

DAS KRÄFTEVERHÄLTNIS MORPHOGENETISCHER FAKTOREN
UND IHR AUSDRUCK IM FORMENBILD SÜDOST-ASIENS
VON W. CREDNER

Sun Yatsen Universität, Canton, Geographisches Institut

Endogene und exogene Vorgänge gestalten das Relief der Erdoberfläche. Aus der Gruppe der ersteren sind es vor allem die *Krustenbewegungen*, die das Formenbild der Erde bestimmen. Die Vorgänge der zweiten Gruppe lassen sich aufteilen in die physikalisch—chemischen Prozesse der *Verwitterung* und die an der Erdoberfläche wirksamen Kräfte der *Abtragung*. Da wir uns hier auf Vorgänge im humiden Klima beschränken wollen, werden uns nur die Wirkungen des Wassers beschäftigen, die sich als *lineare Erosion* und in Massentransporten als *flächenhafte Denudation* äussern.

Das Wirken der exogenen Vorgänge ist der Beobachtung zugänglich. Eine umfangreiche Literatur hat sich mit ihnen beschäftigt. Die Vorgänge von Krustenbewegungen sind dagegen unmittelbar nur in wenigen Fällen beobachtet worden, wie etwa Bewegungen an Erdbebenspalten oder geodätisch gemessene Bewegungen im nördlichen Alpenvorland. Selbst die klassischen Beispiele der Krustenbewegungen des baltischen und kanadischen Schildes oder die Niveauveränderungen im Südtalienenischen Vulkangebiet sind doch nur aus ihren beobachtbaren Wirkungen erschlossen worden. Auf die Beobachtung solcher Wirkungen werden wir zunächst auch angewiesen bleiben, einmal weil sich ja im Grossrelief der Erde im Wesentlichen das Ergebnis weit zurückliegender Krustenbewegungen äussert, dann aber auch, weil sich diese Bewegungen, gemessen an der kurzen, uns zur Verfügung stehenden Beobachtungsperiode mit ungeheurer Langsamkeit vollziehen und daher nur selten mit unseren bisherigen Messmethoden erfassbar sind.

Ein Weg zum mittelbaren Studium des Ablaufs von Krustenbewegungen knüpft an einen von der geologischen Forschung schon seit längerem benützten Gedankengang an. Wenn die Krustenbewegungen durch Schaffung von Erhebungen über den Meeresspiegel Massentransporte auslösen und diese, wie alle Massenbewegungen, an einer jeweils gegebenen Stelle ihr Ende erreichen, so müssen jeder Krustenbewegung auf dem Umwege über correlate Massentransporte auch correlate Ablagerungen entsprechen, die das Ende der

Massentransporte bedeuten. Die Struktur festländischer und festlandnaher correlater Ablagerungen ist daher von der Geologie und der Morphologie zum Studium der grossen Züge reliefgestaltender Krustenbewegungen benutzt worden.

Der Gedanke, dass auch die aus den Massentransporten resultierenden Oberflächenformen die Wirkung der Krustenbewegungen widerspiegeln müssen, dass positive Krustenbewegungen aller Reliefbildung zu Grunde liegen, dass die Vorgänge der Abtragung dieser Reliefentwicklung entgegenarbeiten und dass in Zeiträumen tektonischer Ruhe die Abtragungsvorgänge unter völliger Vernichtung des tektonisch bedingten Reliefs zur Einebnung und Schaffung von Rumpfflächen führen können, war schon im letzten Jahrzehnt des vergangenen Jahrhunderts von den führenden Morphologen Nordamerikas und Mitteleuropas erkannt. W. M. Davis hat diesen Gedanken in seiner Theory vom Erosionszyklus in den Vordergrund gestellt (W. M. Davis 1898 u. 1924.). Seine wenig glückliche Terminologie und spätere oft wenig kritische und nicht genügend auf Beobachtung basierte Anwendung haben allerdings scharfe begründete Kritik erfahren. (A. Hettner, 1920 u. 1928.)

Grundlegend neuartig ist dann dieser durch die Verwickeltheit der Kraftwirkungen so schwierige Fragenkomplex von W. Penck behandelt worden (W. Penck 1924), der sich nicht mehr mit der Frage der morphologischen Wirkung tektonischer Vorgänge überhaupt beschäftigt, sondern mit dem Problem, wie der *gleichzeitige Ablauf* von Krustenbewegungen und Abtragungsvorgängen und ihr gegenseitiges *Kräfteverhältnis* die Entwicklung der Oberflächenformen beeinflussen. Er zeigt unter anderem die Möglichkeit auf, dass Krustenbewegungen überhaupt nicht im Formenbild zum Ausdruck zu kommen brauchen, nämlich dann, wenn sie so langsam erfolgen, dass die Kräfte der Abtragung ihnen das Gleichgewicht zu halten vermögen. So führt er den Begriff des Primärrumpfes ein (Primary peneplain), der bei langsamem Bewegungsbeginn aufsteigender, tektonischer Einheiten, etwa einer Scholle, eines Faltenkörpers oder eines epirogenetischen Flachgewölbes die Formentwicklung einleiten kann, bis dann bei gesteigerter Bewegungsinintensität die über die Denudationsbasis herausgehobene Einheit der Reliefbildung unterliegt. Es soll hier in eine Diskussion der Formableitungen W. Pencks nicht eingetreten werden. Ein Mangel sei aber prinzipiell hervorgehoben, dass er die klimatische Differenzierung der Abtragungs-

vorgänge und ihre Wirkung auf die Formenentwicklung nicht genügend in Rechnung stellt, ja ihren Einfluss sogar negiert. Besonders in dieser Richtung bedarf die Morphologische Analyse W. Pencks zweifellos der Ergänzung und auf Beobachtung basierter Ueberprüfung. Die grundlegend anregende Wirkung seiner Gedankengänge besonders für die geologisch-tektonische Auswertung morphologischer Studien kann jedoch nicht bestritten werden.

In der Richtung einer solchen Ueberprüfung für einen grösseren klimatisch einheitlichen Landraum soll der hier vorgelegte Versuch gehen, der auf Grund fast vierjähriger Beobachtungsarbeit das *Kräfteverhältnis* formgestaltender Faktoren in seiner Wirkung auf die Formenwelt Südostasiens behandelt.

Um auf engem Raum eine Diskussion der wichtigsten Formerscheinungen Südost-Asiens von unserem Gesichtspunkt möglich zu machen, wollen wir diese zunächst herausstellen, in einfacher Reihenfolge, die wir für die Darstellung wählen.

- I. Entstehung von Flussebenen in verschiedenen Niveaus.
- II. Entstehung der aus den Flussebenen ansteigenden Berge, Bergeketten und Bergländer.
- III. Ausbildung und Erhaltung von Flachlandschaften in verschiedenen Niveaus.

I. DIE ENTSTEHUNG VON FLUSSEBENEN IN VERSCHIEDENEN NIVEAUS,

Für das gesamte Südostasien sind die an das Niveau der Flussläufe anknüpfenden Flussebenen charakteristisch. In den Unterlaufgebieten der Flüsse öffnen sie sich gegen das Meer. Sie treten aber auch in flussaufwärts ansteigenden Niveaus im gesamten Laufgebiet der Flüsse und Ströme auf, wobei ihre Ausdehnung stark wechselt. Immer fügt sich ihre Hauptrichtung mit der des Flusses in die Streichrichtung der fast im ganzen Landraum herrschenden intensiven Faltenstruktur. Nach oben und nach unten im Sinne der Laufrichtung sind sie durch Gebirgsriegel von einander getrennt, durch die die Flüsse meist in engen, schellenreichen Talstrecken hindurchbrechen, bis sie nach einiger Zeit in das nächste Talbecken flussabwärts einmünden.

Für Siam und Teile der Malayischen Halbinsel habe ich diese Verhältnisse schon beschrieben und die Verbreitung der bedeutendsten dieser Flussebenen auch in einer Kartenskizze zu zeigen versucht. (W. Credner 1929 a u. b und 1930). Bertil Högbom hat die Talebenen Nordsiams als "Intramontane Ebenen" bezeichnet und hat sich bereits für ihre erosive Entstehung ausgesprochen (B. Högbom 1913), während sich Wallace Lee später für ihre tektonische Entstehung einsetzt (W. Lee 1923).

Das zweite grosse Gebiet, in dem ich die Beobachtung machen konnte, dass solche intramontanen Talebenen eines der wesentlichsten Formelemente der Gesamtlandschaft darstellen, war Südchina, wo ich mit meinen Studenten auf allen Exkursionen immer wieder vor dem Problem ihrer Entstehung stand, in ganz Kwangtung, im östlichsten Kwangsi, im südlichsten Hunan. Auch in Tongking, durch das im Sommer 1930 die Reise auf das Yünnanplateau hinauf führte, zeigte sich dieselbe Erscheinung.

Für ganz Yünnan ist dann das Auftreten solcher Talebenen in allen Grössenordnungen und in allen Laufteilen grosser und kleiner Flüsse eine der charakteristischsten Erscheinungen der Formenwelt. Hier haben eigenartigerweise nur die grössten dieser Ebenen in ihrem meridionalen Verlauf eine Deutung von Seiten der Geologen gefunden, die sich bisher alle für eine tektonische Entstehung durch junge vertikale Schollenbewegungen ausgesprochen haben, ohne dass auch nur einer einen sicheren Beweis etwa durch das Auffinden von Verwerfungen erbracht hätte. Dass ihre Ränder in manchen Fällen auch mit Bruchlinien zusammenfallen, besagt nichts für ihre tektonische Entstehung.

In allen diesen Gebieten ist der Boden dieser Ebenen mit Sedimenten bedeckt, deren Mächtigkeit etwa zwischen 6 und 20 m schwanken dürfte. Diese Sedimentbedeckung, die im Unterlaufgebiet der Ströme mit grösseren Mächtigkeiten auftreten kann, hängt von der jeweiligen Höhe der normalen jährlichen Hochwasser ab, die mit den Monsunregen im Sommer auftretend gewaltige Wassermengen zu Tal führen, wie denn diese Monsunhochwässer Südostasiens wohl überhaupt die grössten regelmässig wiederkehrenden jahreszeitlichen Schwankungen im Wasserstand der Stromsysteme der Erde darstellen.

Die Sedimentbedeckung der Ebenen macht es fast überall unmöglich, eine Vorstellung von der Konsistenz des Gesteinsmaterials am Grunde der

Sedimente zu gewinnen. Umso wichtiger waren für mich die Beobachtungen in den Zinnbergbaugebieten der malayischen Halbinsel, wo der Bergbau die Sedimentdecke abhebt, um an die an ihrem Grunde liegenden Anreicherungen des Zinnerzes zu gelangen. Hier finden sich in Kalkgebieten, wie etwa im Kintatal unter der Schwemmlanddecke weite Flächen ebenerhafter Pinnacle-Verwitterung, über die steil unversehrte, massige Kalkklötze aufsteigen und die sedimentäre Ebene in mächtigen senkrechten Kliffbildungen überragen. Noch interessanter aber waren die Beobachtungen in Granitgebieten, wie etwa auf der Zinninsel Puket, wo die Ebenen aus demselben Granit gebildet werden, der auch in den über die Ebene aufragenden inselbergartigen Granitbergen und -Ketten ansteht. Während in diesen Ketten nur eine wenig mächtige, eluvial bewegte Verwitterungsdecke das harte unverwitterte Gestein bedeckt, ist dieses am Grunde der Talsedimente—manchmal schon 20 bis 30 m vom Anstieg der Hänge entfernt—zu einer plastischen, hochbeweglichen, tonigen Masse verwittert, die in der Anordnung der noch erkennbaren Mineralbestandteile jedoch die primäre Granitstruktur erkennen lässt. Ueber dieser Verwitterungsoberfläche liegen die angereicherten Zinnlager.

Diese Beobachtungen brachten mich neben anderen später gemachten zu dem Schluss, dass am Boden der Talebene, über deren ganze Erstreckung, unter den das ganze Jahr über mit Wasser erfüllten Sedimenten ununterbrochene, intensive, chemische Verwitterung an der Arbeit ist und zu weitgehender Beweglichmachung des Gesteinsmaterials führt. Der in und mit seinen Sedimenten über die Ebene hin und her pendelnde und dabei auch von seinen Nebenbächen unterstützte Fluss findet in diesem Verwitterungsmaterial kaum einen nennenswerten Widerstand und ist bei einer langsam erfolgenden Tieferlegung lokaler oder regionaler Erosionsbasen leicht in der Lage das gesamte Niveau der Ebene auf diese neue Basis herabzudenudieren.

Die Geschwindigkeit mit der sich die Erosionsbasen verlagern, entscheidet über das Schicksal einer einmal zur Ausbildung gekommenen Ebene. Geht sie schnell vor sich, so wird der die oberhalb gelegene Ebene durchfließende Fluss die wenig widerständige weiche Verwitterungsdecke durchschneiden und das darunter anstehende weniger verwitterte Material und schliesslich unverwittertes Gestein erreichen. An dieser Stelle hat sich dann das Kräfteverhältnis zwischen Fluss und Gesteinswiderstand völlig verschoben. Die Weiterbildung der Ebene ist beendet, der Fluss linear festgelegt. An die

Stelle der bisher möglichen flächenhaften Lateralerosion, tritt lineare Vertikalerosion.

Die Verlagerung der Erosionsbasen ist nur mittelbar tektonisch bedingt. Eine Hebung der Gesamtlandschaft beeinflusst zunächst nur die untersten auf den Meeresspiegel eingestellten Laufgebiete der Flüsse. In den höheren Teilen der Flüsse, in denen die intramontanen Ebenen eine hinter der anderen in immer ansteigenden Niveaus liegen, wirkt sich eine solche tektonische Hebung erst sehr spät aus. Hier werden alle lokalen Erosionsbasen durch die Hebung einfach in die Höhe getragen, ohne dass sich, abgesehen vielleicht von einer durch die Heraushebung bedingten Zunahme der Niederschlags—und Wassermengen, überhaupt eine Änderung vollzöge. Die Verlagerung der Erosionsbasen ist hier wie vorher lediglich von der Erosionskraft der zur Verfügung stehenden Wassermengen abhängig. Je kleiner die Flüsse, desto langsamer findet bei angenommenem gleichen Material die Tieferlegung der örtlichen Erosionsbasis statt, desto eher ist der Fluss in der Lage, die Ebene oberhalb der Erosionsbasis in flächenhafter Tieferlegung zu erhalten. So finden wir in Yünnan in allen grossen Strömen die einst vorhandenen intramontanen Ebenen durch machtvolle Eintiefung in den Felsgrund zerstört, während sie sich in allen kleineren Flussläufen erhalten haben. Lässt sich also für die kleineren Flussläufe eine nur schwache linear-erosive Wirkung feststellen, so bald diese den Widerstand wenig—oder gar nicht verwitterten Gesteins gegen sich hat, so muss naturgemäss die weit schwächere Seitenerosion auf noch weit grössere Widerstände stossen. Dass also etwa die kleinen Flüsse durch solche Seitenerosion ihre Ebenen den umgebenden Berghängen abgerungen haben sollten, ist von vornherein als in keinem Verhältnis zu den verfügbaren Kräften stehend ausgeschlossen.

Die Ausbildung und Erhaltung der intramontanen Ebenen gerade im Verlauf der schwächeren Flüsse ist nur unter der Voraussetzung möglich, dass der Fluss in diesem Laufstück immer zu schwach gewesen ist, um die lokale Erosionsbasis so schnell tiefer zu legen, dass sich seine oberhalb durch die Ebene fliessenden Teile in dieser in unverwittertes anstehendes Gestein eintiefen mussten. Das aber setzt voraus, dass die heutigen intramontanen Ebenen an ebensolche Ebenen als Vorläuferformen und diese wieder an solche geknüpft waren. Dass sie in *allen* Teilen *aller* Stromsysteme auch in den gebirgigsten Landschaften auftreten, beweist, dass eine Flachlandschaft den Aus-

gangspunkt der gesamten Formentwicklung gebildet haben muss. Die intramontanen Ebenen sind in die Tiefe vererbte Reste einer solchen allgemeinen Flachlandschaft. Wir werden in den folgenden Teilen weiteres Material zur Stützung dieser Auffassung bringen und machen am Ende dieses Abschnittes die folgenden Feststellungen mit Bezug auf unsere Fragestellung.

1.) Das Gebirgsrelief Südostasiens zeigt wie das aller Gebirgsländer der Erde, dass die addierten Wirkungen von-Krustenbewegungen stärker gewesen sind als die Wirkungen der Abtragung.

2.) Die Gleichzeitigkeit von Krustenbewegung und Abtragung wirkt sich, sobald einmal Relief entwickelt ist, nur für die Landschaftsteile aus, für die der Meeresspiegel, über den die betreffende tektonische Einheit gehoben wird, auch die lokale Erosionsbasis bildet.

3.) Alle aufwärts gelegenen lokalen Erosionsbasen und die auf sie eingestellten Landschaftsteile werden erst später in allmählicher Folge durch die Wirkungen der Krustenbewegungen beeinflusst. Das Kräfteverhältnis zwischen Gesteinswiderstand und linearer Erosion verschieden grosser Wassermengen entscheidet weiter in erster Linie über ihre Höhenlage.

4.) Das Auftreten intramontaner Ebenen in allen Höhenlagen und Verzweigungen der Flussgebiete zeigt, dass die flächenhafte Denudation der Flüsse im Bereich dieser Ebenen der nur ausserordentlich langsam vor sich gehenden linear erosiven Tieferlegung der örtlichen Erosionsbasen weitgehend das Gleichgewicht zu halten vermocht hat.

II. DIE ENTSTEHUNG DER AUS DEN EBENEN ANSTIEGENDEN BERGE, BERGKETTEN UND BERGLÄNDER.

In allen Küstengebieten Südost-Asiens findet sich die charakteristische Erscheinung, dass sich über die auf den Meeresspiegel eingestellten Ebenen, die teilweise auch wieder unter diesen versenkt sein können, Einzelberge, Berggruppen oder Bergketten herausheben. Weiter landein schliessen sie sich meist zu geschlossenen Bergländern zusammen, in denen dann Flachelemente meist nur durch die intramontanen Ebenen vertreten sind. Alle diese Bergformen zeigen im allgemeinen, wenn auch mit starken petro-morphologisch bedingten Gradunterschieden einen deutlichen, meist recht scharf ausgeprägten

Absatz gegenüber den sedimentär verschütteten Flussebenen.¹ Vielfach schaltet sich zwischen Flussebene und Berganstieg eine Zone von Fusshügeln ein, mit deren Entstehung wir uns besonders zu beschäftigen haben werden.

Die Steilheit des Anstiegs dieser Berge ist am grössten natürlich im Kalk, dessen bizarre Inselberge so charakteristisch für grosse Teile der Malayischen Halbinsel sind, die aber auch im Innern Siams, in Tongking, in Kwangtung, in Kwangsi, eigenartigerweise aber seltener in den grossen Kalkgebieten Yünnans auftreten. Ein deutlicher Geländeknick leitet aber auch zu den aus anderen Gesteinen geformten Bergen über und ist auch charakteristisch für die Gebirgsumrahmungen der intramontanen Ebenen.

Alle diese Berghänge und Bergländer, die an die Ebenen stossen, zeigen Formen linear erosiver Zerkerbung, junge Zerschneidung, wie man es im Sinne der Terminologie von Davis bezeichnen würde. Alle diese Tälchen und Täler sind auf die Flussebenen oder die zwischen den Intramontanen Ebenen liegenden Kerbtalstücke der Hauptflüsse eingestellt, wenn sie nicht, was nicht selten ist, über ihnen "hängen."

Wir haben also hier die auffallende Erscheinung, dass sich der Formenschatz der zahlreichen Stromgebiete zusammensetzt aus einer grossen Anzahl von in verschiedensten Niveaus liegenden Flachlandschaften, den Küstenebenen und den flussauf ihre Stelle einnehmenden intramontanen Ebenen und andererseits Berg- und Gebirgslandschaften junger Zerkerbung. Nach Davis "alte" und "junge" aber zweifellos synchron gebildete Formkomplexe. Dieser Befund wird noch dadurch besonders auffallend, dass sich die Flachlandschaften durchaus nicht etwa nur an weniger widerständige Gesteine anschliessen, dass sie vielmehr eine weitgehende Unabhängigkeit von der Gesteinszusammensetzung zeigen und in der Regel in dem gleichen Gestein wie die umgebenden Berg- und Gebirgslandschaften entwickelt sind.

Alle Beobachtungen haben mich immer wieder zu dem Schluss geführt, dass der Gegensatz dieser beiden Grundformelemente auf der grundsätzlichen Verschiedenheit in der Wirkung der klimatogenen, also an das Monsunklima gebundenen Kräfte in beiden beruht.

1. Das solche Berge und Berggruppen auch unmittelbar auf Abtragungflächen aufsitzen, also als scheinbar echte Inselberge in Erscheinung treten, bildet ein Problem für sich das hier nicht behandelt werden soll.

Im Monsunklima scheiden sich regenreicher Sommer mit extremen Niederschlagsmengen und trockener Winter scharf von einander. Im Sommer sind die Böden der Gesamtlandschaft mit Wasser durchtränkt. Es ist die Jahreszeit überall arbeitender intensiver Verwitterung und starker Massentransporte. Die Sedimentmassen der Ebene sind jetzt bis zur überfluteten Oberfläche mit Wasser erfüllt und auch die Böden der Berghänge sind tief durchfeuchtet, wenn auch hier schon der grösste Teil der Wassermengen dem starken Gefäll der Oberflächen folgend abfließt und in geschlossenen Wasseradern den lokalen Denudationsbasen zustrebt. Von den Massentransporten, die sich hier abspielen, dürfen wir uns aber keine zu übertriebenen Vorstellungen machen. Wie noch heute in den dünnbesiedelten Gebieten Südostasiens, so hat einst dichter Wald die gesamte Grosslandschaft überzogen und die Hänge gegen allzu intensive Abspülung geschützt. Wenn wir, wie in Südchina und Yünnan *heute* tiefe Zerrunsung der oft völlig vegetationslosen Hänge und mächtige Schuttkegelbildungen nach jedem stärkeren Regen beobachten, so darf nicht vergessen werden, dass diese Massenbewegungen, die vielfach bereits die gesamte Verwitterungsdecke entfernt haben, im Wesentlichen Folge der Entwaldung dieser Landschaften sind, während in der Naturlandschaft, wie dies noch heute in Siams Waldgebieten beobachtbar ist, auch in der Regenzeit nur Feinpartikelchen, suspendiert im Wasser, die Hänge herab den Wasserläufen zugeführt wurden. Hier in den Rinnen der Bäche aber arbeitet das mit Feinsinkstoffen beladene Wasser im unverwitterten, anstehenden Fels. Dieser ist dazu noch durch Blockmaterial, das vom Gekriech der Hänge geliefert wird, gegen die unmittelbare Wirkung des Wassers geschützt, sodass die Eintiefung nur langsam vor sich geht. Ist dann die Regenzeit vorüber, schwellen die Bäche schnell ab und liegen bald ebenso wie die ausgedörrten wenig mächtigen Verwitterungsböden trocken, ohne Wasserader da. Dies Austrocknen geht am schnellsten in den Oberläufen und den oberen Hangteilen vor sich, während die Unterläufe länger Wasser führen und die unteren Hangteile erst später austrocknen, also länger chemischer Verwitterung und Beweglichmachung ausgesetzt sind, was mit zur Steilerhaltung der Talformen beiträgt. Während der Trockenzeit ruhen in den Berglandschaften Verwitterung, Massentransporte und Erosion.

Ganz anders in den Ebenen. Hier sinkt in der Trockenzeit naturgemäss der Grundwasserspiegel mit dem Nachlassen der Wasserzufuhr und mit dem sinkenden Spiegel des Flusses. Dieser schüttet jetzt aber bei verringerten Wassermengen seinen Boden auf, der in der Trockenzeit also höher liegt als

im Sommer, also sicher über dem Boden des Tales. Die unterhalb des Trockenzeit-Flussbodens gelegenen Teile der Talbodensedimente sind also auch in der Trockenzeit mit Grundwasser gefüllt. Auch während der Trockenzeit arbeitet also hier die chemische Verwitterung ununterbrochen, das Gesteinsmaterial am Grunde der sedimentbedeckten Talsohle in einem Verwitterungszustand erhaltend, der dem in der Regenzeit bis auf diesen Untergrund heruntergreifenden Fluss keinerlei Widerstände bietet. Der Fluss wird daher in der Lage sein bei langsamer Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis mit seiner Ebene dieser Tieferlegung zu folgen (vergl. Tafel, Skizzen 1 u. 2).

Tieferlegung der Ebene bedeutet aber Tieferlegung der Erosionsbasis für die umgebenden Berglandschaften, in denen auf diese Weise die Zerschneidung verjüngt wird.

Wie nun aber unter solchen Verhältnissen überhaupt Berge, und Bergketten im Lauf der Formentwicklung entstehen konnten, dafür findet man überall im Bereich der Küstenebenen wie in den intramontanen Ebenen Beispiele. Hier sieht man als häufige Erscheinung einzeln oder in Zügen Hügel oder Berge mitten aus den Aufschüttungen auftauchen. Sie sind nicht etwa Restberge sondern stellen den Anfang im Bereich der Ebenen vor sich gehender Reliefbildung vor. Wenn nämlich am Grunde der Aufschüttungsmassen sich aus irgendwelchen Gründen, infolge Gesteinszusammensetzung oder Besonderheiten der Flussverlagerung (vergl. Punkt 11.) in der Konsistenz der Verwitterungsdecke Verschiedenheiten ergeben, können diese zum Anlass von Reliefbildung unter den sich in die Tiefe verlagernden Sedimentmassen werden (vergl. Tafel. Skizze 2.) Wird die Resistenz eines solchen Talbodenstücks so gross, dass der Fluss es in seiner flächenhaften Eintiefungsarbeit nicht zu überwältigen vermag, dann wird sich diese Stelle nach einiger Zeit bis in das Niveau der Hochwasseraufschüttungsterrasse und schliesslich darüber erheben und von da an ist das betreffende Oberflächenstück dann der Dauerverwitterung, wie sie am Grunde der Flussaufschüttungen arbeitet, entzogen und tritt nun den Landschaftsteilen mit nur periodischer Verwitterung und linear erosiver Reliefbildung bei, d.h. steigt zunächst als Hügel und später als Berg über das Niveau der sich eintiefenden Täler und Ebenen auf.

Meist wird sich diese erste Reliefentwicklung in den Randgebieten der Ebenen vollziehen, wo sich dann Fusshügel vor den Anstiegen der alten Ebenenränder bilden. Handelt es sich dabei um grössere in die Reliefentwick-

lung eintretende Flächen, so findet man in ihrem Bereich oft noch auf grosse Strecken das Niveau des alten, einst von Schwemmlandmassen bedeckten Ebenenbodens erhalten, vielfach sogar noch mit Teilen dieser Sedimentbedeckung, und solche Stücke legen sich dann als Fussflächen oder Fusshügelterrassen der alten Bergumrahmung vor. (Taf. Skizze 3.)

Diese Erscheinung ist z. B. in den intramontanen Ebenen Siams so allgemein, dass Wallace Lee hier zum erstenmal von einer Fusshügelzone gesprochen hat. Im Cantondelta sind diese Fusshügel aber eine der charakteristischsten Erscheinungen der Gesamtlandschaft. Das Auftreten solcher Fusshügel bedeutet jeweils Einengung der in die Tiefe vererbten Landschaftsteile von Ebenencharakter.

Wir fassen wieder zusammen:

5.) Das Nebeneinander synchron gebildeter Landschaftsteile von extremster morphologischer Gegensätzlichkeit, von Ebenen und aus ihnen aufsteigenden Bergländern beruht auf der Verschiedenartigkeit exogener Kraftwirkungen in beiden. Die aus dem morphologischen Charakter der Ebenen sich ergebenden hydrographischen Verhältnisse schalten hier die Wirkung des Wechselcharakters des Monsun-Klimas aus. *Dauer*verwitterung und flächenhafter Abtragung leicht beweglicher Massen in den Ebenen steht *nur periodische* Verwitterung und lineare Erosion in widerständigem Material in den Bergländern gegenüber.

6.) Der gleiche Gegensatz gilt für die unterhalb der Ebenen gelegenen Kerbtalstrecken, wo lineare Erosion die Widerstände in wenig verwittertem, durch Schotter und Blockpackung noch geschütztem Gestein zu überwinden hat. Der höchste Punkt dieser Kerbtalstrecke ist die lokale Erosionsbasis für die oberhalb gelegene intramontane Ebene. Vermag der Fluss einer Tieferlegung dieser Erosionsbasis nicht mit seiner ganzen Ebenen zu folgen, steigen Fusshügel an den Rändern der Ebene aus den Aufschüttungsflächen auf, das Areal der Ebene einengend.

7.) Dass solche Fusshügelzonen später durch die kombinierte Seitenerosion des Flusses und seiner Nebenbäche wieder aufgezehrt werden können, ist mehrfach beobachtet worden. Jedoch ist der Vorgang durch das einmal geschehene Auftauchen über das Niveau der Dauerverwitterung erschwert.

8.) Schnelle Tieferlegung der lokalen Erosionsbasen, wie sie sich bei zur Verfügung stehenden grossen Wassermassen vollziehen kann, führt zur Zerstörung der oberhalb entwickelten Ebene. Dies ist der Fall in Bereich grosser Laufstrecken der Hauptströme Südost-Asiens. Für die Unterlaufgebiete der grossen Ströme würde grosse Intensität der Krustenbewegungen dieselbe Wirkung haben. Das Auftreten weiter Verebnungsflächen im Mündungsgebiet des Westflusses und des Roten Flusses zeugt von der Langsamkeit der Krustenbewegungen in den dortigen Kontinentalrandgebieten. Liegt der Salween bis dicht vor seiner Mündung in engem schnellenreichen Kerbtal fest, so liegt das daran, dass er, wie ich früher schon gezeigt habe, gerade einer Achse grösserer Hebungsintensität folgt. (W. Credner 1929, S. 182f). Das gilt auch für das schnellenreiche Stück des Mekongunterlaufs im Laos. Für den Mittellauf des Yangtse liegen solche (vielleicht frühere!) Hebungsachsen u. a. in den schnellenreichen Laufstücken oberhalb Itshang.

III. AUSBILDUNG UND ERHALTUNG VON FLACHLANDSCHAFTEN IN VERSCHIEDENEN NIVEAUS.

Hatten die intramontanen Ebenen wie auch die Fusshügel in Siam schon die Aufmerksamkeit von B. Högbom und später W. Lee auf sich gezogen, so wurde eine dritte wichtige Erscheinung hier zum erstenmal vom Verf. beschrieben und ihre Erklärung versucht. Das sind die Reste alter Flachlandschaften, die sich in verschiedenen Gebieten Siams und in sehr verschiedenen Höhenlagen fanden. (W. Credner 1929b.). In Indochina hat das Plateau von Tra Nin die Aufmerksamkeit von Ch. Jacob auf sich gezogen (Ch. Jacob 1925, S. 67 ff.), während R. Bourret das Plateau von Nam Hông zwischen dem Laufstück des Mekong unterhalb von Luang Prabang und der Siamesischen Grenzkette beschrieb (R. Bourret 1925, S. 21 ff.). In Yünnan drängen sich dem Beobachter in allen Teilen des Landes, im Osten in grösserer Flächenerstreckung, im Westen räumlich enger begrenzt solche Reste alter Flachlandschaften auf. Sie liegen hoch über den heutigen Talzügen und damit auch hoch über den an diese anknüpfenden intramontanen Ebenen. Diese alten Flachlandschaften haben denn auch die Aufmerksamkeit aller Reisenden der neueren Zeit auf sich gezogen und eine Deutung grossen Stils ist zuerst von J. Deprat gegeben worden (J. Deprat 1912). Seine Erklärung bewegt sich ganz im Rahmen der Davisschen Zyklentheorie, die ja auch für den Nordwesten Chinas durch Bailey Willis

Morphologische Entwicklungshypothesen für Yünnan.
J. Deprat 1912 und J.W. u. O.J. Gregory 1925.

Geologische Formationen	Studien nach B. Willis	Entwicklungshypothese Deprat 1912	Entw.-Hypothese Gregory 1925	Studien nach B. Willis
Späteres Pleistozän	Fon Ho (Ausbildung d. heutigen Reliefs)	5. Vertiefung aller Cañons. 4. Begleitg. Cañonbildung d. Yangtse u. d. Nebenflüsse. 3. Weitere Einfügung. 2. Erweiterung d. Täler und Zunahme d. Gefälls. 1. Eintiefung von Hochtälern, d. Yangtse und seiner Nebenflüsse.	Eintiefung d. Cañons. Wachsen d. Gletscher. Eintiefung junger Cañons. Vulkanismus. Verwerfungen.	Fon Ho
Älteres Pleistozän	Hin Tshou (Löss Beckenfällung)	Lin Ngan { Ablagerung von Schottern u. Cylus } Löss in Becken.	Ablagerungen von Lignit, Löss u. Sanden i. d. Becken. Trocken Periode (Oberpliozän)	Hin Tshou
Ober Pliozän	Tang Hien (Relie Täler in Pei Tai Peneplain eingetieft)	3. Verwerfungen, Tektonische Entotebung d. Becken. Tshou { 2. Zwischen weiten Tälern auf Wel eingeeugten Ketten Reste der Kiao Ting Shan Peneplain. Stadium } 1. Heraushebung.	Verwerfungen, Tektonische Entstehung d. Becken. (Mittel Pliozän)	Tang Hien
Unter Pliozän	Pei Tai (Wu Tai Shan-peneplain)	Kiao Ting Shan Stadium { Bildung neuer Peneplain. Heraushebung u. Zerschneidung.	Ausbildung von Hochtälern Nach-himalayische Verwerfungen Vulkanische Ergüsse	Pei Tai
Ober Miozän		Heraushebung des Himalaya, Deckenüberschiebungen von Norden über Yünnan und Nord-Tongking.	Himalaya Faltung	
Mittel Miozän bis Oligozän				
Fozän Kreide Jura		Gebiet unbewegt. Ausbildung einer Peneplain.	Ausbildung einer Peneplain	Pei Tai

Anwendung gefunden hat. Deprat findet dieselben Zyklen wie sie dieser für den NW annahm, was bei der Riesenentfernung der Gebiete, ihren so stark von einander abweichenden Strukturen und ihrer recht verschiedenen geotektonischen Lage überraschen muss. J. Coggin Brown hat die beiden Deutungen nebeneinandergestellt (J. Coggin Brown 1914, Teil 4, S. 116 ff.), mehr referierend, als dass er eigentlich kritisch zu ihnen Stellung nähme. Auch J. W. und C. J. Gregory (Gregory, 1925, S. 240 ff.) haben sich mit der morphologischen Entwicklungsgeschichte Yünnans auseinandergesetzt. Ich stelle im Anschluss an Gregory die mit der Deutung von Willis parallelisierten Erklärungsversuche von diesem und Deprat nebeneinander. (Siehe S. 25).

Diskutieren wir beide Erklärungen kurz, so ergibt sich bei Deprat zunächst eine Peneplain alttertiären Alters, die von Deckenüberschiebungen überwältigt wird, also zunächst doch wohl wenigstens stellenweise morphologisch unwirksam gemacht wurde. Sein erster Zyklus des Kiao Ting Shan Stadiums endet mit neuer Peneplain. Sie muss wenigstens teilweise noch über seiner älteren Peneplain liegen, da er ja die über diese überschobenen Decken noch erkennen konnte. Nach einem weiteren Zyklus, der aber nicht zum Abschluss gekommen ist, sondern nur eine Landschaft mit weiten Tälern geschaffen hat, findet er Reste der Kiao Ting Shan Peneplain nur noch auf den höchsten Bergzügen erhalten. Die neue Landschaft des Tshui Wei Shan Stadiums wird dann von Verwerfungen betroffen, die die grossen Becken im Innern Yünnans ausbilden. Von diesem Stadium an findet nur noch Zunahme des Reliefs statt, abgesehen von einer Periode, in der die Becken mit Schottern und Löss zugeschüttet werden. Die Zunahme des Reliefs führt Deprat auf junge Heraushebung zurück. Da die Cañonbildung nur in den grössten Strömen stattfindet, muss er also annehmen, dass die zwischen ihnen liegenden Landschaften sich noch im Stadium der Tang Hien Zeit befinden, da die angenommene allgemeine Aufschüttung der Becken ja wieder zum grössten Teil durch Ausräumung entfernt ist, d. h. eine Landschaft oberpliozänen Alters darstellt, in deren höchsten Teilen noch unterpliozäne Rumpfflächenreste erkennbar sein sollen.

Gregory's nehmen eine gleichaltrige Ausgangspeneplain an, deren Alter aus paläogeographischen Gründen kretazisch bis untertertiär angenommen

wird. Nach ihrer Meinung hat die ganze Landschaft seit dem Ausgang des Palaeozoikums überhaupt schon hoch gelegen und auch die Peneplain ist in grosser Höhe über dem Meeresspiegel zur Ausbildung gekommen. Dann folgt die Himalayische Faltung, die nach ihrer Meinung auch durch das nördliche Yünnan hindurchzog und ihre Fortsetzung im Osten in den Gebirgen von Kweitshou und im Nan Shan Südchinas gefunden hat. Wie diese Faltung auf die Morphologie Yünnans gewirkt hat, wird von ihnen nicht diskutiert! Hochtäler sollen im Obermiozän ausgebildet sein. Nun folgt auch hier eine Periode der Bruch—und Beckenbildung und eine Trockenperiode führt zu teilweiser Zuschüttung. Später erfolgt dann die Ausbildung der tiefen Kerbtäler, wobei ausdrücklich betont wird, dass sie nicht durch junge Hebung hervorgerufen sei. Es wird vielmehr ausgeführt, dass es wahrscheinlicher sei, dass die Zertalung durch das Absinken des roten Beckens in Setshuan bedingt sei. ("formation of sunklands"). Dies Absinken habe dort zur Ausbildung eines grossen Sees geführt, der einen Abfluss nach Osten gehabt habe. Dieser soll sich allmählich das Yangtse Cañon eingeschnitten haben, durch das dann der See entleert sei! Sinken des Kontinentalrandes, nicht Heraushebung Yünnans ist nach Gregory also die Ursache der gewaltigen Zertalung durch die Stromfurchen, wobei aber des Mekong und des Salween nicht Erwähnung getan wird. Diese nehmen aber ihren Weg nach Süden, Viele hunderte von km abwärts sind sie noch durch Schnellen für die Schifffahrt gesperrt, ja bis dicht vor ihrer Mündung machen sich diese noch bemerkbar: Nichts deutet hier in Süden auf Senkung, alles auf Hebung der Landmassen, die sie durchströmen. Mit Bezug auf diesen entscheidenden Bewegungsvorgang müssen wir die Auffassung Gregory's ablehnen.

Unsere Aufgabe ist hier aber vielmehr die Auseinandersetzung mit der in den vorstehenden Entwicklungsschemen gegebenen Erklärungen für die Ausbildung der sich in Süd-Asien allgemein und in den verschiedensten Niveaus findenden alten Flachlandschaften und jungen Becken. Dass wir in den höchsten sich findenden Flachlandschaften überhaupt noch Reste einer einheitlichen alten Peneplain vor uns haben, müssen wir bezweifeln, ebenso, dass sich die tiefer liegenden alten Flächen überhaupt in irgend ein System einordnen lassen! Sie alle sind in verschiedenen Stromgebieten im Anschluss an lokale Erosionsbasen in den verschiedensten Zeiten entstandene lokale Verebnungsflächen. Dass sich

allerdings einst eine allgemeine Flachlandschaft über unseren Landraum ausgebreitet haben muss, haben wir morphologisch bewiesen. Wahrscheinlich sind aber auch die höchsten sich findenden Flächenreste schon in diese älteste wahrscheinlich doch nach himalayische Rumpflandschaft hineingearbeitet. Eine Parallelisierung der Flächenstücke, wie sie Deprat in mehreren Entwicklungsstadien versucht ist überhaupt ausgeschlossen. Es fehlen für alle Bestimmungen jegliche Anhaltspunkte sowohl Fossilfunde wie auch korrelierte Alters Ablagerungen. Einige wenige Fossilfunde sind in Beckensedimenten am Grunde der heutigen Täler gemacht worden. J. Coggin Brown stellt sie zusammen (J. Coggin Brown 1913, Teil I, S. 199 f) Sie besagen nur dass die Talformen im Innern Yünnans bereits im älteren Pleistozän den heutigen ähnelten, d. h. dass hier in den Oberlaufgebieten der den grossen Strömen tributären Nebenflüsse die Landschaftsweiterbildung nur sehr langsam vor sich gegangen ist, was ich ja überhaupt für die Erhaltung der weiten Talebenen in allen Laufstrecken der Flüsse auch morphologisch fordern musste. Dass wir die Beckenbildung allgemein nicht als tektonisch gelten lassen können, haben wir schon oben betont, wo auch auf das Fehlen einwandfreier Beweise für eine solche Auffassung hingewiesen wurde. Das Auftreten dieser Beckenlandschaften in allen Grössenordnungen und Höhenlagen im Anschluss an die Richtungen des meist streichend entwickelten Entwässerungsnetzes, ihre meist recht unregelmässige Begrenzung haben mich nach jahrelangen Beobachtungen immer wieder zu der Auffassung gebracht, dass die Becken im Wesentlichen Ergebnis flächenhafter Abtragung durch die Flüsse sind. Dass der Boden fast aller dieser Becken gerade im Niveau der heutigen Flüsse liegt, und dass dieser Zustand für alle im Verlauf eines Flusses auftretenden Becken gilt, könnte doch auch nur durch eigenartige Zufälligkeiten im tektonischen Geschehen erklärt werden. Dass die Abflüsse der Becken gerade durch die höchsten Ketten ihrer Umwallung ihren Weg nehmen, wie der Abfluss des Beckens von Yünnanfu durch die hohe Kalkette des Si Shan, der des Tali Beckens in scharfem, zweifellos epigenetischen Durchbruchskanion durch die hohe Kette des Tien Tshang Shan, ist mit einer tektonischen Entstehung der Becken nur vereinbar, wenn man annehmen will, dass sich die tektonische Beckenbildung so langsam vollzogen hat, dass die Eintiefung des Abflusses in die Ketten, durch die sie ihren Weg nehmen, der Beckenbildung das Gleichgewicht gehalten hat, d. h. dass es nie zum Aufstau eines Sees gekommen ist,

der dann ja leichten Abfluss über eine niedrigere Stelle der Beckenumrahmung gefunden hätte. Im Einzelfall ist natürlich auch solche tektonische Entstehung nicht ausgeschlossen. Sie wird im Falle des Talisees sogar wahrscheinlich, dessen bis 100 m angegebene Tiefe sonst nur durch Karsteinbruch erklärt werden könnte. Die heftigen Erdbeben, die das Gebiet von Zeit zu Zeit heimsuchen und zuletzt am 16. März 1925 gerade um den See von Tali herum einen grossen Teil der Siedlungen in Trümmer legten, machen in der Tat ganz junge tektonische Bewegungen wahrscheinlich. Aber die Tatsache, dass sie noch heute fortdauern, zeigt dass sie sich nicht in eine bestimmte Periode einordnen lassen, wie dies Deprat und Gregory wollen, sondern, sich über lange Zeiträume erstreckend, mit dem gesamten jungen Heraushebungsvorgang des Gebiets verknüpft sind.

Gerade in Yünnan zeigt sich nun aber dem Beobachter besser als in allen anderen Teilen Südost-Asiens die sicher in den meisten Fällen erosive Natur der Beckenbildung und ihr Zusammenhang mit der Ausbildung älterer Flachlandschaften in höheren Niveaus. Es finden sich hier nämlich über den intramontanen Ebenen nicht nur eine oder zwei, sondern oft ineinandergeschachtelt eine ganze Anzahl von alten höheren Flächen. Am grossräumigsten sind sie in den von mir gequerten Gebieten im Wasserscheidengebiet zwischen Yangtse im Norden und Rotem Fluss im Süden westlich von Yünnanfu erhalten. Steht man hier wie etwa östl. von Pupong in 2350 m Höhe auf den hohen Flächen, über die die Strasse führt, so sind in benachbarten Rücken noch etwa 100 bis 150 m höhere Flächen zu erkennen und unter einem liegen mehrere ineinander verzahnte Niveaus bis dann schliesslich das Becken von Pupong in der Tiefe den letzten, heute wieder in Zertalung begriffenen Flächenrest darstellt.

9.) Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass die grösste Mehrzahl der Becken durch erosive Eintiefung räumlich sich verengender Teile alten Flachreliefs entstanden sind.

10.) Die deutlich hervortretende Einengung dieser Flachlandschaft findet jeweils von zwei Richtungen her statt. Einengung im Sinne der Flussrichtung findet durch Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis statt, wenn diese so schnell vor sich geht, dass die Eintiefung der Ebene ihr nicht zu folgen vermag. Die Einengung von den Seiten her wird jedoch im wesentlichen

durch das Kräfteverhältnis zwischen flächenhafter Erosion des Flusses und dem Zutransport von Material aus den umgebenden Berglandschaften beeinflusst. Solange in den umgebenden Landschaften Flachrelief herrscht, werden dem Hauptfluss nur leichttransportable Feinprodukte zugeführt. Je tiefer die Eintiefung der Ebene, desto stärker wird das Relief der umgebenden Landschaft, desto gröber das der Ebene zugeführte Material. Ist der Fluss nicht in der Lage dieses zu bewältigen, bilden sich randliche Schuttkegel unter denen randliche Teile der Ebene gegen die flächenhafte Tieferlegung geschützt werden. So drängen die Randberghänge durch Fusshügelbildung gegen die Ebene vor.

11.) Dieser Vorgang der randlichen Einengung wird aber auch zur Funktion der Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis der Ebene. Hält sich diese lange stabil kann der Fluss durch Seitenerosion den randlichen Verlust zum Teil oder ganz wieder wettmachen.

12.) Diese Beobachtungen über die Wirkung des Verhältnisses exogener Kräfte zeigen aber auch, dass man nicht gezwungen ist, aus der kontinuierlichen räumlichen Einengung der intramontanen Ebenen etwa nun auf eine Beschleunigung im Ablauf der Krustenbewegungen zu schliessen, ganz abgesehen davon, dass an eine Gleichzeitigkeit von tektonischer Ursache und morphologischer Wirkung hier im Innern des Kontinents überhaupt nicht mehr gedacht werden kann.

13.) Noch viel weniger aber liegen Unterlagen für den Nachweis zyclischer Bewegungen vor wie sie Deprat annimmt. Was wir nachweisen können, ist zunächst nur ein aufwärtsgerichteter grossartiger Bewegungsvorgang, der eine Landschaft mit Flachrelief betroffen hat. Ob dieser Vorgang kontinuierlich im Sinne einer einheitlich gleichgerichteten Aufwölbung erfolgt ist oder local differenziert, vielleicht sogar stellenweise durch rückläufige Bewegung abgelöst worden ist, soll an dieser Stelle nicht diskutiert werden.

14.) Das gesamte Formenbild Südost-Asiens wird in seinen wesentlichen Zügen durch junge tektonische Aufwärtsbewegungen und durch das Kräfteverhältnis zwischen diesen, den Strukturbedingungen und den klimatogenen

Kräften der Monsunregion bestimmt. Alle Formen resultieren aus diesem Kräftespiel und sind in diesem Sinne *gleichalt*. Nur nähert sich der Charakter der Formen in den höchsten sich findenden Flachlandschaften noch am meisten dem der Ausgangsform.

W. Credner

Abgeschlossen am 22. IV. 31.

ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN.

- Bourret, R. Études Géologiques dans la région de Pak-Lay (Moyen Laos),
(1925) Bull. Serv. Géol. Indochine, Vol. XIV, Hanoi, 1925.
- Coggin Brown, J. Contributions to the Geology of the Province of Yunnan
(1913-24) in Western China, Parts 1 to 8, Rec. Geol. Surv. India,
Vol. XLIII to LIV, 1913 to 1923.
- Credner, W. Reisen in Siam, Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin, 1928.
(1928)
- Derselbe, Reisen in Siam, Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin, 1929.
(1929a)
- Derselbe, Problems of Geomorphology in Siam, Journ. Siam Soc. Vol.
(1929b) VIII, 1929.
- Derselbe, Grundzüge einer Gliederung Siams in seine Teillandschaften,
(1930) Geogr. Zeitschr. 1930.
- Derselbe, Yünnanreise des Geographischen Instituts der Sun Yatsen
(1931) Universität 1930, Mitt. Geogr. Inst. Sun Yats. Univ. Canton.
Bd. I, 1931.
- Davis, W. M. Physical Geography, 1898.
(1898)
- Derselbe, The explanatory description of landforms, Cvijic-Festschr.,
(1929) 1924.
- Deprat, J. Étude Géologique du Yunnan Oriental, Mem. Serv. Geol.
(1912) Indochine, Vol. I, Hanoi, 1912.
- Gregory, J. W. u. C. J.
(1925) The Geology and Physical Geography of Chinese Tibet and its
relations to the mountain system of South-Eastern Asia, Philos.
Transact. Royal Soc. London, Ser. B, Vol. 213, 1925
- Hettner, A. Die Oberflächenformen des Festlandes, 1920, 2. Aufl. 1928.
(1920 u. 28)
- Högbom, B. Contributions to the Geology and Morphology of Siam, Bull.
(1913) Geol. Inst. Upsala, Vol. XII, 1913.
- Jacob, Ch. Exploration Géologique dans le Haut-Laos, Bull. Serv. Geol.
(1925) Indochine, Vol. XIII, Hanoi, 1925.
- Lee, W. Reconnaissance Geological Report of the Districts of Payap and
(1923) Maharashtra Northern Siam, Dept. Royal State Railways, 1923.
- Penck, W. Die Morphologische Analyse, Geogr. Abh. herausgeg. v. A.
(1924) Penck, Berlin, Zweite Reihe, Heft 2, 1924.
- Willis, B. Research in China; Washington, Vol. I, 1907.
(1907)

Resumé

On the interaction of morphogenetic factors and their expression in the character of land-forms in South Eastern Asia.

The interaction of endogene and exogene forces is forming the face of the earth. The most important of the endogene forces are the crust-movements. The proportion between the intensity of these crust-movements and the intensity of the exogene forces finds its expression in the character of the landforms. This idea is made the central question in the most important and wayleading morphological publication of recent years: W. Penck, *Die Morphologische Analyse*, 1924. But in this theory of form-development W. Penck does not pay attention sufficiently to the influence of climatical differentiation on the development of landforms, which according to other morphologist's opinion is of great importance for the features of morphology in the different regions of the world, also if we only pay attention to those of humid character. On the basis of four years observation work the present writer tries to show how just in the monsoonal region the special conditions of climatogene activities are creating also special morphological features.

Three of the most important form-elements of Southeastern Asia are discussed from this point of view:

I. The great river-plains, which do not appear only at sea level in the coast regions but also far in the interior of the continent in the most different levels and in all parts of the river-courses. Bertil Högbom has called these river plains, which he has observed in the interior of Northern Siam "intramontaneous plains" which term is taken over by the present writer.

II. The origin of the hills, mountains, mountain ranges and mountain-landscapes, which are rising out of these plains.

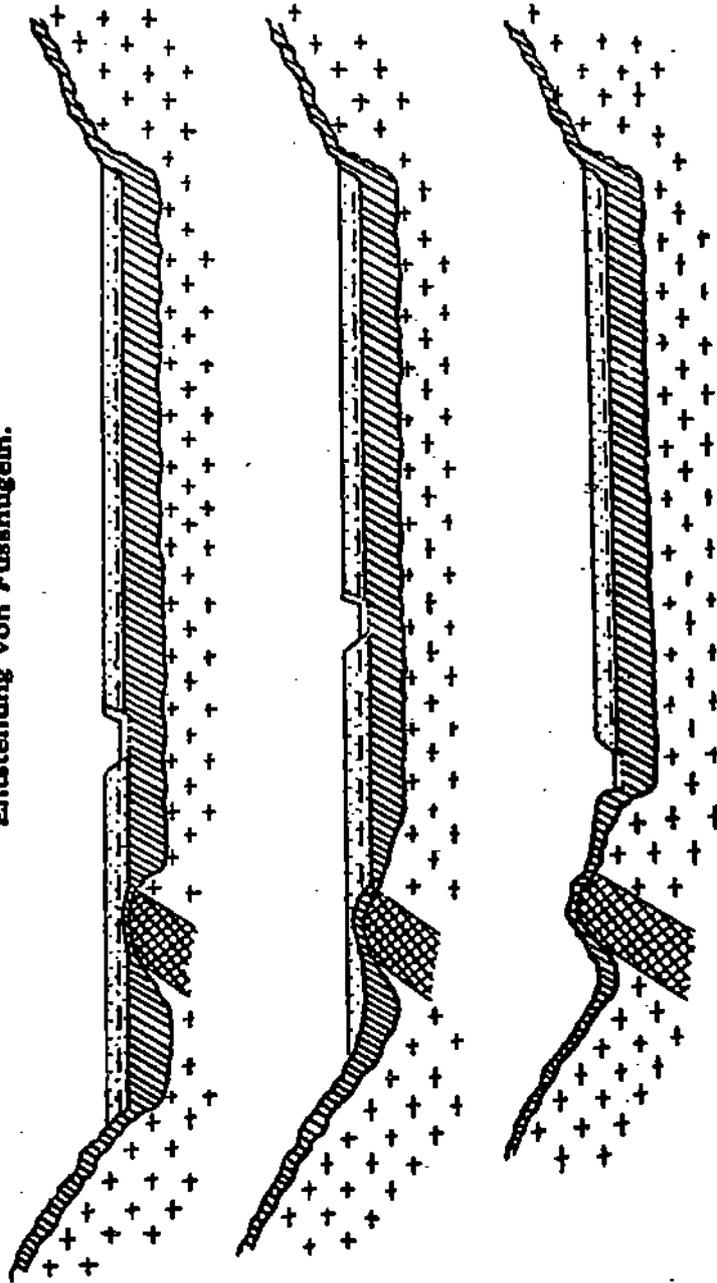
III. The origin and the preservation of old landscapes of flat relief, with partly the character of peneplains in all parts of Southeastern Asia and in the most different levels.

The observations which are at the basis of the present paper are made chiefly in Siam, in Kwangtung and in Yunnan, but also during journeys in Indochina and Burma in the last four years. It is shown that the contrast between plains and mountains must be a very old one. Acc. to all observations with regard to the intensity of lateral erosion it is impossible that the plains of today are formed by such recent lateral erosion. The plains of today, which appear at the most different levels, are remnants of a former general flat relief, which was extending once over the whole of Southeastern Asia. This flat relief is partly preserved by river action, by which these rivers were denudating down there broad plains into the rising block. This ability of the rivers to denudate down the flat relief into deeper and deeper levels is due to the very feeble resistance, which the rivers have to overcome in the rocks forming the bottom of their valley plains. This feeble resistance is caused by the very intensive decomposition of these rocks, which are covered with mighty sediments of the rivers.

The sedimentation of these mighty deposits on the other hand is due to the great seasonal changes of water level, typical just for the monsoonal climate. The continuous chemical weathering, which is going on at the bottom of these sediments and which is intensified by the fact, that the lower parts of these sediments continuously are filled up by high ionized water, enables the river to denude down the whole valley-bottom, if only the local base-levels of erosion are descending slowly. The velocity, with which the base-levels for the different parts of a valley are lowered down depends on the resistance of the rocks, on the quantities of water at disposal for erosive work and on the intensity of crust movements. The fact that the river-plains are preserved in the *coastal* regions in greater extent shows that the crust movements have been acting with *greater intensity* in the more *interior* parts of Southeastern Asia, which, seen in its whole, is forming a great young anticlinal unit.

The original peneplain, if such one ever has been existing, is destroyed all over South Eastern Asia. All plains observable in our day are already of younger origin and are formed in the most different times in different elevations above local base-levels of erosion. The attempts of Deprat and of the Gregorys to establish different cycles of erosion have not a basis in the facts observable. Also the hypothesis of the Gregorys, who explain the forms of Yunnan by the supposition, that not an upheaval of the central parts of South Eastern Asia but the forming of sunklands in the surrounding regions has been the cause for the young intensive intersection of Yunnan cannot be accepted. All morphological features are pointing in the direction of a great upheaval, which in the oceanic coastal regions could be partly balanced by the destructive power of the river systems, while in the interior the movements were going on with such intensity that flat forms could be preserved only in the beginning of the new development, while later the rivers were forced to cut their valleys deep into the rising block.

Erosive Tieferlegung einer intramontanen Ebene und
Entstehung von Fushügeln.



- Verwitterungsdecke
- Fluss-sedimente
- Uverwittertes Gestein
- Besonders widerständ. Gestein, Wasserapfel
- Grund-Trockenheit u. Regenzeit

the first two cases, the first two terms of the series are the same, but the third term is different. In the third case, the first two terms are different, but the third term is the same.

In the first case, the first two terms are the same, but the third term is different. In the second case, the first two terms are different, but the third term is the same.

In the third case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the fourth case, the first two terms are the same, but the third term is different.

In the fifth case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the sixth case, the first two terms are the same, but the third term is different.

In the seventh case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the eighth case, the first two terms are the same, but the third term is different.

In the ninth case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the tenth case, the first two terms are the same, but the third term is different.

In the eleventh case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the twelfth case, the first two terms are the same, but the third term is different.

In the thirteenth case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the fourteenth case, the first two terms are the same, but the third term is different.

In the fifteenth case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the sixteenth case, the first two terms are the same, but the third term is different.

In the seventeenth case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the eighteenth case, the first two terms are the same, but the third term is different.

In the nineteenth case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the twentieth case, the first two terms are the same, but the third term is different.

In the twenty-first case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the twenty-second case, the first two terms are the same, but the third term is different.

In the twenty-third case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the twenty-fourth case, the first two terms are the same, but the third term is different.

In the twenty-fifth case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the twenty-sixth case, the first two terms are the same, but the third term is different.

In the twenty-seventh case, the first two terms are different, but the third term is the same. In the twenty-eighth case, the first two terms are the same, but the third term is different.

