

Einleitung und Problemstellung

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **62 (1969)**

Heft 1

PDF erstellt am: **11.08.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

VERZEICHNIS DER FIGUREN UND TABELLEN IM TEXT

Fig. 1	Geographische Übersicht	232
Fig. 2	Stoffdreieck Kies – Sand – Silt	238
Fig. 3	Siltanteil im Rheinsediment	239
Fig. 4	Korngrößenparameter in Rheinsedimenten	240
Fig. 5	Beziehungen zwischen den Parametern	244
Fig. 6	Karbonatgehalte der Einzelproben	248
Fig. 7	Karbonatprovinzen	250
Fig. 8	Karbonatführung des Rheins	252
Fig. 9	Karbonatführung des Vorderrheins	253
Fig. 10	Karbonatführung des Hinterrheins	254
Fig. 11	Karbonatführung der Ill	255
Fig. 12	Schwermineralgehalte der Einzelproben	260
Fig. 13	Schwermineralprovinzen	262
Fig. 14	Schwermineralführung des Rheins	269
Fig. 15	Schwermineralführung des Vorderrheins	270
Fig. 16	Schwermineralführung des Hinterrheins	270
Fig. 17	Schwermineralführung der Ill	271
Tab. 1	Mittlere jährliche Auflandungen im Rheindelta	233
Tab. 2	Ionenfracht des Rheins 1962/63	234
Tab. 3	Tektonische Gliederung	235
Tab. 4	Parameter nach FOLK and WARD (1957)	241
Tab. 5	Statistische Auswertung der einzelnen Parameter	242
Tab. 6	Mittlere Parameterwerte der verschiedenen Sedimenttypen	245
Tab. 7	Leichtmineralanteile	256
Tab. 8	Schwermineralassoziationen der einzelnen Provinzen	259
Tab. 9	Kurze Charakterisierung der rezenten Rheinschüttung	272

EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Die vorliegende Arbeit ist ein Teil der im Rahmen des Bodenseeprojektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Heidelberg durchgeführten sedimentologischen Untersuchungen an den rezenten Ablagerungen des Bodensees und seiner Zuflüsse. Ziel dieses Projektes ist es, genaue Angaben über die Vorgänge im Wasserkörper des Bodensees insbesondere zur Gewässernutzung zu erhalten. Da zwischen Wasserkörper und Bodensediment eines Sees zahlreiche Wechselwirkungen bestehen, wurden die Ablagerungen des Bodensees und seiner Zuflüsse in die Untersuchungen einbezogen.

Die Sedimentbildung wurde von G. MÜLLER und seinen Mitarbeitern untersucht (G. MÜLLER, 1963, 1964a, 1966a, 1966b, 1967a, 1967b, G. MÜLLER und SCHÖTTLE, 1965, G. MÜLLER und TIETZ, 1966, SCHÖTTLE, 1968 und WAGNER, 1968). Diese Untersuchungen zeigten, dass der Alpenrhein mit seinem klastischen Material massgeblich an der Zusammensetzung der Sedimente im Obersee beteiligt sein muss.

Wegen der grossen Bedeutung des Alpenrhains für die Sedimentbildung im Bodensee wurden 1964 vorläufige Untersuchungen über die Zusammensetzung der Rheinsande angestellt (G. MÜLLER und HAHN, 1964). Die Ergebnisse legten es nahe, eine eingehende Bearbeitung der Sande im Einzugsbereich des Alpenrhains durchzuführen.

Anhand eines umfangreichen Probenmaterials sollte versucht werden, Art und Herkunft der in den See gelangenden Sedimente aufzuzeigen und darüber hinaus die

Beziehungen zwischen Herkunft, Transport und Sedimentation in alpinen Flüssen aufzuklären.

Diese Untersuchungen stellen eine Fortsetzung der Arbeit von VAN ANDEL (1950) dar, der die Herkunft von Sedimenten des Rheins und seiner Zuflüsse zwischen Aare-einmündung und Nordsee beschrieb.

Danksagung

Meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. G. Müller (Heidelberg) danke ich für die Überlassung des an interessanten Problemen reichen Themas, insbesondere aber für seine stetige fördernde Anteilnahme am Fortgang dieser Untersuchungen und seine richtungsweisenden Anregungen.

Für freundliche Unterstützung und zahlreiche Diskussionen bin ich auch Herrn Dr. J. Quakernaat zu Dank verpflichtet. Weiterhin sei Fr. A. Wissmann für die Hilfe bei der Durchführung der zahlreichen Röntgengoniometeraufnahmen und bei der Fertigstellung des Manuskriptes gedankt.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die gewährte materielle Unterstützung.

Für einen Druckkostenzuschuss bin ich dem Deutschen Alpenverein zu Dank verpflichtet.

Frühere Untersuchungen an alpinen Flussanden

Bisher befassten sich nur wenige Untersuchungen mit dem Mineralbestand rezenter Flussande in alpinen Liefergebieten.

BURRI (1929) bearbeitete die Flussande des Ticino auf Korngrößenverteilung, Leicht- und Schwermineralbestand. Von A. MÜLLER (1938) wurden die mechanischen und mineralogischen Eigenschaften der Saane-Sande untersucht. GEES (1965) beschreibt Korngrößenanalysen einiger Sande aus vier schweizerischen Flüssen (Aare, Reuss, Landquart und Ticino). Flussande im Südtessin wurden von HOFMANN (1966) auf Schwerminerale bearbeitet.

Im Zusammenhang mit geomorphologischen und glazialgeologischen Untersuchungen in Vorarlberg wurden von HAAGSMA (1958), DRIESEN-BUINING (1956) und BIK (1960) einige Flussande von Rhein, Ill, Frutz und Lutzbach und deren Zuflüssen, Alfenz und Litz auf ihren Schwermineralbestand untersucht.

Die Sande des Westalpenflusses Durance wurden von VAN ANDEL (1951) beschrieben.

Geographische Übersicht

Von allen Bodenseezuflüssen ist der Alpenrhein der wichtigste. Er entwässert einen grossen Teil der zentralen und nördlichen Alpen. Sein Einzugsgebiet ist 6123 km² gross. Die Schweiz, Österreich, Liechtenstein und Italien teilen sich den Einzugsbereich. Fig. 1 gibt einen Überblick des Gewässernetzes im Einzugsgebiet.

Topographisch lässt sich eine Gliederung in folgende Teilgebiete vornehmen:

- a) Gebiet des Vorderrheins bis zur Einmündung des Hinterrheins. Dieses Teilgebiet ist 1514 km² gross. Der Vorderrhein entspringt im zentralen Gotthardmassiv in 2345 m Höhe (Lai de Tuma). Seine Länge beträgt etwa 67,5 km. Die wichtigsten und langen südlichen Seitentäler sind von Ost nach West das Safiental (Rabiusa), das Lugnez (Glogn und Valserrhein), Val Sumvitg (Rein de Sumvitg) und Val Medel (Rein de Medel). Die nördlichen Seitentäler sind kurz und steil.

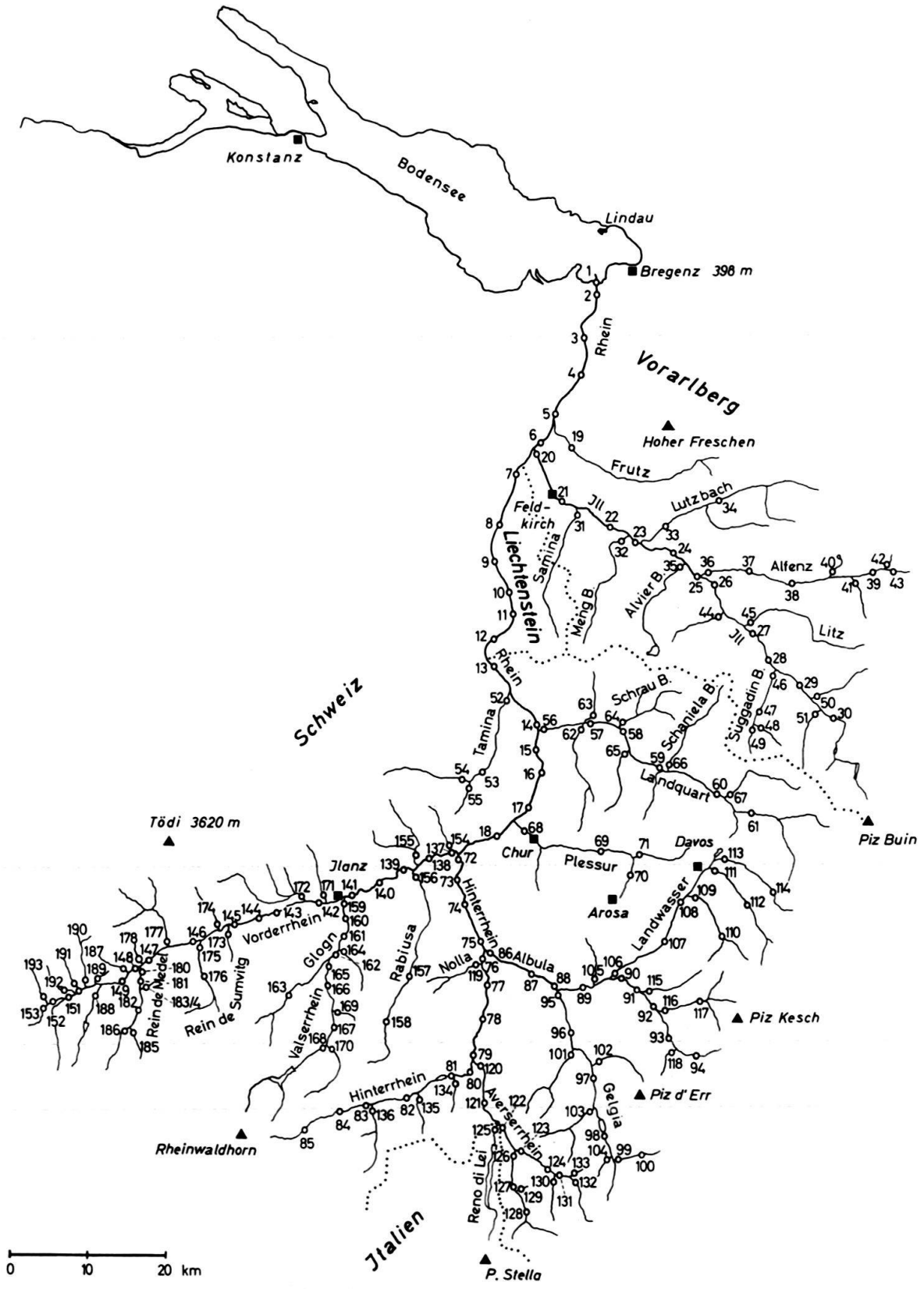


Fig. 1 Geographische Übersicht mit Probenentnahmestellen.

- b) Gebiet des Hinterrheins bis zur Einmündung in den Vorderrhein. Dieses Teilgebiet ist 1693 km² gross. Der Hinterrhein entspringt am Rheinwaldhorn im Adulamassiv in 2365 m Höhe (Zungenende des Paradiesgletschers). Die grossen Nebentäler sind das Avers (Averserrhein) und das Albulatal (Albula) mit den Seitentälern des Oberhalbsteins (Gelgia) und des Landwassers.
- c) Gebiet des Rheins vom Zusammenfluss von Vorder- und Hinterrhein bei Reichenau bis zur Mündung in den Bodensee. Dieses Teilgebiet ist 2916 km² gross. Der Rhein ist 91,2 km lang. Die grossen Seitentäler sind von Süd nach Nord das Schanfigg (Plessur), das Prättigau (Landquart), das Vättnertal (Tamina), das Tal der Ill in Vorarlberg und das Laternsertal (Frutz).

Im Süden und Südosten begrenzt die europäische Hauptwasserscheide das Einzugsgebiet. Nördlich und westlich des Vorderrheins verläuft eine Nebenwasserscheide gegen Reuss und Linth. Höchster Punkt des Einzugsgebietes ist der Tödi mit 3620 m Höhe, die Erosionsbasis, die Höhe des Obersees bei Mittelwasser, liegt bei 395 m. Die mittlere Höhe des Einzugsgebietes beträgt etwa 1800 m.

Seinem grossen Einzugsgebiet entsprechend bringt der Rhein riesige Sedimentmengen aus den verschiedenen Gebieten in den Obersee. Auf Grund der in regelmässigen Abständen vor dem Rheindelta erfolgenden Seegrundaufnahmen durch die österreichische Rheinbauleitung sind wir über die Auflandungen genau orientiert. Die mittleren jährlichen Auflandungen nach WAIBEL (1962) sind in Tabelle 1 zusammengefasst. Dabei handelt es sich jeweils um zehnjährige Mittelwerte. Aus den Angaben dieser Tabelle errechnet sich eine jährliche Sedimentfracht von 3033000 m³ als Mittelwert aus 30 Jahren. Vergleichsweise entspricht diese Menge einer täglichen Anlieferung von 16 Güterwagen mit jeweils 50 m³ Inhalt. Im wesentlichen wird Schlamm abgelagert, die jährliche Kiesfracht ist gering. WAIBEL gibt sie mit maximal 40000 m³ im normalen Abflussjahr an.

Tabelle 1. Mittlere jährliche Auflandungen im Rheindelta nach WAIBEL (1962). Die zweite Vertikal-kolonne enthält die je km² Einzugsgebiet abgetragene Menge.

1931–1941	3 428 000 m ³	559,9 m ³ /km ²
1941–1951	1 883 000 m ³	307,5 m ³ /km ²
1951–1961	3 787 000 m ³	618,5 m ³ /km ²

Wie die Zahlen für die mittleren jährlichen Auflandungen zeigen, sind von Jahrzehnt zu Jahrzehnt Schwankungen im Deltawachstum zu verzeichnen, die in ursächlichem Zusammenhang mit der Wasserführung des Rheins stehen.

Für den Zeitraum von 1931–1961 wurde aus Pegelmessungen eine mittlere Jahresabflussmenge von 7,03 Mia m³ ermittelt. Umgerechnet ergeben sich daraus 224 m³/sec. Der Anteil des Rheins am Gesamtzufluss in den Bodensee dürfte bei 70% liegen.

Aus Untersuchungen von WAIBEL (1962) über die Verteilung der Schlammfracht auf einzelne Wassermengenstufen geht hervor, dass der Rhein bei Wassermengen über 400 m³/sec rund 90% der Jahresschlammfracht führt. Eine Wasserführung von 400 m³/sec und mehr wird jährlich aber nur an 55 Tagen erreicht (1931–1961), so dass innerhalb dieser Zeit etwa 90% des Gesamtmaterials transportiert werden. Aussergewöhnliche Hochwasser wie das am 22./23. 8. 1954 führten 2500–2700 m³ Wasser in der Sekunde. Allein während dieses Hochwassers dürften etwa 2,6 Mio m³ Schlamm in den Bodensee gelangt sein.

Das Abflussverhalten des Rheins ist klimatisch bedingt. Niedrigwasser herrscht in den Wintermonaten bei schneebedecktem und gefrorenem Boden, Hochwasser im Juni und Juli als Folge der Schneeschmelze und sommerlicher Regen im Hochgebirge. Nähere Angaben zu Klima und Abfluss finden sich in den Jahrbüchern der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt in Zürich und des Eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft in Bern.

Zur Berechnung der Gesamtfracht des Rheinwassers muss dem festen Anteil (Schwebstoffe und Geschiebe) noch das im Wasser gelöste Material zugezählt werden. In einjährigen systematischen Untersuchungen wurde von G. MÜLLER (1965) die jährliche Ionenfracht des Rheins bei Lustenau bestimmt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2 zusammengefasst.

Tabelle 2 Ionenfracht des Rheins 1962/63 nach MÜLLER (1965).

Mittlere Wasserführung (m ³ /s)	186,8
Wasserführung im Berichtsjahr (Mio m ³)	5890
Mittlere HCO ₃ ⁻ -Führung (kg/s)	22,14
HCO ₃ ⁻ -Führung im Berichtsjahr (t)	698 207
Mittlere SO ₄ ⁻⁻ -Führung (kg/s)	9,32
SO ₄ ⁻⁻ -Führung im Berichtsjahr (t)	293 915
Mittlere Cl ⁻ -Führung (kg/s)	0,22
Cl ⁻ -Führung im Berichtsjahr (t)	6937
Mittlere Ca ⁺⁺ -Führung (kg/s)	7,89
Ca ⁺⁺ -Führung im Berichtsjahr (t)	248 819
Mittlere Mg ⁺⁺ -Führung (kg/s)	1,92
Mg ⁺⁺ -Führung im Berichtsjahr (t)	60 349
Mittlere Na ⁺ -Führung (kg/s)	0,31
Na ⁺ -Führung im Berichtsjahr (t)	9776

Geologisch-petrographischer Überblick

Im folgenden soll ein kurzer geologischer und petrographischer Überblick der Verhältnisse im Einzugsbereich des Rheins gegeben werden, soweit er im Rahmen dieser Arbeit erforderlich ist.

In einer umfangreichen Arbeit hat es JÄCKLI (1957) unternommen, die aktuogeologischen Vorgänge von Abtrag und Auffüllung im bündnerischen Rheingebiet quantitativ zu erfassen. Nach seinen Angaben wirken im Einzugsgebiet fluviatile Abtragsfaktoren am intensivsten, andere wie Gletscher- und Lawinentransport, Rutschungen, Blockströme, Steinschlag und äolischer Transport fallen nicht sehr ins Gewicht. Eine weitere Arbeit von JÄCKLI (1958) versucht, den Abtragsprozess im Rheingebiet auf

Grund der Vorlandsedimentation mathematisch zu erfassen. Danach soll in 3–4 Mio Jahren die mittlere Höhe auf die Hälfte reduziert worden sein.

Als Grundlage der folgenden Ausführungen dienten die zusammenfassenden Darstellungen von CADISCH (1953) und SCHAFFER (1951).

Die Alpen sind ein Deckengebirge. Der Gebirgskörper wird in überschobene Teile (Decken) und in autochthone Teile gegliedert. Zu den autochthonen Teilen gehören die herzynischen Zentralmassive Aar- und Gotthardmassiv. Zwischen beiden Massiven eingeschaltet liegt das kleine Tavetscher Zwischenmassiv. Zusammen bilden sie das alte präalpidische Skelett der Alpen, das durch sein Vorhandensein den tektonischen Aufbau der Alpen wesentlich mitbestimmt hat. Ihre Fortsetzung nach Westen finden die Zentralmassive im Montblanc-Massiv. Im Osten tauchen sie unter tektonisch höheren Einheiten ab. Die zentralen Massive werden im Norden von den helvetischen, im Süden von den penninischen Decken umgeben. Im Osten stehen höhere tektonische Einheiten, die ostalpinen Decken an.

Den tektonischen Einheiten entsprechen grosse voralpidische Sedimentationszonen. Durch die alpidische Orogenese wurden diese Geosynkinaltröge verfaltet und nach Norden abgeschoben.

Die normal-stratigraphische mesozoische Sedimentbedeckung der Zentralmassive wurde unter dem Druck der aus Süden anbrandenden penninischen Decken nach Norden abgeschoben und liegt heute in Form der helvetischen Decken und Schubmassen vor. Im Ablagerungsgebiet blieben nur die Wurzelzonen als massivscheidende Mulden übrig. Die Zentralmassive selbst wurden dem Deckenbau nicht eingegliedert.

Die Ablagerung der penninischen Geosynklinale wurden bei der Orogenese mit ihrer kristallinen Unterlage zusammen verfaltet und als ein Falten- oder Deckenbündel an das Gotthardmassiv heran-

Tabelle 3 Tektonische Gliederung.

		Teildecken, Sedimentzonen
oberostalpin	Jnntal - D.	
	Lechtal - D.	
	Allgäu - D.	
	Silvretta - D.	Tschirpen - D.
mittelostalpin	Ortler - Campo - D.	Aela-D., Aroser Dolomiten - D.
unterostalpin	Bernina - D.	Alv-, Sassalbo - Serien u.a.
	Err - D.	Carungas - D., Albula - Zone
hochpenninisch	Platta - D.	Aroser Schuppenzone (z.T.)
mittelpenninisch	Margna - D.	Falknis - Sulzfluh - D. (?) Schamser - D.
	Suretta - D.	
	Tambo - D.	Areue - Zone, Splügener - Z.
tiefpenninisch	Adula - D.	Misoxer Zone Fanella -, Zervreiler Lappen
	Soja - D.	Piz Terri - Serie
	Simano - D.	
	Lucomagno - D. u. Leventina - Masse	Lugnezer Schiefer

geschoben. Eine genaue Abgrenzung zwischen den penninischen Einheiten und den nächst höheren, den ostalpinen Decken ist kaum möglich, da stets Zwischenglieder vorhanden sind, denen auf Grund ihrer Gesteinsfolgen eine intermediäre Stellung zukommt.

Die ostalpinen Sedimentmassen wurden ebenfalls mit ihren kristallinen Kernen über tektonisch tiefere Einheiten hinweg nach Norden verfrachtet.

Tabelle 3 gibt einen Überblick der im Einzugsbereich wichtigen tektonischen Einheiten.

Im folgenden soll eine kurze Beschreibung der Gesteinsserien der oben genannten tektonischen Einheiten erfolgen. Diese Gesteine stellen das Ausgangsmaterial für die rezenten Sedimente im Einzugsbereich dar. Sie sind bestimmend für den qualitativen und quantitativen Mineralbestand der Ablagerungen. Jeder Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit im Liefergebiet führt zu einer Bestandsänderung im Sediment. Von Bedeutung ist auch die unterschiedliche Erosionsresistenz verschiedener Gesteine (JÄCKLI, 1957).

Die weitgehende Bedingtheit von Orogenese und Sedimentation hat zur Folge, dass die grossen tektonischen Einheiten der Alpen zugleich stratigraphische Einheiten, d. h. Faziesbezirke darstellen. Sie unterscheiden sich in ihren Gesteinsfolgen charakteristisch voneinander.

Die helvetische Fazies der mesozoischen Sedimentation (Perm – Alttertiär) ist vorwiegend durch eine reiche Gliederung von Jura und Kreide gekennzeichnet. Die Ablagerungen bestehen aus wechselnden Folgen von grob- und feinklastischem Material mit kalkigen Zwischenschichten. Die alpidische Metamorphose führte zu einer Verfestigung von Sandsteinen und Kalken und zur Verschieferung mergelig-toniger Gesteine, eigentlich metamorphe Gesteine sind selten und auf das südliche Helvetikum beschränkt.

Die penninische Fazies der mesozoischen Sedimentation ist hauptsächlich durch die eintönigen Bündnerschiefer gekennzeichnet. Diese setzen sich aus wechselnden Folgen meist epimetamorpher Tonschiefer, Kalkschiefer und Quarzite zusammen mit allen Übergängen dieser Gesteine zu Sandsteinen und Sandkalken. Dabei ist eine Zunahme des Metamorphosegrades von den hoch- zu den tiefpenninischen Sedimentserien zu beobachten. Begleitgesteine der Bündnerschiefer sind die mesozoischen Ophiolithe, basische bis ultrabasische Eruptivgesteine, die heute grösstenteils metamorph vorliegen. Die dislokationsmetamorphen Ophiolithe der tief- und mittelpenninischen Decken sind als Grünschiefer, Prasinite, Amphibolite und Serpentine ausgebildet. Unter den hochpenninischen Ophiolithen treten auch weniger metamorphe Gesteine wie Gabbros und Diabase auf. Die Schichtfolgen der hochpenninischen Decken zeigen Anklänge an die ostalpine Fazies, sie bilden den Übergang von penninischer zu ostalpiner Fazies.

Die ostalpine Fazies der mesozoischen Sedimentation unterscheidet sich von den vorwiegend klastischen und kalkigen Folgen des helvetischen und des penninischen Raumes durch starkes Vorherrschen triasisch-dolomitischer Ablagerungen, wie sie für die mediterrane Fazies typisch sind. Die unterostalpinen Sedimentfolgen zeigen noch gewisse Anklänge an die penninische Fazies. Die unterostalpine Trias zeigt gegenüber der mittel- und oberostalpinen eine reduzierte Entwicklung. In den oberostalpinen Decken ist die alpidische Metamorphose recht geringfügig, für die Sedimente gilt ähnliches Verhalten wie in der helvetischen Zone. In den unterostalpinen Decken ist die metamorphe Beeinflussung stärker.

Zum Abschluss dieses Abschnitts sollen kurz die kristallinen Gesteinsserien der penninischen und der ostalpinen Decken sowie der Zentralmassive erwähnt werden.

Alle penninischen Decken enthalten einen Granitgneiskern, der von einer polymetamorph vergneisten älteren Hülle sedimentogenen Ursprungs umgeben ist. Letztere enthält vielfach Amphibolite.

Die unterostalpinen Decken werden im Kern von Graniten und Dioriten aufgebaut. Der altmetamorphe Rahmen setzt sich aus Para- und Orthogneisen mit eingelagerten Amphiboliten zusammen. Das Kristallin der oberostalpinen Silvrettaschubmasse enthält keine wenig oder nicht metamorphe Eruptiva. Die jüngsten Bildungen sind Orthogneise, wesentlich älter sind Ortho- und Paraamphibolite, die im Silvrettakristallin in aussergewöhnlicher Menge auftreten. Weit verbreitet sind Mischgneise und hochmetamorphe Paragneise.

Die Zentralmassive sind polyorogene prätriasische Gesteinskörper. Gotthard- und Aarmassiv weisen beide eine ähnliche zonare Gliederung im Bau auf. Das östliche Gotthardmassiv gliedert sich in zwei Komplexe. Der ältere Komplex besteht aus Para- und Orthogneisen, darin liegen diskordant die jüngeren Eruptivgesteinsstöcke, die als herzynische Granit- bis Granodioritstöcke beschrieben werden. Das südöstliche Aarmassiv setzt sich zusammen aus Granitgneisen sowie kristallinen Schiefern und Gneisen sedimentogenen Ursprungs. Darin liegen diskordant die jüngeren herzynischen Intrusivstöcke in Form paralleler Granitbatholiten. Innerhalb und am Rand des Aargranits treten ältere Magmatite auf, die basischer sind als der Hauptgranit (Syenite, Monzonite und Diorite). Innerhalb der Zentralmassive lässt sich eine starke Zunahme des Metamorphosegrades von Nord nach Süd beobachten. Im Aarmassiv ist die alpidi-Überprägung noch geringfügig, und zwar von epizonalem Charakter, während sie im Gotthardmassiv, besonders am Südrand, schon mesozonal und ausgeprägt konstruktiv ist.

Probenahme

Die in dieser Arbeit untersuchten Proben aus dem Einzugsbereich des Alpenrheins wurden auf zwei Fahrten im August und Oktober 1964 aufgesammelt. In unregelmässigen Abständen, bedingt durch die örtlichen Geländebeziehungen, wurden an 193 Punkten insgesamt 226 Proben im ganzen Flusssystem entnommen. In Fig. 1 sind alle Probenstellen eingezeichnet.

Bei der Probenahme wurde darauf geachtet, dass nur jüngst sedimentierte Flussbettsande aufgesammelt wurden. Die entnommenen Proben sind ausschliesslich Durchschnittsproben.

GRANULOMETRIE

Methodik

Die Bestimmung der Korngrössenverteilung der einzelnen Proben erfolgte in einem Siebsatz nach DIN 4188. Verwendung fand hierbei eine elektrische Laborsiebmaschine EML der Firma Haver u. Boeker, Oelde/Westf., die nach dem Prinzip der Wurfsiebung arbeitet.