Leinøra er satt i sammenheng med leirskredet ved Leinan 1869. Nå foregår det utstrakt grustekt ved samme sted, noe som forstyrrer prosessbildet, selv om konsekvensene så langt ute i vassdraget ikke er kjent. Begge ørene er botanisk sett svært verdifulle pga. tindvedforekomstene.

5. Nedre del av Kaldvellas nedbørfelt fra den glasifluviale deltaavsetningen vest for Langvatnet, gjennom det utpregete distale ravineterrenget og ned til tettbebyggelsen i Flå. Randavsetningen er gitt høy verdi i kvartærgeologi (Sollid & Sørbel 1981, obj. 38), og den rent naturhistoriske verdien øker ytterligere med det godt utviklete ravineterrenget og ikke minst det tydelige grunnvannsregimet i Kaldvellas avløp. Grunnvannsmagasinet i dette delfeltet representerer en verdifull ressurs som må vernes mot inngrep (jfr. Andersen 1979).

KONKLUSJON

Både i klimatisk og hydrologisk henseende er Gaula-vassdraget representativt for indre del av Trøndelags-regionen. Samtidig er nedbørfeltet et sørlig overgangsområde mellom den markerte inntrengning av mer maritimt klima i lavlandet omkring Trondheimsfjorden, og det typiske innlandsklima i sørøst. Det eksisterer derfor klimagradienter både langs en akse SV-NØ og N-S, noe som effektivt bidrar til en mangesidighet i klima, avløp og derav betingete biogeografiske forhold. Nedbørfeltet bør i så måte kunne representere et type- like så vel som et referanseområde.

De viktigste fluvialgeomorfologiske interesser er så langt knyttet til 5 delstrekninger/-områder:

1. Rugldals-canyonen.
2. Gaulas canyon; Kleivafossen - Eggafossen inklusive Hesjas utløp.
3. Gaula forbi Kvasshylla-terrassen.
4. Gaulas elveslette; Hovin - Gaulosen
   - 4a. Gaulfossen - Gaulas utløp
   - 4b. Valdum bru - Kjelstad/Løre
   - 4c. Flå - Melhus
   - 4d. Deltaområdet med Leinøra/Storøra
5. Kaldvella-feltet.

Videre er det pekt på den raske flomresponsen, den aktive masseføringen i vassdraget og de labile bunnforholdene, noe som i sin tur også preger de botaniske såvel som zoologiske forhold langsetter elva. Inngrep i slike labile elveløpssystem vil lett kunne rokke en etablert likevekt og kreve kostbare tekniske mottiltak.

LITTERATUR

Abrahamsen, J. et al. 1977. Naturgeografisk regioninndeling av Norden. NUB 1977:34.

Andersen, A.B. 1979. Hydrogeologiske undersøkelser i Kaldvella-feltet. H.oppg. Geol.inst.,NTH.

Braadlie, O. 1930. Om elvevannets sammensetning i Trøndelag. Kgl.Vid.Selsk.Skr. 1930 II:5.

Bulgurlu, B. 1977. A study of sediment transport in river Gaula. Inst. vassbygging, NTH.

Dolmen, D. & Sæther, B. & Aagaard, K. 1975. Ferskvanns-biologiske undersøkelser av tjønner og evjer langs elvene i Gauldalen og Orkdalen, Sør-Trøndelag. Rapp. 1975:5 Zool.Ser.,Kgl.N.Vid.Selsk.,Univ. Trondheim.

Foreløpige nedbørnormaler 1931-1960. NMI, Oslo.

Forsman, A. 1976. Water balance maps of the Nordic countries. Vannet i Norden 9:4.

Førland, E.J. 1979. Nedbørens høydeavhengighet. Klima 2.

Gjøvik, J.A. 1981. Fiskeriundersøkelser i Gaulavassdraget (Sør-Trøndelag) 1978-80. Dir. vilt og ferskvannsfiske, Rapp.

Gottschalk, L. & Lundager-Jensen, L. & Lundqvist, D. & Solantie, R. & Tollan, A. 1978. Hydrologiske regioner i Norden. Nord.Hydr.konf.Helsinki 1978. Sess. Pp.

Heggstad, R. & Sæter, A. & Killingtveit, Å. 1975. Flomunder-søkelser i Gaula. Inst. vassbygging, NTH.

Helland, A. & Sten, H. 1895. Lerfaldet i Guldalen i 1345. Arch. Mathematik og Naturvidenskaberne.

Helland, A. 1896. Lerfald. N.Tekn.Tidsskr. 14.

Holmsen, G. 1915. Brædæmte sjøer i Nordre Østerdalen. NGU 73.

Holmsen, G. 1956. Røros. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. NGU 198.

Holtedahl, O. 1960. Geology of Norway. NGU 208.

Holtan, H. 1967. Litt om NIVA's undersøkelser i forbindelse med IHD-programmet. IHD-nytt 1967:3.

Innstilling om vassdrag som bør unntas fra kraftutbygging. 1971. Ind.Dep. (Avgitt fra Hovedstyret, NVE).

Jørstad, F. 1968. Leirskred i Norge. N.geogr.Tidsskr.22.

Killingtveit, Å. 1976. En studie av vannbalansen i Sagelva hydrologiske forskningsfelt. Inst. vassbygging, NTH.

Klæboe, H. 1958. Grunntrekk av hydrologien, særlig Norges hydrologi. N.geogr.Tidsskr. 16.

Lundqvist, D. 1977. Forslag til stasjonsnett for regionalisering. Notat NHK.

Melin, R. 1970. Hydrologi i Norden. Utb.förl., Stkh.

Nedbøren i Norge 1895-1943. Bd.1-2. MI, Oslo.

NIVA 1979. Killingdal. Vannforurensning fra gruver. Rapp. 0-77061.

Nordseth, K. 1973. Fluvial processes and adjustments on a braided river. N.geogr.Tidsskr. 27.

Nordseth, K. 1980. Kynna-vassdraget. Geo-faglige og hydrologiske interesser. Kontaktutv. vassdragsreg. Univ. Oslo, Rapp. 15.

Nordseth, K. 1981. Norway; Climate, hydrology and biogeography. Manus, Geogr. inst. Univ. Oslo.

Otnes, J. & Ræstad, E. 1978. Hydrologi i praksis. Ing.forl. Oslo.

Rui, I. 1978. Geology of the Røros district, south-eastern Trondheim region with a special study of the Kjøliskarvene - Holtsjøen area. N.geol.Tidsskr. 52:1.

Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1975. Younger Dryas ice-marginal deposits in Trøndelag, central Norway. N.geogr.Tidsskr. 29.

Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1981. Kvartærgeologisk verneverdige områder i Midt-Norge. Miljøverndep. Rapp. T-524.

Stortingsproposisjon nr. 4 (1972-1973). Om verneplan for vassdrag. Ind.Dep.

Strand, O. 1941. Ad flommen i Gaula 24.8.1940. NVE Rapp.

Sæther, B. & Klokk, T. & Taagvold, H. 1980. Flora og vegetasjon i Gaulas nedbørfelt, Sør-Trøndelag og Hedmark. Kgl.N.Vid.Selsk., Museet, Rapp. Bot. Serie 1980-7.

Søgnen, R. 1942. Beregning av sjøers naturlige reguleringsevne og flommer i norske vassdrag. Oslo.

Tollan, A. 1964. Langtidsvariasjoner i avløpet i noen norske vassdrag. N.geogr.Tidsskr. 19.

Vassdragsnivellement for Gaula. NVE 1935. nr. 406.

Werner-Johannessen, T. 1977. Vær- og klimaforhold. s.61-126 i J. Gjessing (red.), Norges geografi, Univ.forl.

Wolff, F.C. 1976. Geologisk kart over Norge. Berggrunnskart Trondheim 1:250 000. NGU.

Wolff, F.C. 1979. Kart over mineralske råstoffer og berggrunnsgeologi, Sør-Trøndelag 1:50 000. NGU.

PUBLISERTE RAPPORTER

Årsberetning 1975.

Nr. 1 Naturvitenskapelige interesser i de vassdrag som behandles av kontaktutvalget for verneplanen for vassdrag 1975-1976. Dokumentasjonen er utarbeidet av: Cand.real. E. Boman, cand.real. P.E. Faugli, cand.real. K. Halvorsen. Særtrykk fra NOU 1976:15.

Nr. 2 Faugli, P.E. 1976. Oversikt over våre vassdrags vernestatus. (Utgått)

Nr. 3 Gjessing, J. (red.) 1977. Naturvitenskap og vannkraftutbygging. Foredrag og diskusjoner ved konferanse 5.-7. desember 1976. (Utgått)

Nr. 4 Årsberetning 1976 - 1977. (Utgått)

Nr. 5 Faugli, P.E. 1978. Verneplan for vassdrag. / National plan for protecting river basins from power development. Særtrykk fra Norsk geogr. Tidsskr. 31. 149-162.

Nr. 6 Faugli, P.E. & Moen, P. 1979. Saltfjell/Svartisen. Geomorfologisk oversikt med vernevurdering.

Nr. 7 Relling, O. 1979. Gaupnefjorden i Sogn. Sedimentasjon av partikulært materiale i et marint basseng. Prosjektleder: K. Nordseth.

Nr. 8 Spikkeland, I. 1979. Hydrografi og evertebratfauna i innsjøer i Tovdalsvassdraget 1978.

Nr. 9 Harsten, S. 1979. Fluvialgeomorfologiske prosesser i Jostedalsvassdraget. Prosjektleder: J. Gjessing.

Nr. 10 Bekken, J. 1979. Kynna. Fugl og pattedyr. Mai - juni 1978.

Nr. 11 Halvorsen, G. 1980. Planktoniske og littorale krepsdyr innenfor vassdragene Etna og Dokka.

Nr. 12 Moss, O. & Volden, T. 1980. Botaniske undersøkelser i Etnas og Dokkas nedbørfelt med vegetasjonskart over magasinområdene Dokkfløy og Rotvoll/Røssjøen.

Nr. 13 Faugli, P.E. 1980. Kobbelvutbyggingen - geomorfologisk oversikt.

Nr. 14 Sandlund, T. & Halvorsen, G. 1980. Hydrografi og evertebrater i elver og vann i Kynnavassdraget, Hedmark, 1978.

Nr. 15 Nordseth, K. 1980. Kynna-vassdraget i Hedmark. Geo-faglige og hydrologiske interesser.

Nr. 16 Bergstrøm, R. 1980. Sjåvatnområdet - Fugl og pattedyr, juni 1979.

Nr. 17 Årsberetning 1978 og 1979.

Nr. 18 Spikkeland, I. 1980. Hydrografi og evertebratfauna i vassdragene i Sjåvatnområdet, Telemark 1979.

Nr. 19 Spikkeland, I. 1980. Hydrografi og evertebratfauna i vassdragene på Lifjell, Telemark 1979.

Nr. 20 Gjessing, J. (red.) 1980. Naturvitenskapelig helhetsvurdering. Foredrag og diskusjoner ved konferanse 17.-19. mars 1980.

Nr. 21 Røstad, O.W. 1981. Fugl og pattedyr i Vegårsvassdraget.

Nr. 22 Faugli, P.E. 1981. Tovdalsvassdraget - en fluvialgeomorfologisk analyse.

Nr. 23 Moss, O.O. & Næss, I. 1981. Oversikt over flora og vegetasjon i Tovdalsvassdragets nedbørfelt.

Nr. 24 Faugli, P.E. 1981. Grøa - en geofaglig vurdering.

Nr. 25 Bogen, J. 1981. Deltaet i Veitastrondsvatn i Årøy-vassdraget.

Nr. 26 Halvorsen, G. 1981. Hydrografi og evertebrater i Lyngdalsvassdraget i 1978 og 1980.

Nr. 27 Lauritzen, S.-E. 1981. Innføring i karstmorfologi og speleologi. Regional utbredelse av karstformer i Norge.

Nr. 28 Bendiksen, E. & Halvorsen, R. 1981. Botaniske inventeringer i Lifjellområdet.

Nr. 29 Eldøy, S. 1981. Fugl i Bjerkreimsvassdraget i Rogaland, med supplerende opplysninger om pattedyr.

Nr. 30 Bekken, J. 1981. Lifjell. Fugl og pattedyr.

Nr. 31 Schumacher, T. & Løkken, S. 1981. Vegetasjon og flora i Grimsavassdragets nedbørfelt.

Nr. 32 Årsberetning 1980.

Nr. 33 Sollien, A. 1982. Hemsedal. Fugl og pattedyr.

Nr. 34 Eie, J.A., Brittain, J. & Huru, H. 1982. Naturvitenskapelige interesser knyttet til vann og vassdrag på Varangerhalvøya.

Nr. 35 Eidissen, B., Ransedokken, O.K. & Moss, O.O. 1982. Botaniske inventeringer av vassdrag i Hemsedal.

OPPDRAGSRAPPORTER

76/01 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Nyset-Steggje-vassdragene.

76/02 Bogen, J. Geomorfologisk befaring i Sundsfjordvassdraget.

76/03 Bogen, J. Austerdalsdeltaet i Tysfjord. Rapport fra geomorfologisk befaring.

76/04 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Kvænangselv, Nordbotnelv og Badderelv.

76/05 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i Vefsnas nedbørfelt.

77/01 Faugli, P.E. Geofaglig befaring i Hovdenområdet, Setesdal.

77/02 Faugli, P.E. Geomorfologisk befaring i nedre deler av Laksågas nedbørfelt, Nordland.

77/03 Faugli, P.E. Ytterligere reguleringer i Forsåvassdraget - fluvialgeomorfologisk befaring.

78/01 Faugli, P.E. & Halvorsen, G. Naturvitenskapelige forhold - planlagte overføringer til Sønstevatn, Imingfjell.

78/02 Karlsen, O.G. & Stene, R.N. Bøvra i Jotunheimen. En fluvialgeomorfologisk undersøkelse. Prosjektledere: J. Gjessing & K. Nordseth.

78/03 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring i delfelt Kringlebotselv, Matrevassdraget.

78/04 Faugli, P.E. Fluvialgemorfologisk befaring i Tverrelva, sideelv til Kvalsundelva.

78/05 Relling, O. Gaupnefjorden i Sogn.
(Utgått, ny rapport nr. 7 1979)

78/06 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring av Øvre Tinnåa (Tinnelva).

79/01 Faugli, P.E. Geofaglig befaring i Heimdalen, Oppland.

79/02 Faugli, P.E. Fluvialgeomorfologisk befaring av Aursjø-området.

79/03 Wabakken, P. Vertebrater, med vekt på fugl og pattedyr, i Tovdalsvassdragets nedbørfelt, Aust-Agder.

80/01 Brekke, O. Ornitologiske vurderinger i forbindelse med en utbygging av vassdragene Etna og Dokka i Oppland.

80/02 Gjessing, J. Fluvialgeomorfologisk befaring i Etnas og Dokkas nedbørfelt.
Engen, I.K. Fluvialgeomorfologisk inventering i de nedre delene av Etna og Dokka. Prosjektleder: J. Gjessing.

80/03 Hagen, J.O. & Sollid, J.L. Kvartærgeologiske trekk i nedslagsfeltene til Etna og Dokka.

80/04 Faugli, P.E. Fyrde kraftverk - Fluvialgeomorfologisk befaring av Stigedalselv m.m.

81/01 Halvorsen, K. Junkerdalen - naturvitenskapelige forhold. Bilag til konsesjonssøknaden Saltfjell - Svartisen.