

Zeitschrift:	Mitteilungen der aargauischen Naturforschenden Gesellschaft
Herausgeber:	Aargauische Naturforschende Gesellschaft
Band:	26 (1961)
Artikel:	Über Abtrag und Aufschüttung im Juragehänge von Schinznach : eine vorläufige Mitteilung zum Andenken an Prof. Dr. Adolf Hartmann
Autor:	Gerber, Eduard
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-172469

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 14.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

ÜBER ABTRAG UND AUFSCHÜTTUNG IM JURAGEHÄNGE VON SCHINZNACH

*Eine vorläufige Mitteilung zum Andenken an Prof. Dr. Adolf Hartmann
von Eduard Gerber*

Zur Zeit, als der junge ADOLF HARTMANN, im Dorf als Spanner-Dolf bekannt, durch die Wälder seiner Heimatgemeinde streifte, gab es kaum einen Fahrweg, wie ihn die heutigen Langholzlastwagen beanspruchen, wohl aber eine Vielzahl steil im Hang verlaufender und oft als Hohlgassen eingetiefter Schlittwege. Als dann ADOLF HARTMANN bei FRITZ MÜHLBERG in die Schule ging, erzählte ihm dieser, wie außerordentlich kompliziert die Geologie der Überschiebungszone des Faltenjuras auf den Tafeljura im Gebiet von Schinznach sei. Die wenigen Aufschlüsse, die damals bestanden, vermittelten auch diesem erfahrenen Jurageologen ein so wirres Bild aufeinandergeschobener Schuppen, daß das Blatt Veltheim der damaligen Siegfried-Karte von MÜHLBERG trotz vieler Begehungen nie publiziert wurde. Auch ALFRED AMSLER, ein Schinznacher wie HARTMANN, aber als Wirtssohn auf dem Stalden, Bözberg, aufgewachsen, der kistenweise Belegstücke sammelte und das Gebiet wie wohl kein zweiter kannte, hat zwar das Tunnelprofil von MOESCH wesentlich verbessert und über die Linnbergschuppe geschrieben¹, aber nie eine Karte herausgegeben. Die Untersuchungen von F. DENZLER wurden in einer geologischen Diplomarbeit der ETH vorgelegt, jedoch die Vollendung als Doktorarbeit und Publikation wurde nicht in Angriff genommen. Hingegen hat S. MOSER³ in einer Basler Dissertation die Morphologie dieses Juraabschnittes behandelt, aber doch mehr am Rande, da Quartärprobleme des Mittellandes im Vordergrund standen.

Die geologische Geschichte der Gegend hat Professor HARTMANN auf mancher Exkursion in seiner begeisternden Art oftmals vorgetragen. Viele seiner Publikationen in den *Mitteilungen der Aargauischen Naturforschenden Gesellschaft* beziehen sich auf seine Heimatgemeinde, auf die Warmbachquelle und die gipsreiche Mineralquelle, auf die Thermalquelle von Bad Schinznach, die ja einmal im heimatlichen Bann lag und erst durch einen Laufwechsel

der Aare auf das Gebiet der Gemeinde Birrenlauf, dem heutigen Schinznach-Bad, geriet.

HARTMANN war der erste, der auf die unerschöpflichen Lager von Opalinuston als Rohmaterial für Ziegeleien aufmerksam machte. Die geplante Ziegelei in der Nähe der Station Schinznach wurde zwar nicht gebaut, wohl aber wird seit dreißig Jahren Opalinuston abgebaut und nach Zürich transportiert. Von den Rutschungen, die dadurch ausgelöst wurden, wird noch die Rede sein.

In der populären *Erdgeschichtliche Landeskunde des Aargaus* von A. HARTMANN² steht: «Die Flüsse unseres Landes sind älter als die Berge, älter als Alpen und Jura.» Da ja kein Mensch die über Millionen von Jahren vor sich gehende Gebirgsbildung und Abtragung miterlebt hat, sind wir bei diesen Vorstellungen auf Indizien angewiesen – «wie in einem Kriminalroman ohne Augenzeugen» (NIGGLI, 1951).⁴ Die Indizien müssen wir aus den heutigen Formen und Vorgängen herauslesen.

Beginnen wir zunächst mit dem Faltenbau, dann sehen wir von der Aare bei Auenstein die Schichten ansteigen bis zum Grat der Gisliflue, der ersten Antiklinale, die aber keinen schönen Sattel bildet, wie im Westjura, sondern zerrissen, und der nächsten Synklinale, der Mulde des Schenkenbergertales aufgeschoben ist. Der Südschenkel dieser breiten Mulde ist nach Norden überkippt, so daß die Schichten nahezu gleich einfallen wie beim Gislifluegrat. Der Nordschenkel der Mulde steigt zum Chalmgrat an und bildet hier wieder eine zerrissene Antiklinale, die der zweiten Synklinale aufgeschoben ist, in der der Schinznacher Rebberg liegt. Die zweite Synklinale ist gegenüber der ersten hochgeschoben, schon schuppenähnlich. Ihr Nordschenkel bildet zwei Gratformen, die des Grundes im Hauptrogenstein und die dem Linnberg vorgelagerte und diesem aufgeschobene Gratform der Bözenegg im Muschelkalk.

Diese Überschiebung, an der letztmalig Muschelkalk beteiligt ist, bildet geologisch die Grenzlinie zwischen Kettenjura und Tafeljura. Darauf folgt die hochgepreßte und synkinal gebaute Schuppe des Linnberges, die wiederum den nach Norden überkippten Schichten des Tafeljuras aufliegt.

Von Süden nach Norden werden die Synkinalen enger und höher gehoben. Auch die Schichten der Südschenkel fallen nach Süden ein, so daß der ganze Bau isoklinal ist. Die Südhänge sind Schicht-

flächenhänge, die Nordhänge Schichtkopfhänge. Die auf den Tafeljura aufgeschobenen Kalke der Muschelkalkstufe sind in Schuppen und Schollen zerbrochen, so daß der Südhang des Linnberges nicht so einheitliche Schichtflächen aufweist wie der der Gisliflue, des Chalmes und Grundes.

Die Jurafaltung und die Hebung des Gebirges werden als endogene Vorgänge zusammengefaßt. Ihre Aufklärung ist eine Aufgabe der Geologie. Ohne endogene Vorgänge wäre keine Höhendifferenz vorhanden. Aber die Juraformen sind nicht allein das Resultat der Faltung und Hebung – «die Flüsse unseres Landes sind älter als die Berge ...» Gleichzeitig mit der Hebung wirkten auf die Oberfläche Verwitterung und Abtrag an der einen Stelle, Aufschüttung an der andern, Vorgänge, die als exogen bezeichnet werden. Aus dem Zusammenwirken endogener und exogener Vorgänge entstanden die heutigen Oberflächenformen. Aus ihnen die Einwirkung der exogenen Vorgänge abzulesen, ist die Aufgabe des Morphologen.

Die Einwirkung der exogenen Vorgänge ist vor allem vom Material abhängig, das in unserem Gebiet sehr verschiedener Art ist.

Wir unterscheiden zunächst *Felsgesteine* und *Oberflächenschutt*. Zu den Felsgesteinen werden alle jene Gesteine gerechnet, die die Jurafaltung mitgemacht haben oder zum mindestens so alt sind wie diese und noch unverwittert an Ort und Stelle anstehen. Zum Oberflächenschutt gehört, was jünger ist als die Jurafaltung und entweder durch Verwitterung und Umlagerung von Juragesteinen entstand oder von weither hierher verfrachtet wurde. Es sind dies die quartären und alluvialen Bildungen.

Weiter unterscheiden wir zwischen *Festgesteinen*, z. B. kompaktem Kalkstein oder Sandstein und Nagelfluh mit fest verbundenen Einzelkörnern, und *Lockergesteinen* mit loser Einzelkornstruktur. Die Lockergesteine lassen sich wieder unterteilen in *kohäsionslose*, wie ganz trockene Sande oder Kiese, und *bindige Lockergesteine*, wie Tone und Mergel. Jedes dieser Materialien verhält sich typisch gegenüber Verwitterung und Abtrag. An einigen Beispielen aus unserem Gebiet soll dies dargelegt werden.

Beginnen wir mit den *Felsgesteinen des Juras*. Da ist als erstes hervorzuheben, daß Felsgestein und Festgestein nicht identisch sind. Der Jura zeichnet sich aus durch die Wechsellagerung von Festgesteinen, Kalksteinen, Kalkmergeln, Gips, Sandsteinen einerseits

und Lockergesteinen, Mergeln und Tonen andererseits. Nur sind die Lockergesteine durch die großen darauflastenden Massen sehr stark zusammengedrückt, sie sind *vorverdichtet* und kohärent geworden.

So ist der *Opalinuston*, der hier als Beispiel für ein stark bindiges Lockergestein unter den Felsgesteinen gewählt sei, durch die Auflast der Gesteine des übrigen Doggers, des Malms, des Tertiärs und des Quartärs durch Millionen von Jahren so stark verändert worden, daß er am frischen Aufschluß wie ein verfestigter Schiefer der Alpen aussieht. Er ist sehr gut geschichtet, und die im Ton vorhandenen Glimmerschüppchen sind eingeregelt. Im bergfeuchten Zustand kann er gebohrt und gesprengt werden, wobei das Material erstens einmal den Schichtflächen, dann entlang von Kluftissen, die senkrecht dazu stehen, so reißt, daß quaderförmige Platten von einigen Quadratdezimetern Schichtfläche und einigen Zentimetern Dicke, aber auch große Quader von über einem halben Kubikmeter entstehen. Der geschichtete Opalinuston zeigt also gegenüber Zug- und Druckspannungen ein ausgesprochen anisotropes Verhalten. Schicht und Kluftflächen spielen bei Rutschen als Gleitflächen. Sie ermöglichen auch das Eindringen von Wasser, denn in diesem sonst praktisch wasserundurchlässigen Material können Vernässungsstellen, ja sogar kleine Quellen beobachtet werden.

Opalinuston ist aber nur selten, etwa in einem frischen Anriß eines Rutsches oder im Bord eines Bachbettes, aufgeschlossen. Denn der Opalinuston nimmt bei Regenwetter oberflächlich Wasser auf und quillt, bei trockenem Wetter wird er umgekehrt rasch rissig und springt in kleinen Polygonen von 1 bis 2 cm Durchmesser oder dann in stengeliger Form von einigen Zentimetern Länge. Beim mehrmaligen Wasseraufnehmen und Wiederaustrocknen bleiben noch lange kleine Schieferblättchen von wenigen Millimetern Dicke erhalten. Beim Gefrieren reißen die Blöcke hauptsächlich den Schichtflächen entlang. Durch das Aufquellen, Austrocknen, Gefrieren und Wiederauffrieren verwittert der Opalinuston sehr rasch. Noch im geschichteten Zustand entstehen auf den Schicht- und Kluftissen plastisch-schmierige Häute, die Rutschbewegungen erleichtern. Die Verwitterung ist vor allem eine physikalische, eine Zustandsveränderung, wenn auch oberflächlich eine chemische Verwitterung dazukommt, wodurch der grauschwarze Schiefer eine ockergelbe bis braune Farbe bekommt.

So ist das Felsgestein Opalinuston überall von einer Verwitterungsschicht von einigen Metern Tiefe bedeckt, von der wir nicht sicher wissen, wieviel an Ort und Stelle gebildet wurde, wieviel wegtransportiert oder aus höhern Lagen zugeführt wurde. Durch die Verwitterung wird die schiefrige Struktur zerstört. Dem umgewandelten Material fehlen die günstigen Eigenschaften der Vorverdichtung. Das verwitterte Lockergestein ist gegenüber Druck- und Zugspannungen isotrop geworden. Je nach Wassergehalt kann es in vier Zustandsformen auftreten: Es kann einen breiartigen, fließfähigen Zustand annehmen; es kann bildsam, knetbar, plastisch sein; es kann halbfest auftreten oder endlich bei ganz geringem Wassergehalt fest sein. Diese Zustandsformen sind mit Volumveränderungen verknüpft, und jede zeigt ein besonderes Verhalten gegenüber Abtrag und Wiederaufschüttung.

Für bindige Lockergesteine kann keine einzig vom Material abhängige Maximalböschung angegeben werden, wie bei kohäsionslosem, trockenem oder völlig mit Wasser durchtränktem Sand oder wie beim Böschungswinkel von Felsschutthalden. Für die Standfestigkeit ist nicht nur der Wassergehalt, sondern auch die Höhe der Böschung maßgebend. Als Felsgestein ist Opalinuston sehr standfest im Schichtkopfhang, d. h. wenn die Schichten bergwärts eingefallen. Er kann dann in senkrechten Wänden von einigen Metern abgebaut werden. Auch natürliche Bachbölder und Abrißwände sind dann standfest. Im Abrißgebiet eines Rutsches, von dem noch die Rede sein wird, kann seit einigen Jahren ein Wändchen von über 2 m beobachtet werden, das nur oberflächlich immer wieder abbröckelt und so zurückwittert. Im Schichtflächenhang neigt Opalinuston, wenn die Schichtflächen unterschnitten werden, zu Rutschen, da die Schichtflächen als Gleitflächen dienen.

Auch im ungewandelten, nicht mehr geschichteten Material sind senkrechte Anrisse sehr wohl möglich, aber nur bis zu einer Höhe von einigen Metern und bei geringem Wassergehalt. Bei zunehmendem Wassergehalt neigen aber alle Hänge im Opalinuston zu Rutschungen. Es können nach den Beobachtungen in unserem Gebiet verschiedene Typen unterschieden werden. Einmal Rutschungen im Wiesland, bei denen nur die Grasnarbe gleitet. Unter dieser entsteht bei großen Niederschlägen eine schmierige Schicht, die als Gleitfläche dienen kann. Diese Abrisse, die an Geländekanten beginnen,

sind meist nur wenige Meter breit. Die Grasnarbe wird tuchartig und Wülste bildend zusammengestaucht, oft ohne den Zusammenhang zu verlieren. Ist die Gehängeneigung groß genug, so werden, ähnlich wie bei einer Schneebrettawine, die abgleitenden Grasnarbenstücke am Gehängefuß über einen Stauchwall gestoßen und der tieferliegenden Grasfläche aufgeschoben. In Grashängen können oft ganze Scharen von solchen Wulstbildungen beobachtet werden, wobei offene Stellen erstaunlich rasch wieder vernarben. Im Trockenjahr 1947 entstanden in den Opalinustonwiesen bis metertiefe Trockenrisse, die bei den folgenden Niederschlägen das Regenwasser tief eindringen ließen.

Auch im Wald sind solche Kleinrutsche zu beobachten. Bei starken Stürmen wird vermutlich durch die hin- und herschwankenden Bäume der plastische Boden gelockert und das Eindringen von Regenwasser gefördert. In dem auf Opalinuston stockenden Wald an der Nordseite des Grundes ist, wie auch der Förster bestätigte, kaum ein Baum ganz gerade gewachsen, und die Bodenoberfläche bildet Buckel und Wülste.

Vermag örtlich viel Wasser in den Boden einzudringen, so kann der Ton breiartig werden. Beim Abbau des Opalinustons bei der Station Schinznach-Dorf wurde eine solche Zone angeschnitten. Große Massen von fließfähigem Material flossen aus und breiteten sich im Flachboden der Abbaustelle kuchenartig aus. Der Brei bildete am Rand eine ausgesprochene Stirne und erhielt beim langsamen Fließen durch oberflächliches Austrocknen eine mehr oder weniger tragfähige Haut. Da das Ausfließen in mehreren Schüben vor sich ging, zeigt die Ablagerung mehrere Übergüsse.

Im Wald oberhalb der Station gegen die Buchmatt hin hat der Waldwegebau im Nordhang seit langem Schwierigkeiten bereitet. Immer wieder sind einzelne Wegpartien abgesunken. Bei einer Neu-anlage ums Jahr 1910 wurde nach den Angaben eines ältern Mannes an einer Stelle «ein Hügel» angeschnitten, offenbar die Ablagerung eines älteren Rutsches. Professor HARTMANN, der zufällig an diese Stelle kam, prophezeite dem Förster Schwierigkeiten. Und wirklich zeigten sich nach kaum zehn Jahren die ersten Rutscherscheinungen. 1924 wurde durch lange und dicke Pfähle versucht, den Weg «anzunageln». Kleine Rutsche ließen sich aber doch nicht vermeiden. In diesem alten Rutschgebiet fand nun im Winter 1958 ein

großer Rutsch statt, durch den eine Waldpartie von etwa 30 a zerstört wurde. Im Winter 1959/60 wurde dann die ganze Fläche kahlgeschlagen, um das geworfene Holz noch nutzen zu können. Seit April 1960 habe ich das Gebiet in Abständen von vierzehn Tagen besucht und eine Punktreihe immer wieder neu eingemessen. Über die Untersuchungen, an denen auch cand. geol. RUD. HÄNNY beteiligt ist, soll später in einer selbständigen Arbeit berichtet werden, hier sollen nur einige vorläufige Ergebnisse besprochen werden.

Das Rutschgebiet hat eine Länge von rund 200 m mit einer Höhendifferenz von 75 m und reicht aus einem Steilhang bis in das Tobel des Längibaches. Die Breite schwankt zwischen 15 und 30 m. Das Rutschgebiet ist seitlich scharf begrenzt. Der Abriß erfolgte an der oberen Kante eines Steilhanges von 35° Neigung, der oben in eine Verflachung von 15° übergeht. Im untern Rutschgebiet schwankt die Neigung zwischen 8 und 30° . Der Rutsch ist mehrfach getreppelt und zeigt zuoberst das Abrißwändchen im geschichteten Opalinuston, hinter dem sich neue Zugrisse gebildet haben, und seitlich von ihm eine Scholle, die, durch Zugrisse gelöst, aber durch straff gespannte Baumwurzeln noch gehalten, schon eine kleine Setzung zeigt. Unter dem Abriß im Steilstück des Rutsches befinden sich abgesunkene Schollen, die offenbar auf schalenförmiger Rutschfläche abglitten, da sie treppenförmige Absätze bilden. Aus dieser Steilstrecke fließt neben und unter den Schollen breiartiges Material aus, bei Niederschlägen mit Schlammwasserrinnsalen und durchsetzt von kleinen, noch geschichteten Opalinustontrümmern. Dieses fließfähige Material breitet sich in einem Zwischenabsatz, der breitesten Stelle des Rutsches, kuchenartig aus. Durch die Auflast von oben zeigt dieser Zwischenabsatz Druckquerwülste, an seiner Stirne aber wieder Zugrisse. Staffelförmig gleiten von dieser Schollen nieder, nun aber aus vorwiegend ungeschichtetem Material. Wieder folgt eine Zone, wo fließfähiges Material sich anhäuft und Druckwülste gebildet werden, und endlich folgt, wieder mit ZugrisSEN beginnend, ein staffelförmiges Absinken in den Bachtobel, wobei durch die Verengung seitliche Längswülste entstanden. Der wechselvollen Oberfläche entsprechen unterschiedliche Gleitgeschwindigkeiten. Im beobachteten Jahr zeigten einzelne Schollen Bewegungen bis zu 26 m, mitten im Rutschen in Flachstrecken betrug sie nur 5 bis 6 m. Die Stirne im Tobel, vom Bach immer wieder erodiert, hat sich 4 m

vorwärtsbewegt. Die Intensität der Bewegung schwankt mit den Niederschlägen. Zeiten der fast vollständigen Ruhe in niederschlagsarmen Perioden wechseln mit solchen ruckartig-rascher Bewegungen. Seitlich sind scharf ausgebildete Rutschflächen zu sehen. Die Zugspalten oberhalb des Rutsches deuten auf weitere Abrisse hin. Der Vorgang pflanzt sich also hangaufwärts weiter fort. Im ganzen Hang links und rechts vom Rutsch lassen sich Spuren heute vernarbter Rutschungen erkennen.

Opalinuston kann als besonders charakteristisches Felsgestein mit Lockergesteineigenschaften betrachtet werden, weshalb wir ihn auch etwas ausführlicher besprochen haben. Gesteine mit ähnlichem Verhalten weisen jedoch zahlreiche andere der in Schinznach aufgeschlossenen Formationen auf, so tertiäre Mergel, graue, schiefrige Effingermergel, Mergel der Birmensdorfer Schichten, Schiefermergel und Insektenmergel des Lias, Keupermergel in allen Farben, Mergel des Muschelkalkes. Alle diese Felsgesteine sind Lockergesteine, die zwar durch die großen Auflasten der höhern Schichten stark gepreßt und verdichtet wurden, an der Oberfläche aber sehr rasch und mehr oder weniger tiefgründig verwittern und dadurch andere Festigkeitseigenschaften annehmen.

Den Lockergesteinen stehen die Festgesteine gegenüber, im Jura vorwiegend Kalke, untergeordnet auch Dolomit, Sandstein und Gips.

Kalke kommen in jeder Formation vor. Sie sind so druckfest, daß senkrechte Felswände größter Höhe möglich sind. Wenn also ein Gewässer sich in Kalk einschneidet, so können standfeste senkrechte Felswände, ja sogar Überhänge entstehen. Die Aare hat im Wallbach vor dem Kraftwerkbau Malmkalke angeschnitten. Im Flußbett bildeten sie eine Schwelle, so daß eine Stromschnelle, ein Laufen, entstand. Im Ufer war ein Felswändchen von einigen Metern Höhe mit Kolken sichtbar. Auch im Balmhübel kann ein von der Aare gebildetes und unterspültes Wändchen gesehen werden. Im Dorf hat der Talbach durch Unterschneiden im Muschelkalk der Fältschen ein kleines Felswändchen freigelegt. Alle diese von einem Gewässer direkt geschaffenen Felswändchen und Felspartien sind von untergeordneter Bedeutung.

Die Felspartien der Jurahöhen sind in ihrer heutigen Form nicht durch fluviale Erosion, sondern durch Verwitterung und Nach-

stürzen entstanden. Die Verwitterung der Festgesteine unterscheidet sich wesentlich von der der Lockergesteine. Kalksteine sind zwar wasserlöslich, aber als Gestein praktisch wasserundurchlässig. Sie enthalten zwar etwas Porenwasser, aber sie können nicht quellen und schwinden und werden durch Druck nur ganz unbedeutend verdichtet. Risse können durch Druck nicht geschlossen werden. Nur Kalkausscheidungen heilen sie wieder aus.

Die Kalkschichten der Gegend sind durch sehr häufige Wechsellagerung massiger Kalkbänke von oft nur wenigen Dezimetern bis wenigen Metern Mächtigkeit und oft ganz dünnen Mergel- und Tonlagen gekennzeichnet. Ferner ist durch die tektonische Beanspruchung der Kalk von Klüften durchzogen, die Wasser zirkulieren lassen. Im ganzen Gebiet können zwar Bruchsteine für Trockenmauern, aber keine Bausteine hoher Qualität gewonnen werden. Der Muschelkalk, der in verschiedenen Steinbrüchen ausgebeutet wurde, hat sich als sehr frostempfindlich erwiesen, wobei Tonhäute sich als besonders gefährlich zeigten.

Die Verwitterung von Kalk ist einmal Lösung. Durch das abfließende Wasser werden Jahr für Jahr beträchtliche Mengen fortgeführt. Zur Lösung tritt, besonders im unbedeckten Fels, die Frostspaltung, vor allem im Wald auch die Wurzelspaltung. Die Verwitterung ist nicht nur vom Material und Klima abhängig, sondern weitgehend auch von Schichtverlauf und Gehängeneigung.

Nackter Fels tritt nur da zutage, wo die Gehängeneigung 30° übersteigt. Das ist in unserem Gebiet vor allem in den *Schichtkopfhängen* der Fall. So bildet der Muschelkalk, als Felsrippe vom «Bären» im Oberdorf über die Wanne steil ansteigend im Chalmgrat vom Fels durchzogene Schichtkopfabbrüche, allerdings maximal kaum 4 m hoch. Der Rogenstein, der als Rippe vom Römerhof ansteigt, bildet auf der Nordseite des Grundes einen felsdurchsetzten Steilhang. Zu eigentlichen Felswänden, wie etwa bei der Gisli-flue, kommt es nicht. Auch der Nordhang des Linnberges weist nur unbedeutende Felsbänder auf. Im Schichtkopfhang werden die weichen Zwischenschichten herausgelöst, so daß besonders im Rogenstein ein Zerfall in einzelne Platten stattfindet. Gleiten im Hang unter dem Kalk die Lockergesteinsschichten weg, so senken sich die Kalkschichten oft im Schichtverband mit. So kann in einer neuen Weganlage, die den Chalmgrat quert, sehr schönes Hakenwerfen

als Nachsinkbewegung beobachtet werden. Einzelne Blöcke lösen sich dabei aus dem Verband und gleiten, in lehmige Grundmasse eingebettet, hangabwärts. Machen die Kalkschichten die Absenk- bewegung nicht mit, so werden sie überhängend, bis ihre Festigkeits- grenze erreicht ist und sie meistens entlang alter Klüfte abreißen und als mehr oder weniger ausgedehnte Felsstürze niederbrechen. So können unter allen Schichtkopffelswänden Felssturzblöcke oder sogar kleine Bergsturzblockfelder beobachtet werden, alte sowohl wie ganz rezente.

Auf dem *Schichtflächenhang* sind nackte Felspartien selten. Trotzdem sind Schuttbildung und Abtrag auf diesen Südhängen beträchtlich. Weganschnitte zeigen immer wieder, daß der Muschelkalk gegen Unterschneiden der Schichtflächen sehr empfindlich ist. Auf den Mergelzwischenlagen kommen früher oder später ganze Schicht- pakete zum Abrutschen. Im allgemeinen ist der Schichtflächenhang im Muschelkalk je nach der Gehängeneigung von einer mehr oder weniger tiefgründigen, sandig-lehmigen aschgrauen Grundmasse mit eingelagerten Blöcken überzogen. Gegen die Oberfläche zu folgt oft eine Schicht lockerer Gesteinstrümmer, von Kalkflaum überzogen, der ein schwarzer, fast völlig entkalkter stark humoser Boden auf- lagert. Der Schichtflächenhang im Hauptrogenstein ist nirgends so steil wie im Schenkenbergertal, wo auch die Schichten viel steiler einfallen und wo sie die schöne Plattenschußfelswand bilden, auf der das Schloß Kasteln steht und gegen die Staffelegg die Felswände mit den großen Schutthalden zu sehen sind. Das Schichtfallen übersteigt 20° um wenig, und die Hangneigung ist geringer als das Schichtfallen und sinkt hangabwärts auf weniger als 15° ab. Ober- flächlich sind hangparallel eingeregelte plattige Trümmer in eine roterdige Grundmasse eingelagert. In verschiedenen Weganschnitten und kleinen Steinbrüchen für den Waldwegbau wird eine bis rund 2 m tief reichende Verwitterung, eine Aufblätterung des kompakten Schichtbaues, sichtbar. Stellenweise zeigt sich, daß die plattigen Gesteinstrümmer aus dem Verband mit 20° Schichtfallen um nahe- zu 180° zunächst aufgestellt und dann in die Hangneigung um- gekippt wurden, daß also ein Hakenschlagen im schönsten Sinn des Wortes vorliegt. Dieses Hakenschlagen ist kaum ein rezenter Vor- gang. Er ist eher als Periglazialerscheinung anzusprechen und kann als Indiz für starken Abtrag in Kaltzeiten gedeutet werden.

Den Felsgesteinen steht der *Oberflächenschutt* gegenüber. Es sind dies einerseits die *Verwitterungsprodukte der Felsgesteine des Juras*, dann die von weit her stammenden und hier abgelagerten glazialen, fluvioglazialen und fluvialen Ablagerungen, die wir als *fremde Einlagerungen* oder *Fremdschutt* bezeichnen können.

Von der Entstehung der *Verwitterungsprodukte des Juras* war soeben die Rede. Es sei in Erinnerung gerufen, daß unverwittertes Felsgestein nur an ganz wenigen Stellen direkt sichtbar ist, den seltenen Aufschlüssen der Geologen, daß also der Grotteil der Oberfläche von einem Mantel von mehr oder weniger tiefgründigem Oberflächenschutt bedeckt ist. Die äußerste Schicht dieses Mantels unterliegt als Grenzschicht ganz besondern Bedingungen und trägt im gegenwärtigen Klima Vegetation. Es ist der *Boden* im engen Sinn des Wortes, ein lockeres und poröses System von Verwitterungsmaterial, oberflächlich eingeschwemmten feinen Bestandteilen, Staubablagerungen und Pflanzenstoffen, wasser- und lufthaltig, durchsetzt von Wurzelwerk, durchwühlt von Kleintieren, mit reicher Mikroflora und Mikrofauna. Der Boden bildet meist eine gegen das rein anorganisch verwitterte Muttergestein recht scharf abgesetzte Schicht von brauner, rötlicher, grauer oder fast schwarzer Farbe. Er vermag in hohem Maß Wasser zu speichern. Die Vegetation, die darauf und darin siedelt, gibt dieser Schicht durch das verfilzte Wurzelgeflecht einen sehr guten Zusammenhang. Wo dieser durch Beackerung zerstört wird, können bei großen Niederschlägen in Hängen schwere Schwemmschäden entstehen. Solche treten im Rebberg immer wieder auf und weisen darauf hin, daß in Kaltzeiten im Periglazialbereich bei spärlicher oder vollständig fehlender Vegetation die oberflächliche Ausschwemmung von Fein- und Grobmaterial beträchtlich gewesen sein muß. Ausgeschwemmt Feinmaterial wurde aus den Steilhängen in Flachhänge, Vertiefungen und vor allem an den Gehängefuß und bis weit auf die ausgedehnten Schotterterrassen geschwemmt. Solche Schwemmlehme finden sich als eine geschlossene Decke auf der obersten Niederterrasse im neuen Siedlungsgebiet im Süden des Dorfes, wo in Baugruben eine Mächtigkeit von 60 bis 80 cm beobachtet werden kann, und dichten die wasserdurchlässigen Schotter oberflächlich ab, sie überziehen als Decke von über 1 m Mächtigkeit die Schotterfläche nördlich des Dorfes bis zum Wallbach, so daß hier ein Flurname Rotmoos heißt.

Im Gehänge unterscheiden wir mit Vorteil bindiges und mehr oder weniger kohäsionsloses Material. Von Rutschungen im Opalinuston war schon die Rede. Diese beschränken sich aber nicht auf die Gebiete, wo Opalinuston ansteht. Bevor der Abbau bei der Station Schinznach-Dorf begann, konnte schöner als heute beobachtet werden, wie aus der Mulde zwischen dem Steilhang und der Liasrippe der Opalinuston herausgeglitten war und weiter unten den Lias überquerte und mit gletscherähnlicher Zunge sich bis zum Gehängefuß ausbreitete. Auch hier ist wieder daran zu denken, daß in Kaltzeiten ohne Vegetation und mit tiefgründigem Bodenfrost und daran anschließenden Auftauvorgängen die Fließbewegungen noch viel größeren Umfang annahmen. Heute ist die Liasrippe vom Steilhang durch die Mulde im Opalinuston getrennt. Da aber auf ihr Schutt von der Rogensteinkante des Grundes liegt, muß dieser vor der Muldenbildung hier abgelagert worden sein. In der Opalinustongrube bilden ganze Nester von Kalkschutt im aufgearbeiteten Tonmaterial unerwünschte Einschlüsse. Ferntransport von an sich kohäsionslosem Schutt durch Absturz in bindiges Material spielt also beim Abtrag eine nicht zu unterschätzende Rolle.

Es ist für das ganze Gebiet bezeichnend, daß trotz großem Anfall von kohäsionslosen Gesteinstrümmern durch Verwitterung und Absturz kohäsionslose Schutthalden eine ganz untergeordnete Rolle spielen. Daran ist wiederum die Wechsellagerung von Kalksteinen mit feinkörnigem, pelitischem Material schuld. Wir haben schon erwähnt, wie die Trümmer des verwitterten Muschelkalkes in einer sandig-lehmigen Grundmasse eingebettet sind. Solche Schuttdecken überziehen weite Gehängeflächen. Beim Anschneiden sind sie zunächst sehr standfest, durch Austrocknen verlieren sie aber oberflächlich ihre Kohäsion, so daß vom Abriß immer wieder Material mit den eingeschlossenen Blöcken nachstürzt und so der Anriß nach oben erweitert wird. Ein zunächst kleiner Anriß in einem Steilhang mit einer Muschelkalkverwitterungsdecke, aus der bindiges Material für den Straßenbau gewonnen wurde, hat sich so zu einer offenen Wunde im Hang entwickelt. Zunächst bröckeln einzelne Trümmer los. Das Wurzelwerk vermag die oberste Schicht noch zu halten, wird aber zunehmend untergraben, bis eine ganze Scholle samt Baum- und Strauchbestand zum Abgleiten kommt. Stellenweise sind die Trümmer auch durch Kalkausscheidungen miteinander verkittet.

Die sandig-lehmige Grundmasse wirkt bei völliger Durchtränkung als Schmiermittel. Mitten im Wald, oberhalb der Bahnlinie, zeigt ein neuer Aufschluß in einer etwa 100 m breiten Hangverflachung mit einer Neigung von nur 4 bis 6° über einem stark verlehmt Schotter einen etwa 1 m mächtigen Überguß eckiger Muschelkalktrümmer in sandig-lehmiger Grundmasse in einer Entfernung von 50 m vom Muschelkalksteilhang der Bözenegg mit rund 30° Neigung. Bei der heutigen Vegetation ist ein solcher Transport in breiiger Masse nicht denkbar. Es muß sich also um einen Frostschutttransport in einer Kaltzeit handeln.

Im tektonisch stark verschuppten Südhäng des Linnberges können an der obersten Steilkante Felsabrisse beobachtet werden. Durch das abgestürzte Material sind ausgedehnte Gehängepartien überlastet worden, so daß Sackungen stattfanden. Diese Vorgänge sind auch heute noch nicht abgeschlossen, wie viele schiefstehende Bäume eindrücklich zeigen. Abstürze mit Sackungen im Ablagerungsgebiet zeigt auch der Nordhang des Linnberges im Gättibuch. Der Hang ist in Schollen aufgelöst, hinter denen kleine Nackentälchen ausgebildet sind.

Hinter diesen großflächigen Rutsch- und Gleitbewegungen steht heute der Wassertransport, also die Erosionstätigkeit der Bäche, stark zurück. Er darf dennoch nicht unterschätzt werden. Der Talbach, meist ein kleines Gewässer, der in den heißen Sommern 1947/49 stellenweise völlig trocken lag, vermag bei Hochwasser neben großen Schlammassen sehr viel Geschiebe bis zu Kopfgröße zu transportieren. Unterhalb des Dorfes würde er bei freiem Lauf auch heute am Höherbau seines Schwemmkegels weiterarbeiten. Noch belegen Striemen von grobem Kalkgerölle frühere Ablagerungen bei Hochwasser. Der Längibach, der in den Mösern unterhalb der Buchmatt sein Quellgebiet hat, läuft oft wochenlang mit trübem oder opalisierendem Wasser und hat vor dem menschlichen Eingriff, der ihn in Kanal und Röhren legte, einen sehr flachen Schwemmkegel aus Feinmaterial, wohl hauptsächlich verschwemmttem Opalinuston, abgelagert. Im Quellgebiet, wo der Bach ein Tobel bildet, drängen die lehmigen Schutthalden beider Gehänge zu diesem Einschnitt nach, so daß immer wieder neue Rutsche stattfinden.

Am eigentlichen Gehängeabtrag sind Bachläufe wenig beteiligt. Ja, kleine Gerinne des Linnbergsüdhanges sind sogar so kalkhaltig,

daß sie gerade in den stark strudelnden Steilstrecken Kalktuff ausscheiden, ihr Bett überhöhen und beim Überborden Laubschichten mit Kalkkrusten überziehen und verkitten, also auftragen anstatt einzuschneiden. Bei Hochwasser vermögen allerdings auch diese Bäche beträchtliche Geschiebemengen zu transportieren.

Es bleibt noch der *Fremdschutt* zu besprechen. In der Rißeiszeit, also vor rund 200000 Jahren, war das ganze Gebiet von Eis bedeckt. Dieses Eis hat viele Blöcke liegen lassen, aber nicht nur solche aus den Alpen. Ich erinnere mich noch gut, wie uns vor dreißig Jahren Professor HARTMANN auf der Buchmatt einen großen Block Korallenkalk zeigte, der von der Gisliflue über das damalige Schenkenbergertal getragen worden war. Der Einheimische kennt den Znünistein im Iberggraben, die Ankenballe im Berg, den Block aus dem Rebberg bei der Bezirksschule und viele andere mehr. Im Rebberg sind größere Flächen von Grundmoräne bedeckt, und von Rektor STOLL, dem Lehrer von Professor HARTMANN, ist ein Handstück vom Schrann erhalten, das schönen Gletscherschliff aufweist. Auffallen muß, daß stellenweise eine Grundmoränendecke erhalten ist, daß diese aber z. B. auf dem ganzen flachen Grundhang nirgends auflagert. Dieser Tatbestand ist ein Indiz, daß in den meisten Hangstücken, besonders auch in den hochgestellten, der Abtrag seit der Rißeiszeit beträchtlich gewesen sein muß.

Über der Niederterrasse befinden sich fluvioglaziale Schotter, am Hang der Bözenegg auf 460 bis 500 m Höhe, in der Steig, wo sie auch ausgebaut werden, auf 420 m Höhe. Es sind nur noch kleine Reste, die wiederum auf intensiven Abtrag in der Zwischenzeit hindeuten.

Ausgedehnte Flächen, nun aber schon eindeutig am Gehängefuß des Juras und in den Taleinbuchtungen der Seitentäler, bilden die Niederterrassenschotter, die zur Hauptsache in zwei Terrassenstockwerken vorhanden sind. Im oberen Stockwerk, 2,5 m über dem heutigen Bett des Talbaches und scharf abgetrennt auf unverwittertem, fluvioglazialem Aaregeschiebe aufgelagert, befindet sich beim Dorfeingang beidseits des Talbacheinschnittes eine bis 6 m mächtige Ablagerung von Jurasschotter von wildbach- oder murgangähnlichem Charakter, wenig gerundetes Kalkgeschiebe mit viel Rogenstein in einer bindigen, rötlichen Grundmasse, sogenanntes Rotes Grien der Einheimischen, in der als einziges mir bekanntes Fossil

ein Rentierknochenfragment gefunden wurde («wahrscheinlich Rentier», nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Dr. J. HÜRZELER, Basel). Diese Juraschotter sind sicher nur ein Rest einer weit ausgedehnteren Transportmasse, ein Hinweis auf intensiven Abtrag in der Periglazialzeit.

Heute wird allgemein angenommen, daß die Täler der Alpen wie des Juras durch Erosion entstanden sind, auch dort, wo ihre erste Anlage tektonisch bedingt ist. Das heißt also, daß die Täler nicht einfach als wenig umgewandelte Hohlformen der Faltung oder tektonisch aufgerissene Spalten oder Einbrüche im Gebirge entstanden, daß vielmehr die heutigen Täler durch fließendes Wasser oder durch fließendes Eis gestaltet wurden. Es sind Erosionstäler. Unter Erosion im engern Sinn wird die ausfurchende und einschneidende Arbeit des fließenden Wassers verstanden. Ohne dieses Einschneiden und den Wegtransport des abgeschliffenen und herausgebrochenen und aus dem Gehänge stammenden Materials könnte kein Tal entstehen. Aber die Täler, wie wir sie heute vor uns sehen, bestehen aus einem schmalen Fluß- oder Bachbett, eventuell einem Talboden und ausgedehnten Gehängeflächen, die in unserm Gebiet bis 300 m Höhenunterschied aufweisen. Die Fläche ist also im Verhältnis zu den übrigen Flächen, auf denen das Wasser erodiert und transportiert, verschwindend klein und jeweils so schmal, daß von der linearen Erosion des fließenden Wassers gesprochen werden kann. Von der flächenhaft wirkenden Eiserosion, die in unserem Gebiet nur kurz einwirkte, soll nicht weiter die Rede sein. Die flächenmäßig überwiegenden Vorgänge, die sich bei der Talbildung und Umbildung abspielen, sind also nicht die Erosionsvorgänge im engern Sinn, sondern eine komplexe Zahl von Vorgängen, die dort, wo abgetragen wird, auch Denudationsvorgänge genannt werden. An diesen Vorgängen ist das Wasser zwar auch maßgebend beteiligt. Aber es fließt nicht in Bachrinnen, höchstens in unbeständigen, kleinen Rinsalen, oder bei Platzregen in vielen kleinen Fäden oder bei gefrorenem Boden als Schichtflut ab. Wesentlich wichtiger ist das in den Boden eindringende Wasser, das mehr oder weniger fest kapillar gebunden ist oder sich den Tonteilchen anlagert und den Boden durchtränkt, Schmierschichten bildet und im Extremfall den Boden fließfähig macht. Die Gehängevorgänge, das Stürzen, Rutschen, Gleiten und Fließen, gehen nicht wie beim fließenden Wasser

in einem Zug vor sich. Jeder hat seinen eigenen Rhythmus des ruckweisen Ablaufes sowohl im Abtrag wie auch in der Aufschüttung, und zwar wird das Material oft im gleichen Gehänge wieder abgelagert, so daß Ablagerungzwischenböden entstehen, die dann wieder, wenn sie unterschnitten werden oder wenn die Auflast zu groß wird oder wenn der Wassergehalt zunimmt, in einem neuen Ablauf eine Stufe tiefer gelangen. Dabei ist zu unterscheiden zwischen Bewegungen dünner Schichten, der Grasnarbe oder einer dünnen Verwitterungsdecke, und tiefgründigen, schalenförmig vor sich gehenden Sackungen.

Betrachten wir ein Gehänge von der Wasserscheide bis zum Gehängefuß, so können verschiedene Höhenzonen unterschieden werden. Zunächst der Wasserscheide kann nur abgetragen werden, da von oben keine Zufuhr möglich ist. Es ist die Zone der nackten oder wenig bedeckten Schichtflächen und Schichtköpfe, dann folgt eine Zone des Durchflusses, in der von oben Material zugeführt und nach unten weitergegeben wird, wobei wieder zu unterscheiden ist zwischen Gehängepartien, bei denen die Zufuhr größer ist als die Wegfuhr, so daß das Gehänge sich erhöht, solche, wo sich Zu- und Wegfuhr die Waage halten, und solche, wo dies bis auf das Felsgestein reicht, dieses abschleift oder, bei Lockermaterial, dieses mitschürft, ein Vorgang, der als Korrasion bezeichnet wird. Zuunterst folgt die Zone des Gehängefußes, in der aus dem Gehänge nur Zufuhr stattfindet. Wird durch das Talgewässer alles anlangende Material weggeführt oder das Gehänge, besonders bei Tiefenerosion, sogar unterschnitten, so entsteht ein versteilter Gehängefuß. Das Hangquerprofil ist dann im untern Gehänge konvex. Das Unterschneiden kann bis zum Felsgestein vor sich gehen. In diesem untersten Gehängeabschnitt ist die Wechselwirkung zwischen Talgewässer und Gehängevorgängen noch eng; beide beeinflussen sich gegenseitig. Ist das Talgewässer aber sehr träge oder fehlt im Gehängefuß überhaupt ein Wegtransport, so entsteht ein konkaves Querprofil mit einer langsam sich ausflachenden Schuttschleppe.

Zusammenfassend können drei Gehängetypen unterschieden werden: der *Schichtflächenhang*, bei welchem die Verwitterung und der Abtrag vor allem den Schichtflächen nach stattfindet und ebene, großflächige Gehängepartien auftreten. Da in den obersten Lagen der Abtrag von der Wasserscheide ausgeht, werden die Schicht-

flächen schief überschnitten. Schief geschnittene Schichtflächen in höchster Lage des Gehänges sind kein sicheres Indiz für eine alte Einebnungsfläche. Das Fehlen mächtiger Verwitterungsschichten und die Abwesenheit von Moränenmaterial weisen vielmehr auf einen bis in die Neuzeit reichenden, vor allem aber in Kaltzeiten kräftigen Abtrag hin. MOSER (1958) schreibt: «Wir haben schon die kleinen Abtragungsflächen am Grund, an der Gisliflue und am Chestenberg besprochen. Da sie in einer starken Faltungsphase steilgestellt und hochgehoben worden sind, können sie selber nicht aus der Zeit der Hauptfaltung stammen, sondern müssen älter sein; sie lassen sich mit LINIGER als Reste der sarmatischen Peneplain auffassen. (Daß diese Peneplain im Grund und an der Gisliflue den stratigraphisch tiefen Dogger erfaßte, ist damit zu erklären, daß über diese Linie die Hauptentwässerungsrinne hinwegführte, nämlich die Aare-Donau.)»

Dieser Schlußfolgerung kann ich mich nicht anschließen. Das Sarmat liegt immerhin in der Erdgeschichte gute zehn Millionen Jahre zurück. Ich glaube nicht, daß wir bei den Gehängeneigungen des Gisliflue- und Grund-Schichtflächenhanges so alte, noch nicht abgetragene Formen erkennen können.

Im Südhang des Linnberges ist der Schichtflächenhang tektonisch stark gestört, so daß hier im Hang selbst durch Ausräumung zwischen dem angeschobenen Muschelkalk und dem Hauptrogenstein der Kleinraum der Chästern entstanden ist. Von den ausgedehnten Rutschungen und Sackungen und schiefstehenden Bäumen war schon die Rede. Dieser Hang kann als gestörter Schichtflächenhang bezeichnet werden.

Den Schichtflächenhängen stehen die *Schichtkopfhänge* gegenüber. Auch hier wird im Gebiet der Wasserscheide nur abgetragen. Es sind die Schichtkopffelswändchen und Felspartien, aus denen der Verwitterungsschutt ins Gebiet der darunter anstehenden und verwitterten Lockergesteinsschichten abstürzt und sich mit diesen zu einer gleitfähigen Schutthangdecke vermischt. Das Querprofil ist dadurch konkav mit einem deutlichen Knick im Übergang der beiden Zonen. Von der gleitenden Schuttdede werden die Liaskalke meist überfahren, so daß sie im Querprofil als konvexer Hangvorsprung, gleichsam wie von einem Kleid verdeckt, nur durchschimmern.

Gegen das Aarequertal sind im *Querhang* die Festgesteine als Rippen herauspräpariert worden, zwischen denen die Lockergesteine, die z. T. aktive Gleitbewegungen zeigen, Mulden bilden. Im Wallbach kann in einem kleinen Steinbruch beim Burgenblick in einer Malmkalkrippe mit steil nach Süden einfallenden Schichten Hakenwurf vor allem nach Norden, aber auch in geringem Maß nach Süden, d. h. nach beiden Hangseiten der Rippe, beobachtet werden.

Es ist schwierig, zu entscheiden, in welchem dieser drei Gehängearten der Abtrag am größten ist. Wo Schichtflächen- und Schichtkopfhang sich gegenüberstehen, scheint der Abtrag im Schichtkopfhang rascher vor sich zu gehen. Sicher hat der Gipfel des Grunds nicht nur an Höhe abgenommen, er ist auch nach Süden zurückgewittert. Weniger sicher kann daraus geschlossen werden, daß auch die Talsohle diese Verschiebung nach Süden mitmachte. Im heutigen periglazialen Bereich der Arktik wird von wirksamer Solifluktion in feinkörnigen Böden berichtet, und zwar bis zu Gehängeneigungen von wenigen Grad. Die meisten Hänge des Juras entsprechen diesen Bedingungen sowohl nach Material wie nach Gehängeneigung. Daraus kann auf einen stärkeren Abtrag in Glazialzeiten des Quartärs als in der Jetzzeit geschlossen werden. Wenn diese Überlegungen zu Recht bestehen, ist der Versuch, im Jura unseres Gebietes Reste präglazialer, ja sogar miozäner Oberflächen aufzusuchen und daraus Aussagen über die Oberflächen dieser längst vergangenen Zeiten zu machen, sehr schwierig.

Die gegenwärtigen Formen sind das Ergebnis einer Jahrmillionen umfassenden Entwicklung. Abtrag und Aufschüttung haben unter verschiedenen klimatischen Bedingungen mit wechselnder Intensität eingewirkt. Gewisse Formen zeugen von Vorgängen, die wir heute in unserem Gebiet nicht mehr beobachten können. Seit einigen Jahrzehnten wird besonders auf intensive Massenumlagerungen in Kaltzeiten hingewiesen. Das Studium dieser Vorgänge in der Arktik und in Hochgebirgen ist in vollem Fluß. Einige erinnern sich wohl noch, wie an der Exkursion im Jahr 1950 unter Leitung des Periglazialforschers Professor J. BÜDEL zwischen diesem und Professor HARTMANN über Oberflächenformen unserer Gegend lebhaft diskutiert wurde.

Die Umgestaltung der Oberfläche kennt keine absoluten Ruhepausen. Auch heute können wir Vorgänge beobachten und messen,

bei denen stellenweise intensive Materialumlagerungen stattfinden. Sie erschließen sich uns allerdings oft nur bei jahrzehntelanger Beobachtung.

Je länger wir in einer Gegend leben, um so mehr offenbart sie uns einen erstaunlichen Reichtum an Formen, Material und Vorgängen. Zu dieser heimatlichen Erkenntnisquelle ist Professor HARTMANN immer wieder zurückgekehrt. Sie fließt in wunderbarer Weise um so reichlicher, je intensiver wir daraus schöpfen.

Zitierte Literatur

1. ALFRED AMSLER, Eisenbahnfahrten: Basel–Brugg–Zürich, 2. Strecke: Frick–Brugg–Baden, *Geologischer Führer der Schweiz*, 1934, Fasc. IV.
2. ADOLF HARTMANN, Erdgeschichtliche Landeskunde des Aargaus, *Mitt. Aarg. Naturf. Ges.* 19 (1932).
3. SAMUEL MOSER, Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus, *Mitt. Geogr.-Ethnogr. Ges. Basel* 1958.
 - Geomorphologische Übersichtskarte des zentralen Aargaus, *Mitt. Aarg. Naturf. Ges.* 25 (1958).
4. PAUL NIGGLI, Gesteinschemismus und Magmalehre, *Geol. Rdsch.* 39 (1951).