

Über alte Landformen, welche im Schutz von Überschiebungen aufbewahrt wurden

Von **Otto Ampferer**

(Mit 2 Abbildungen auf Tafel VIII und 5 Textfiguren)

Es gibt in den Ostalpen nicht viele Stellen, wo sich alte Landoberflächen noch in größeren Stücken und ziemlich getreuer Abbildung zu erhalten vermochten. Weitaus die meisten alten Landoberflächen der Alpen sind längst zerstört oder lassen höchstens noch in einer »Gipflerflur« ihren ehemaligen Verlauf vermuten.

Wenn wir nun die heute aus den nördlichen und südlichen Kalkalpen bekannten, ältesten Flächenstücke betrachten, so kommen wir bald zu der Einsicht, daß dieselben wohl in den meisten Fällen ihre Aufbewahrung nur der Überdeckung mit Schubmassen zu verdanken haben. Dieser Befund ist sowohl für die Tektonik als auch für die Morphologie von hohem Interesse. Er beweist zunächst, daß das damalige Alpengebiet schon ziemlich stark von der Erosion zerschnitten war, bevor es zur Ausbildung der ersten großen Überschiebungen kam. Diese Überschiebungen fanden also weder unter Meeresbedeckung statt, noch betrafen sie etwa gerade erst aus ihren Bildungsstätten erhobene Ablagerungen.

Das Alpengebiet muß also schon damals ein Gebirgsland gewesen sein, denn wir wissen z. B. aus dem Karwendelgebirge, daß die Erosionseinschnitte stellenweise nicht nur bis in den Wettersteinkalk, sondern sogar bis in den Muschelkalk hinabgereicht haben. Das setzt aber eine vertikale Abtragung von mindestens 1000 bis 2000 m voraus. Dabei waren die Schichten auch nicht mehr in ihrer ursprünglichen horizontalen Lage, sondern, wenigstens stellenweise, bereits tüchtig gefaltet. Wir haben also ein richtiges altes Faltengebirge vor uns, das von der Erosion schon kräftig modelliert und abgetragen war.

Wenn man in dieser Hinsicht die nördlichen Kalkalpen mit den südlichen vergleicht, so kommt man zu einer ganz interessanten Einsicht. Heute zeigen die Nordalpen gegenüber den Dolomiten eine viel tiefergreifende und höherwogende Faltung sowie auch eine reichere

Gliederung in verschiedene Schubmassen. Dieser Unterschied in der Lebhaftigkeit der tektonischen Gestaltung zwischen der Nord- und Südseite der Alpen scheint auch in alter Zeit schon bestanden zu haben.

Während wir, wie schon erwähnt, z. B. im Karwendelgebirge mit einer Abtragung von 1000 bis 2000 m zu rechnen haben, dürfte die wohl gleichzeitige Abtragung in den Dolomiten nur etwa 250 bis 500 m betragen haben. Sie greift auch nur bis in den Dachsteindolomit hinab. Während uns aus den Nordalpen mehrfach ganz zusammengeklappte Mulden und Sättel jener alten Faltung erhalten sind, fehlen solche Anzeichen lebhafter alter Faltung, soweit meine Kenntnisse reichen, aus den Dolomiten. Zur besseren Anschaulichkeit dieser

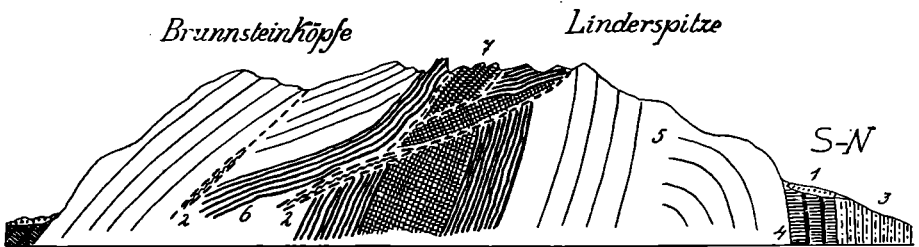


Fig. 1. Überschiebung eines tieferodierten Gewölbes.

Westende des Karwendelkammes an der Porta Claudia zwischen Scharnitz und Mittenwald. 1 = Moränen, 2 = mitgeschleppte Fetzen von Juraschichten, 3 = Hauptdolomit, 4 = Raibler Schichten, 5 = Wettersteinkalk, 6 = Muschelkalk, 7 = Rauhwacken der Reichenhaller Schichten.

nur selten noch erhaltenen alten Faltformen führe ich hier zwei Beispiele vor, und zwar einen alten, mächtigen Sattelbau aus dem Karwendelgebirge — Fig. 1 — und eine alte, geschlossene Muldenform — Fig. 2 — aus den westlichen Lechtaler Alpen.

Während die erstere Form von Rothpletz und mir schon mehrmals besprochen worden ist, stellt die Mulde an der Kridlon Sp. nördlich von Pettneu eine bisher in der geologischen Literatur unbekannt Form dar. Ich habe dieselbe schon im Jahre 1910 gefunden, aber viel später erst verstehen gelernt. Solche Anzeichen von alter intensiver Faltung und tiefer Abtragung fehlen in den Dolomiten. Hier greifen die alten Erosionseinschnitte nicht tiefer als bis in den Dachsteindolomit hinab und die Schichten, welche unter den Schubdecken liegen, haben zumeist eine flache Lagerung bewahrt.

Das letztere gilt jedoch nur mit einer sehr wichtigen Einschränkung. Wenn eine schwere Schubmasse über ein Relief hingeschoben wird, so entstehen dadurch automatisch kräftige, mechanische Einwirkungen sowohl auf den Schubkörper, als insbesondere auch auf das

überwältigte Relief. Die weicheren Schichten des Untergrundes werden aufgeplüßt und zusammengestaut, kleinere Aufragungen werden abgeschert oder umgeworfen, vorhandene Furchen werden mit Schichtgut ausgestopft ...

Die Wirkung der vordringenden Schubmassen auf einen unebenen Untergrund hat viele Ähnlichkeit mit jener der vorrückenden Massen des Inlandeises. Auch unter dem Schub der vorgehenden Eismassen werden Gesteinsschollen verlagert, weichere Schichten zu Falten zusammengestaucht, endlich sogar kleinere Abscherungsdecken gebildet.

In Norddeutschland und in Dänemark finden sich z. B. zahlreiche prächtige Beispiele solcher Einwirkungen auf den Untergrund durch

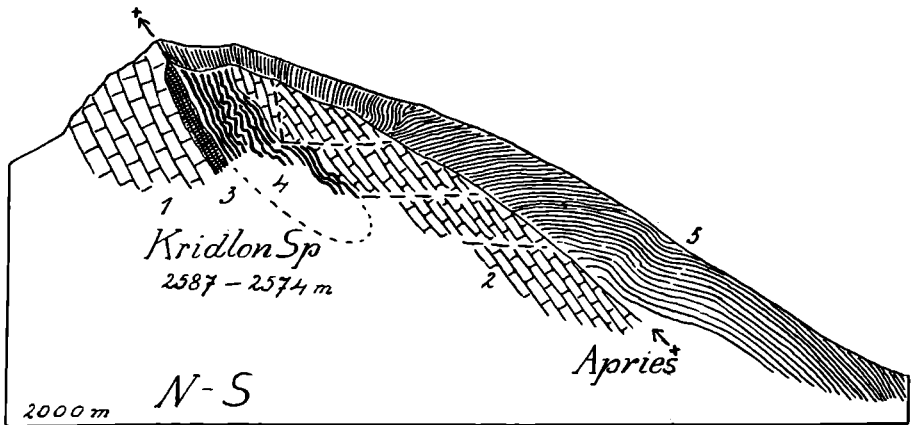


Fig. 2. Überschiebung einer tieferodierten Mulde.

- 1 = Hauptdolomit, undeutlich geschichtet, 2 = Hauptdolomit, deutlich geschichtet, 3 = Rhätalkalk, 4 = Kössener Schichten, 5 = Kreideschiefer, —x = Verlauf der Überschiebungsfläche, die zugleich eine alte Oberfläche vorstellt.

die vom Eise ausgeführten »Reliefüberschiebungen«. Für den Tektoniker ist es in den meisten Fällen nicht schwer, diese Art von mannigfaltigen Schichtenstörungen im Gefolge einer Reliefüberschiebung von dem Bewegungsbild eines Faltengebirges zu unterscheiden.

Zunächst sind diese Gebilde durch eine meist streng lokale Eigenart und daher auch einen häufigen Wechsel im Aufbau ausgezeichnet. Die Bauweise springt oft ganz plötzlich um und läßt sich nicht im Streichen weiter verfolgen. Ebensovienig gelingt es z. B., die komplizierten Formen aus benachbarten einfacheren abzuleiten. Es handelt sich vielfach auch gar nicht mehr um einen Wechsel von Mulden und Sätteln, sondern um einen solchen von Abscherungen und Anschöppungen. Ein

weiteres, sehr charakteristisches Merkmal ist dann die im allgemeinen nur geringe vertikale Mächtigkeit solcher Störungszonen. Auch der Wuchs dieser unter schwerem Druck entstandenen, tektonischen Gebilde ist ein ganz anderer als bei den Formen einer freien Faltung. Sie haben alle eine niedergedrückte Haltung, ähnlich wie die »Legföhren«, über welche alle Jahre die Lawinen niederfahren. Durch diese Niederpressung und gleichzeitige Überfahrung erhalten diese Gebilde natürlich eine oft extrem einseitige Form und werden dadurch auch noch zu einem sehr wertvollen Richtungszeichen jener Bewegung, welche sie einst hervorgerufen hat.

Die hier in aller Kürze vorgeführten Eigenheiten der »Reliefüberschiebungen« geben uns nun Mittel in die Hände, unter günstigen Umständen den Verlauf von alten Landoberflächen zu erkennen, welche uns ohne den Schutzmantel solcher Überschiebungen sicherlich nicht erhalten wären.

Ich wähle als Beispiele für die Erhaltung von alten Landoberflächen unter dem Deckmantel von Schubmassen das Sella- und Puezgebirge in den Südtiroler Dolomiten. Einerseits finden sich hier ganz ausgezeichnete Aufschlüsse, andererseits besitzen wir für diese Gebiete in den neuen Karten von Otto Reithofer (Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt, Wien 1928) eine verlässliche Darstellung der geologischen Verhältnisse im Maße 1 : 25 000.

Puez und Sella liegen in den westlichen Dolomiten zwischen Gröden- und Ennebergtal. Die beiden Gebirge werden durch die tiefe Furche des Grödner Jochs voneinander getrennt. Diese Trennung ist aber erst in geologisch jüngerer Zeit erfolgt. Für die älteren tektonischen Ereignisse haben Puez und Sella sicherlich eine Einheit gebildet.

Beide Gebirge stellen heute hohe Plateaus vor, die ringsum von Steilwänden mit prächtigen Ecktürmen begrenzt werden. Der Umriß des Puezgebirges bildet ein flacheres, jener des Sellagebirges ein rundlicheres Oval.

Das Puezgebirge wird durch den tiefen Einschnitt des Langentales und des Zwischenkofeltales in zwei annähernd gleiche Teilstücke zerlegt. Ebenso wird das Sellagebirge durch Val Lasties und Val de Mesdi entzweigeschnitten. Die Richtung dieser Halbierungen verläuft sowohl in Puez wie auch in Sella von SW gegen NO. In beiden Fällen dürfte die Anlage der halbierenden Furchen tektonisch vorgezeichnet sein. Der geologische Aufbau der beiden enge benachbarten Gebirgsgruppen ist verhältnismäßig einfach und großzügig.

Über Perm und Untertrias folgen Wengener- und Cassianer-

schichten mit reichlichen vulkanischen Einstreuungen. Diese Gesteine bilden die Sockel von Puez und Sella. Darüber erheben sich mit Steilwänden Schlerndolomit und Dachsteindolomit, beide durch ein schmales, weiches Band von Raibler Schichten getrennt. Dieses meist tief zurückgewitterte Band der Raibler Schichten verleiht den hohen Wänden eine wunderbar einfache und wirkungsvolle Gliederung. Über dem Dachsteindolomit sind dann auf der Höhe der Plateaus noch stellenweise Jura- und Kreideschichten vorhanden.

Diese jüngsten Schichten bilden aber auf dem Dachsteindolomit keine geschlossene Schichtdecke mehr. Sie sind vielmehr von der Erosion in einzelne Lappen zernagt, die sich zumeist an den höchsten Stellen erhalten haben. Bei genauerem Zusehen erkennen wir aber, daß die jüngsten Kreideablagerungen noch von einer Schubmasse überlagert werden. Von dieser Schubmasse sind natürlich auch nur mehr einzelne getrennte Teilstücke vorhanden.

Diese Schubmasse, welche nach den heute noch vorhandenen Resten hauptsächlich aus Dachsteindolomit bestand, lagert nun durchaus nicht etwa als eine parallele Platte auf den Kreidemergeln. Sie liegt vielmehr streckenweise unmittelbar auf Dachsteinkalk, dann wieder auf Jura- und Neokomschichten. Die letzteren sind meist zu Falten zusammengestaucht. Die Auflagerungsfläche der Schubmasse schneidet auch die Schichten des liegenden Dachsteinkalkes schräg ab. Sie erweist sich so als eine alte Erosionsfläche. Daß es sich nicht etwa um eine rein mechanische Abscherungsfläche handelt, läßt sich in der Sella unmittelbar beweisen. Hier findet sich nämlich an der Südseite des Boeseekofels eine kleine, ziemlich tiefe Furche, welche in die flach lagernden Schichten des Dachsteindolomits eingeschnitten ist. Diese alte, von K. A m o r t und R. K l e b e l s b e r g entdeckte Furche ist nun mit jungen Schichten ausgefüllt worden, welche offenbar von der hangenden Schubmasse hineingeschleppt worden sind.

Wir können also zusammenfassend sagen, daß wir auf dem Plateau des Puez- und Sellagebirges die Reste einer Schubmasse finden, welche einstens wohl zusammenhängend das ganze Gebiet überdeckte. Die Auflagerungsfläche dieser Schubmasse stellt im wesentlichen ein altes Erosionsrelief vor, das von den obersten Neokomschichten bis ziemlich tief in den Dachsteindolomit hinab eingeschnitten war. Dieses Relief ist einerseits durch die Schubmasse lange Zeit vor der Abtragung bewahrt worden, es ist aber auch andererseits durch den Vormarsch des schweren Schubkörpers in bestimmter Weise deformiert worden. Insbesondere sind die weichsten, jüngsten Schichten vielfach abgeschürft,

verschoben und zusammengestaucht worden. Das Ausmaß dieser sekundären Störungszone ist aber nirgends bedeutend.

Um nun auch Fernerstehenden eine Vorstellung von der räumlichen Lage der Hangend-Schubfläche und damit auch von jener der alten Landoberfläche zu ermöglichen, so lege ich hier zwei Querprofile durch das Sellagebirge vor — Fig. 3 und 4 —, die im wesentlichen nach den Aufnahmen von Otto Reithofer entworfen sind. Außerdem füge ich noch zwei schöne Photographien von G. Ghedina in Cortina d'Ampezzo bei, die jeweils ein Stück der obigen Profile als Landschaftsausschnitte bringen.

Wie man aus den Profilen — Fig. 3 und 4 — ohne weiteres ablesen kann, ist der Unterschied zwischen der heutigen Plateaufläche der Sellagruppe und der alten Landoberfläche gar nicht groß. Es ist natürlich nicht genau dieselbe Fläche, aber immerhin eine damit noch enge verwandte. Auf der beiliegenden Photographie des Sellaplateaus ist der Gegensatz zwischen der uralten Oberflächenform und der jugendlichen Schnitzarbeit der prachtvollen Türme wunderbar lebendig zu verspüren.

Der Beschauer könnte nun vielleicht auf den Gedanken kommen, daß der hier vorliegende Gegensatz der Formen vor allem auf der Wirkung der Eiserosion beruhe. Das Sellaplateau trägt auch heute noch an der Nordseite der Boèspitze einen kleinen Gletscher und vermag in schattigen Rinnen und Winkeln sehr lange den Winterschnee zu bewahren. Infolge seiner großen Höhe war das Sellaplateau nie in das gemeinsame Stromnetz einer Großvergletscherung einbezogen. Dasselbe gilt auch noch für das etwas niedrigere Plateau des Puezgebirges. Die Plateaus waren auch zur Zeit der höchsten Eisstände mit ihrer Vergletscherung selbständig. Dies bedeutet, daß sie eine mehr minder mächtige Eishaube trugen, deren Überschüsse nach allen Seiten abfließen konnten. Diese Abflüsse wurden natürlich zur Zeit der Eishochstände in das allgemeine Stromnetz eingeflochten.

Die Hauptregelung des Eisabfließens von den hohen Plateauspeichern haben die schon oben erwähnten Halbierungsfurchen besorgt. Diese tiefen und auch verhältnismäßig breiten Taleinschnitte boten dem Eis eine bequeme Talfahrt und bildeten so seine Hauptverkehrswege aus. Immerhin flossen aber daneben noch ringsum kleinere Gletscher aus allen Lücken der hohen Eiskrone ab.

Interessant ist die Einwirkung der Eisabflüsse auf das Gesimse der Raiblerschichten. Auch dieses Gesimse ragte noch über das allgemeine Eisstromnetz empor. Dasselbe war ebenfalls von Eis bedeckt und er-

hielt auch Zuschüsse von der Eishaube des Plateaus. Obwohl die Breite des Gesimses an den meisten Stellen nicht beträchtlich ist, haben sich doch rings um das Sella-Plateau herum recht deutliche, glatt ausgerundete Eisschliffninnen in dasselbe eingeschnitten.

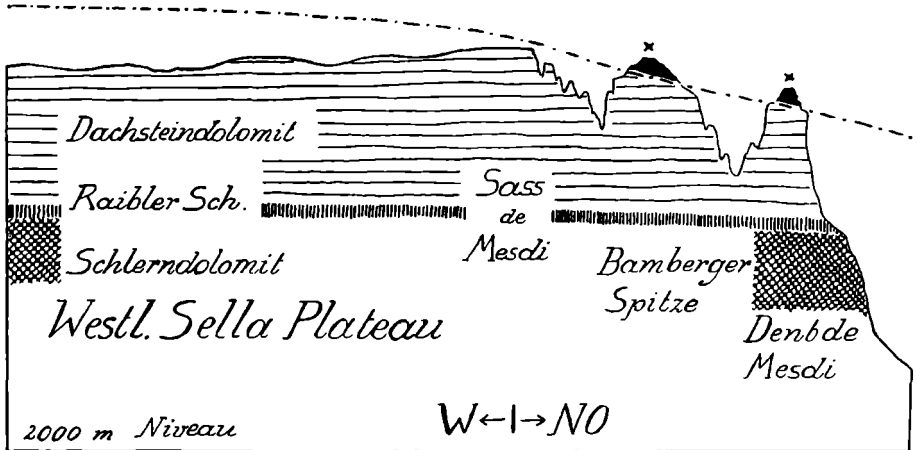


Fig. 3. Geologisches Erklärungsprofil zum oberen Bild der beiliegenden Tafel.
x = Schubmassen aus Dachsteindolomit, -.- = ungefähre Verlauf der Überschiebungsfäche und zugleich der alten Landoberfläche.

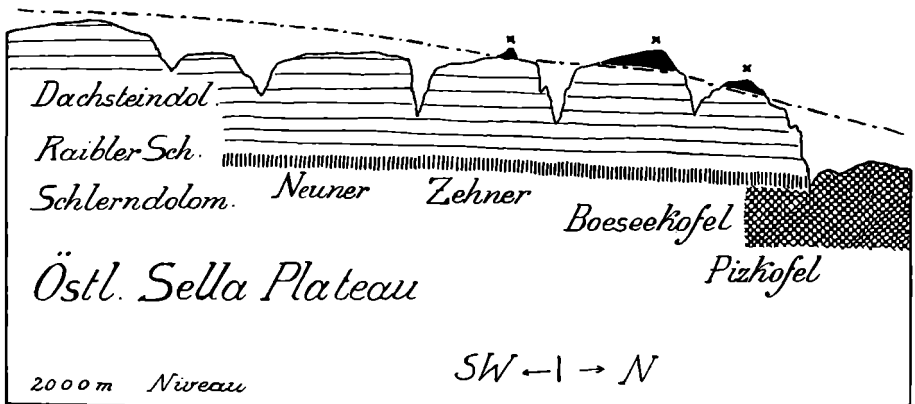


Fig. 4. Geologisches Erklärungsprofil zum unteren Bild der beiliegenden Tafel.
x = Schubmassen aus Dachsteindolomit, -.- = ungefähre Verlauf der Überschiebungsfäche und zugleich der alten Landoberfläche.

Ich habe diese Formen in der Zeitschrift für Gletscherkunde — Bd. XVI, H. 3/4 — 1928 abgebildet und näher beschrieben.

Die Eisschliffninnen lassen stellenweise deutlich erkennen, daß in eine breitere, ältere Rinnenform dann eine schmalere, jüngere ein-

geschliffen wurde. Es ist wahrscheinlich, daß diese Eisrinnen rund um das Plateau während der Großvergletscherungen ausgeschliffen wurden. Die jüngsten Vergletscherungen haben damit sicher nichts mehr zu tun. Es gibt in der Umrandung des Sellaplateaus einige Stellen, wo deutliche Blockwälle von Gesimsgletschern als geschlossene Bögen gerade oberhalb von den Eisschliffritten durchziehen. Zur »Schlußeiszeit« war die Vergletscherung von Sella und Puez von keinem Eisstromnetz mehr umschlossen.

Die Endmoränen dieser letzten Vergletscherung liegen als mächtige und noch gut erhaltene Wälle in den benachbarten Tälern aufgestapelt, während jene der früheren Eiszeiten von dem Eisstromnetz in weite Fernen verschleppt worden sind.

Der große Gletscher aus dem Langental hat seine Endmoränen oberhalb von St. Christina im Grödental, jener des Zwischenkofeltales südlich von Campill aufgehäuft. Die Endmoränen des Gletschers aus dem Val Lasties liegen im Val Mortiz oberhalb von Canazei, jene aus dem Val de Mesdi bei Collfusg. Das sind nur einige wenige Angaben, die sich sehr leicht vermehren ließen. Daraus geht aber mit Bestimmtheit hervor, daß die Vergletscherungen sowohl an der Sella wie auch an der Puezgruppe keine tiefgreifenden Umgestaltungen mehr vollzogen haben.

Die Hauptformung dieser Gebirgsgruppen ist älter als die quartern Eiszeiten. Die Abnutzung der Plateauflächen durch die Vergletscherungen ist offenbar nur unbedeutend. Wahrscheinlich hängt dies mit der geringen Fließgeschwindigkeit auf den Plateauflächen und mit der relativen Schuttarmut zusammen. Es fehlen hier überragende Felswände, welche den Grundmoränen viel Schutt liefern könnten. Dann gelingt es auch dem Eise auf den flachen Schichtplatten verhältnismäßig bald, für seinen Lauf geeignete glatte Flächen herzustellen und so die Reibung sehr zu vermindern.

Endlich wirkt ja auch eine Eishaube wieder als ein Schutzmantel gegen die Angriffe von Wind und Wetter und gegen die Wassererosion. So kommt es, daß die Vergletscherungen auf so flache und hohe Plateaus nur relativ wenig abtragend einwirken.

Das Ergebnis unserer Überlegungen ist also, daß die heutigen Plateauflächen von Sella und Puez sich von jenen Oberflächen, welche vor alter Zeit hier unter den Schubmassen begraben wurden, nicht wesentlich unterscheiden. Sie sind von der Erosion gleichsam wieder aus ihrer Umhüllung herausgeschält worden.

Nun erhebt sich aber gleich die Frage, warum sind diese alten

Oberflächen gerade nur im Bereiche von Sella und Puez erhalten geblieben? Dabei kann man mit hoher Wahrscheinlichkeit die Annahme festhalten, daß sowohl die alte Landoberfläche als auch die alten Schubmassen weit über das Gebiet von Sella und Puez hinausgereicht haben.

Wenn wir flüchtig die umgebenden Berggruppen auf diese Fragestellung hin prüfen, so erhalten wir etwa folgende Auskunft. Die Türme der Geißlergruppe bestehen aus Schlerndolomit, ebenso Wälscher Ring und Peitlerkofl. Es fehlen also Raibler Schichten — Dachsteindolomit — Jura — Kreide.

Die Gipfel der Langkofelgruppe bestehen ebenfalls aus Schlerndolomit und haben nur noch nach Ogilvie Gordon drei kleine Kappen aus Raibler Schichten. Die Rosengartengruppe hat lauter reine Schlerndolomitgipfel, der Schlern selbst trägt noch Raibler Schichten und eine Spur von Dachsteindolomit. Die Gipfel der Marmolatagruppe bestehen aus Marmolatakalk.

In allen diesen Gebirgsgruppen hat also die Erosion viel tiefer hinabgegriffen als in Sella und Puez und damit natürlich auch jede Spur der alten Landoberfläche und der hangenden Schubmasse vernichtet.

Wenden wir uns gegen O, so treffen wir auf günstigere Verhältnisse. Auf dem Plateau der Fanesalpe lagern noch Jura- und Kreideschichten, ebenso auf dem Plateau der Sennesalpe. Hier sind auch noch heftige Gipfelfaltungen vorhanden. Die Gipfel der Tofanagruppe bestehen aus Juraschichten und zeigen enge Überfaltung gegen SW.

Wir erkennen also, die alten Oberflächen und ihre Hangendschuttmassen wurden überall dort zerstört, wo sie in späterer Zeit offenbar zu stark gehoben worden sind. Andererseits ist aber eine kräftige Hebung auch wieder nötig, um überhaupt gegenüber der allgemeinen Abtragung einzelne »Schonbereiche« zu schaffen. Es stellt sich also heraus, daß die Erhaltung von derartigen alten Landoberflächen ein Gleichgewichtsproblem darstellt, indem dazu gerade ein richtiges Maß von vertikalen Hebungen nötig ist.

Aus den hier in Kürze vorgelegten Beobachtungen können wir also etwa folgende morphologische und tektonische Ereignisse ablesen. Meeressedimentation bis in die Kreidezeit. Hierauf Landerhebung und Gebirgsbildung. In dieses Gebirge wird ein ziemlich tiefes Erosionsrelief eingeschnitten. Die Weiterbildung dieses Reliefs wird durch das Vordringen von Schubmassen abgeschlossen. Später wird das Gebiet neuerlich von starken Hebungen betroffen. Nun gräbt die Erosion wieder ein neues und viel tiefergreifendes Relief ein. Durch dieses

Tieferschneiden werden an günstigen Stellen Schonbereiche für die noch vorhandenen alten Oberflächen geschaffen und diese selbst allmählich unter der Hangendschubmasse herausgeschält.

Die Hauptwirkungen der Erosion werden nun in tiefen Talfurchen zusammengezogen und so die zwischenliegenden Gebiete relativ geschont. Das gilt auch im Prinzip für die an sich nicht sehr starke Erosion. Die Erosionswirkungen bleiben also nicht etwa gleichmäßig verteilt, sie werden im Gegenteil ganz ungleichmäßig angeordnet. Diese Herausbildung von scharfen, gesteigerten Arbeitszonen und von Raststellen findet ihren großartigsten Ausdruck in der Ausbildung jener prachtvollen Turmgestalten, welche z. B. auf der beiliegenden Tafel zu sehen sind. Natürlich ist die erste Ursache der Abspaltung dieser

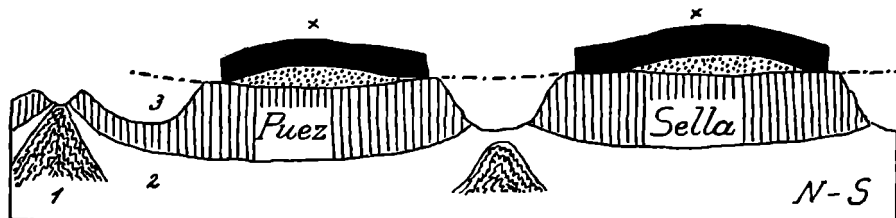


Fig. 5. Schema der Reliefüberschiebungen.

- 1 = Aufpressungen von Bellerophonschichten, 2 = Untertrias + Wengener + Cassianer Schichten, 3 = Schlerndolomit + Raibler Schichten, + Dachsteindolomit, Punktirt = Jura + Kreide, x = Hangendschubmassen.

Türme eine tektonische. Die Vorzeichnung findet durch Sprünge und Klüfte statt, welche entweder durch ungleiche Absenkungen und Hebungen, oder durch Verbiegungen oder Verschiebungen hervorgerufen wurden. Im weiteren Verlauf aber werden die Sprünge zu Klüften, diese zu Kaminen, diese endlich zu wilden Schluchten und saugen derart immer mehr die Erosionswirkungen in sich hinein, während dieselben daneben fast still zu stehen scheinen.

Nur so ist zu verstehen, wie sich z. B. gerade auf den kühnen, schlanken Felstürmen der Sellagruppe noch Reste der Hangendschubmasse zu erhalten vermochten.

Was für die einzelnen Felstürme gilt, kommt auch für die Schonstellung der ganzen Sellagruppe ebenso in Betracht. Die Trennung von Sella und Puez reicht aber weiter zurück. Es ist sehr wahrscheinlich, daß hier nach der Entzweischneidung noch eine starke Auffaltung der Sockelschichten stattgefunden hat.

Das Schema — Fig. 5 — soll die wichtigsten tektonischen und morphologischen Ereignisse noch graphisch zum Ausdruck bringen.