

GAETANO ROVERETO

**GRADINI E PIÈ-DI-MONTE**

La nascita di un impero d'Africa obbliga il geomorfologo italiano ad occuparsi di problemi che prima trascurava, e per i quali non era preparato, perchè non interessavano il territorio patrio. Alcuni di questi problemi già si erano affacciati appena occupata la Tripolitania, la Cirenaica, la Somalia costiera; ma si sono ampliati, e si sono fatti più pressanti, dopo la conquista dell'Abissinia e della Somalia interna: essi non solo si riferiscono ad una investigazione teoretica e generale, ma anche, in varia misura, a utilizzazioni in rapporto alle colture accompagnate, o non, dall'irrigazione, alle esplorazioni minerarie, agli impianti idroelettrici.

Questo scritto vuol essere una prima tappa nella preparazione allo studio di due delle più distinte caratteristiche della morfologia abissina, ed è esteso, per completare la casistica, anche ad altre regioni.

**DEI GRADINI.** — In alcuni trattati il gradino è una forma topografica che viene distinta alla pari dei monti e delle valli, e alla quale si dà, quindi, un significato morfologico molto esteso. Difatti, nel trattato di Supan, ad es., si considerano gradini delle pareti svariatissime, da quelle delle forre a quelle delle *côtes* o *cuestas*, delle faglie, e persino delle creste del Giura.

In realtà, volendo restare nei termini, il gradino o scaglione deve avere una soglia, e questa dev'essere una distesa pianeggiante, avente principio dall'orlo del gradino stesso. Sicchè il gradino tipico è un particolare perimetrale di luoghi piani, soprattutto degli altipiani, e si ripete frequente con questi come una conseguenza indiretta del loro modo di dilavamento, che è diffuso in maniera da non potersi estendere ad intaccare la soglia, la quale, se si abbassasse, distruggerebbe pure il grado. Una vera erosione esiste però anche per gli altipiani, ma è limitata alle zone di immediato impluvio dei fiumi, le cui acque intaccano il gradino solo dove lo attraversano, producendo forre e, se nemmeno queste hanno avuto tempo di originarsi,

cadendo in cascata. Inoltre, i gradini meglio conservati orlano altipiani con grandi conche, che si scaricano in senso opposto allo scaglione.

Questa è innanzitutto la condizione generale per la quale i gradini si conservano, e li vediamo ripetersi; ma è differente la causa che ne ha prodotto il primo intaglio, e sono differenti le modalità che conservano e modificano la loro parte più caratteristica, la parete.

Le principali di queste cause si possono concretare con il seguente elenco:

a) l'erosione atmosferica è relazionata con un limite climatico che attraversa o attraversava l'altipiano; secondo questo limite si è sviluppato il gradino: sono i *gradini erosivo-climatici*;

b) un'erosione di piè-di-monte si è esplicata con azioni laterali: sono i *gradini erosivi da piè-di-monte*;

c) grandi faglie di affondamento, oppure faglie normali di varie sorta, hanno prodotto i *gradini di dislocamento per faglia, o tettonici*;

d) un dislivello, o dei dislivelli sono dipendenti da una flessura, talvolta con passaggio a faglia: sono i *gradini di flessura*;

e) l'abrasione marina intaglia i *gradini di falesia o abrasivi*.

Questa enumerazione è tratta da una casistica abbastanza bene accertata. Le osservazioni relative, di più frequente possibilità sul terreno, sono: Per la prima e la seconda categoria, il cui riconoscimento è il più difficile, perchè non ha prove dirette e urta con la consueta maniera di considerare, nelle nostre regioni, il dilavamento, si può logicamente ammettere, dopo che si sono escluse le influenze delle altre; e queste categorie si troveranno a ripetersi sui margini delle piattaforme strutturali, avvertendo che di frequente il limite climatico antico, non corrispondendo a quello odierno, diventa più o meno ipotetico.

Per la terza il problema è difficile quando il gradino sino al suo orlo, e la regione che sta ai suoi piedi, hanno la stessa composizione, o gli stessi strati; bisogna allora far intervenire osservazioni geofisiche, elettriche, magnetiche, che debbono certamente far risaltare, se esiste, la soluzione di continuità, il piano dello scorrimento. Lo stesso dicasi per la quarta.

Per la quinta sono indizio rivelatore: l'esistenza al piede del gradino di formazioni marine, dovute alla ingressione e mancanti sull'altipiano; la scissione del gradino in terrazzi marini.

La morfologia di un gradino di erosione può essere complicata dallo spostamento scalare dei piè-di-monte, o di piani detritici e simili, situati al loro piede, spostamento attribuibile a sua volta all'erosione secondo cambiati livelli di base, oppure a gradinata per faglia.

Le condizioni climatiche, genetiche e strutturali originatrici di tutto questo si osservano con la maggiore frequenza attorno alle piattaforme asiatiche, africane e americane, siano queste di clima umido come desertico, tropicali o subtropicali.

Il gradino della Tripolitania fra la Gefara e il Gebel, fra un basopiano costiero e un altipiano, è per C. F. Parona, R. Pfalz, G. Stefanini [21, 24, 28, 29] il fronte di ritiro dell'altipiano, inciso e modellato dall'erosione fluviale. Ciò è detto anche dai geologi francesi per la Tunisia e l'Algeria, dove lo stesso gradino si ripete; difatti Wittschell [34] trova la scarpa del Gebel eguale a quella del Dahar della Tunisia Meridionale. Ora, l'arretramento per tale causa, come è nei più dei casi, è innegabile, ma rimane il dubbio che la prima determinazione del gradino sia avvenuta in luogo ora invaso dal piano costiero, quindi per falesia marina; e nemmeno è escluso, che il gradino sia collegato ad una diversità climatica fra la fascia (adottando le divisioni di Eredia e di A. Fantoli) di *clima steppico costiero*, se non di quella di *clima marittimo steppico*, e quella di *clima steppico d'altipiano* (che comprende oltre il Gebel, il ripiano di Tarhuna e i rilievi del Msellata).

È certo che lateralmente al gradino tripolino si hanno in Cirenaica più ordini di terrazzi costieri, che escludono anche che si tratti di piè-di-monte a più livelli.

Bisogna pure sospettare che esso sia alquanto seppellito dalle sabbie della Gefara, che per mantenersi contro l'ingressione del più alto quaternario debbono essere cresciute per oltre cento metri di altezza, dando così luogo alle provvidenziali falde acquifere dei *Suani*, che non esisterebbero se la Gefara fosse di origine marina.

Se tutto questo è esatto, il gradino della Tripolitania è erosivo, climatico, abrasivo.

In Cirenaica l'alta orlatura a terrazzi della costa laterale al gradino della Tripolitania è il versante abbreviato di un *leggio tettonico*, di una monoclinale, che dà luogo a un altipiano estesissimo, il quale declina gradatamente verso sud, sino a un gradino variamente orlato dall'erosione regressiva, con insenature separate da sporgi-

menti (*mengár*), o con sporgimenti del tutto separati (*gara*), al piede del quale, lungo tutto il retroterra della penisola, vi è una serie di oasi su una distesa di km. 650. Queste oasi cominciano con quella di Giove Ammone (fino a m. -25), e si continuano verso occidente con quella di Giarabub (fino a m.-29), di Gialo, di Augila, di Abu Naim. È certo questa la zona di una cicatrice fra l'altipiano monoclinalmente sollevato e il restante del Deserto Libico, manifestatasi quando già il regime desertico era nel suo pieno vigore, poichè altrimenti sarebbe scomparsa sotto le alluvioni discendenti dall'altipiano [5, 24].

Nell'Africa Orientale Italiana abbiamo delle orlature a grandi massicci, o a porzioni di vecchie piattaforme, orlature che sono dei gradini in gran parte tettonici.

Per venire a questa conclusione bisogna considerare che l'altipiano etiopico, nella stessa guisa del resto dell'Africa Australe ed Equatoriale, ha subito uno o due corrugamenti paleozoici, e poi per un tempo lunghissimo si è stabilizzato, permettendosi così la determinazione di estesi semipiani o *Peneplains*, con delle vicissitudini atmosferiche fra le più diverse, dal glacialismo ai diluvi tropicali.

Dal come si presentano questi semipiani all'occhio viene spontanea l'idea di chiamarli italianamente *fintopiani* (un altro significato ha *falsopiano*): è tra questi interessantissimo quello su cui si è svolta la battaglia del Tigrà, e che è figurato nel bel libro del Maresciallo Badoglio; anche nella geomorfologia militare la denominazione di fintopiano riesce quanto mai caratteristica e concreta.

Solo in tempi recenti, con tutta probabilità non prima del miocene, si sono manifestati dei movimenti radiali, e in più tempi dei movimenti epirogenetici; concomitanti sono state delle ingenti emissioni di lave, sopra e attorno agli altipiani [3, 7, 10, 15, 20, 22, 25, 31, 32, 34].

Gli altipiani di lave ringiovaniscono la morfologia, o come altrimenti si può dire, rendono iniziale lo scolpimento erosivo; è così che la regione classica dello Yellowstone ha forre e cascate grandiose; che anche le isole terminate da un tavolato vulcanico, come le Hawaii, orlate da un appiombo, hanno incisioni profondissime del tipo *barranco*, e valli sospese rispetto alla costa [19]; se esiste un gradino, questo è erosivo, e si è manifestato per uno scalzamento sotto la coperta vulcanica, od è un gradino anteriore che le lave rivestono, e delle quali si spoglia.

Confrontando questo complesso morfologico con altri dell'Africa Australe, si possono supporre varî stadi o sviluppi erosivo-tettonici, e di conseguenza varie sorta di gradini.

In un primo stadio il massiccio è a grande altipiano, con ampie *cuvettes*, simili a quelle, oggi ancora osservabili, del Kalahari, del Katanga, dell'Angola, del Nyassa, ecc.: invece di *cuvette*, senza fare una vera traduzione, si potrebbe dire *teglia*, oppure *scodella*, oppure *ciotola*, a seconda che la depressione è fonda e orlata; la meno fonda è la teglia, la più orlata è la scodella, non è orlata ma profonda la ciotola. In un secondo stadio si verifica il periodo diastrotico neogenico, e si manifestano quelle grandi cicatrici che dal Mar Rosso raggiungono il Tanganica: l'altipiano si inclina con movimento di bilancia verso il nord-est; le valli si affondano in gole.

In un terzo stadio, l'aumentata inclinazione dell'altipiano fa accelerare le azioni erosive, le scodelle si squarciano e spariscono sotto l'energica azione regressiva degli affluenti del Nilo Azzurro, dell'Uebi Scebeli, del Giuba; il modo di diramare di questi fiumi è prova dell'antioriore esistenza delle scodelle.

Ma ciò che qui più interessa sono i movimenti diastrotici verticali, per i quali il gradino che orla l'altipiano è portato a seguire a distanza e per lungo tratto la fossa del Mar Rosso, mentre stanno di mezzo il bassopiano e la criptodepressione della Dançalia; e così l'antico gradino, probabilmente erosivo-climatico, diventa un gradino tettonico, la cui disgiunzione si accentua dove la fossa dell'Auash entra quasi per traverso nell'altipiano, ne separa il massiccio dell'Harar, e giunge alla zona a blocchi variamente inabissati dei Laghi, e che comprende come un'antica *cuvette* conservatasi chiusa, per quanto sconvolta, il corso dell'Omo-Bottego, il Lago Rodolfo, il rosario lacustre dallo Stefania allo Zuai sulla continuazione della fossa dell'Auash.

Nella Carta Geologica dello Stefanini [30] sono elementi ben riconoscibili: questa depressione dei laghi galla, il tavolato somalo, l'*Horst* dançalo, ecc.

Il gradino interno, a tratti *cuesta*, di Madagascar, detto *falesia della Manbraka*, è stato studiato di recente da Le Noble [17], Bésairie, Hourcq ed altri [1].

Secondo Le Noble, il versante est di questa falesia è più dilatato, e sottoposto a una erosione più rapida, di quello girato a ovest, e così, a detrimento del versante ovest, si è spostata in più punti la linea spartiacque del bacino del Matsiaka.

Era sommamente importante lo stabilire l'origine di questo gradino, come di quanto altro si riferisce alla misteriosa Madagascar, perchè quasi tutto il versante orientale dell'isola — per la rettilineità della sua linea costiera, accompagnata dall'andamento delle batimetriche — sembra interessato da una grande linea di disgiunzione, eguale a quella accertata, benchè di minori dimensioni, dell'isola di Majorca, come Darder Pericàs mi ha personalmente spiegato. Ma le ricerche magnetiche, eseguite da Besairie, Cruyelle, Le

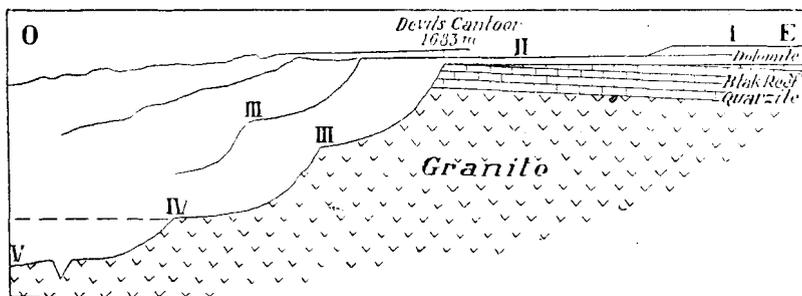


Fig. a. — I vari elementi del gradino detto *Great Escarpment* secondo un profilo ricavato dai pressi del Devils Cantoor, Transvaal. I numeri I e II si riferiscono a diversi livelli del *peneplain* dell'altipiano; i numeri III e IV sono residui di piè-di-monte: il numero V indica il piè-di-monte attuale. (Mia interpretazione riferita a un profilo di Krenkel).

Noble, Savornin [1], hanno provato che si tratta di un gradino di origine erosiva, in relazione a differenze costituzionali e climatiche.

L'Africa Australe-Occidentale è in gran parte formata da un altipiano più o meno accidentato (l'altipiano del Transvaal), la cui altitudine sta fra i 1500 e i 2000 metri e che costituisce lo stepposo Vald, il quale dal High Vald scende gradatamente alle depressioni del Kalahari, del Busch Velt, dell'Ovampoland, ecc., ma che dai lati è circuito dal *Great Escarpment*, un gradino a sua volta scisso in ripiani, i quali sono ben distinti dove verso sud, o verso sud-ovest, si ha la parte più alta dell'altipiano (fig. a).

Non presenta faglie, nè flessure, e sorge da un piè-di-monte granitico-erosivo (ved. la seconda parte di questo studio). Con vedute moderne è stato studiato da Jaeger, Born, Du Toit, Davis, Dixey e tanti altri [2, 4, 6, 9, 11, 12, 13, 15, 27]. I suoi ripiani sono il residuo di altrettanti successivi abbassamenti del piè-di-monte, sicchè il gradino risulta dall'azione erosiva laterale associata alla azione erosiva normale, e la sua ubicazione corrisponde a un limite

climatico precedente, che ha gradatamente differenziato i due elementi, l'altipiano e il piè-di-monte: fra i due è risultato il gradino. Queste considerazioni le traggio dallo studio delle condizioni climatiche e dalle memorie in cui il gradino è rappresentato nei suoi particolari, compresa la Guida per escursioni, pubblicata in occasione del Congresso Geologico Internazionale di Pretoria.

Il limite del primo affondamento sta a ovest del gradino, il quale, crescendo in altezza, ha deviato col suo spigolo verso est. Due spianamenti, indicati con i numeri I e II nel profilo che pubblico, disegnato da Krenkel [14], appartengono all'altipiano, e sono dovuti a diversità rocciose di strati orizzontali, che conferiscono all'altipiano stesso delle coperture strutturali: due ripiani (III, IV,) che interessano tanto l'*escarpment*, quanto dei rilievi isolati situati sul davanti di esso (per i morfologi tedeschi [2] ciò entrerebbe nella categoria dei *Piedmont-treppe* di cui dico più avanti), sono i residui di due piè-di-monte fossili, scavati nel granito, e in questo è pure scavato il piè-di-monte attuale. L'arenizzazione ed altri disfacimenti di cui è passibile il granito sotto l'azione degli agenti atmosferici, la uniformità della grana e della struttura della roccia, permettono tanto gli spianamenti decisi quanto i tagli netti verticali: la loro ripetizione va collegata a movimenti di innalzamento, che nel caso del territorio del Capo [11] incominciano come recenti a 60-65 metri e si ripetono sino a 430 metri

Recenti esplorazioni di Rathjens e von Wissmann (confermanti in parte quelle di Schmidt), nonché di Lamare, permettono di dare qualche notizia sui gradini dell'Arabia lungo la fossa del Mar Rosso. Una pianura costiera detta *Tihama* si eleva gradatamente sino a 200 metri, e segue la depressione eritrea. Succede un gradino molto intaccato da innumerevoli solchi torrentizi irregolarissimi, perchè orla una zona montagnosa, un antico *peneplain*, ora profondamente vallonato, che raggiunge i 2000 metri. Al di sopra esiste una zona accidentata, a molte masse montuose spostate, rappresentanti un gradino tettonico, di passaggio all'altipiano mediano dell'Hadramaut, dell'Yemen, dell'Es-Saudiye, scisso altimetricamente da due linee di *Staffeln* o gradini tettonici, delle quali la più interna si eleva sino a 3500 metri, con zone a *Graben* o fosse, che riportano il rilievo della prima staffa a 1300-1800, e a 2000-2500 metri quello della seconda. Poi si ha l'altipiano terminale o *Serat*, che viene a risultare come un *Horst*, alto in media 2500 metri, a strati tavolari legger-

mente inclinati a sud-sud-est, verso la costa dell'Hadramaut. Tutto l'insieme si potrebbe chiamare *zona dei gradini tettonici circumarabici* [15, 26].

Il grande spianamento del deserto arabico che sta ad oriente sembra un enorme piè-di-monte, ma è piuttosto una tranquilla piattaforma sedimentaria, inclinata verso il Golfo Persico, dapprima ripida, e solcata dagli *wadi*, che derivano dalle alture costiere, poi degradante nella parte meridionale, dove forma il più grande deserto, il Rub-al-Khali (traversata di B. Thomas del 1930-31), sino al Golfo Persico. Nella parte settentrionale si mantiene ad altipiano, con dorsì montuosi, e ciò sino all'origine dell'insieme dei *wadi* che scendono all'Eufrate, e secondo queste origini deve correre all'incirca, come tutti gli alti elementi confinarii della penisola arabica, occidentali e orientali, un gradino diretto a nord-est.

Al di là del Golfo Persico, che è parte della depressione della Mesopotamia, si ha l'enorme fascio delle pieghe alpine dei monti dell'Iran, che in corrispondenza del Golfo di Oman passano a occidente della depressione mesopotamica e orlano la piattaforma arabica con le montagne alpine dell'Hadjar, con una grande energia o accentuazione di rilievo (26).

La *Reliefenergie* è la differenza di livello fra l'altezza delle costole spartivalle e il fondo delle valli: è un termine proposto da Partsch, adottato da Krebs, da Schrepfer e da altri (Peterm. Mitt., vol. LXXVI, 1930, pag. 225). Ora, la *Reliefenergie* è massima nelle grandi catene alpine, è minima nelle paleozoiche; ma nelle seconde può essere aumentata da eccezionali sollevamenti, di contraccolpo ai movimenti terziari, come in Asia Centrale, o da accumuli vulcanici come in Abissinia.

Gli esempi di gradini da flessura sono rari e difficilmente accettabili: il più noto è dato dall'allungata parete dell'Echo Cliff dell'Arizona.

#### BIBLIOGRAFIA N. 1

[1]. BESAIRIE H. e altri, *Etude géolog. magnetique de la falaise de la Mandraka (Madagascar)*. C. R. Acad., 6 maggio 1935, pag. 1614.

[2]. BORN A., *Das Great Escarpment (Süd-Afrika) als Piedmont-treppe*. Deecken-Festschrift, parte IV, 1932, pag. 307.

[3]. DAINELLI G., MARINELLI O., *Del Marahò vulcano estinto della depressione dancale*. - Riv. Geogr. Ital., vol. XIV, 1907 e altre ibid.

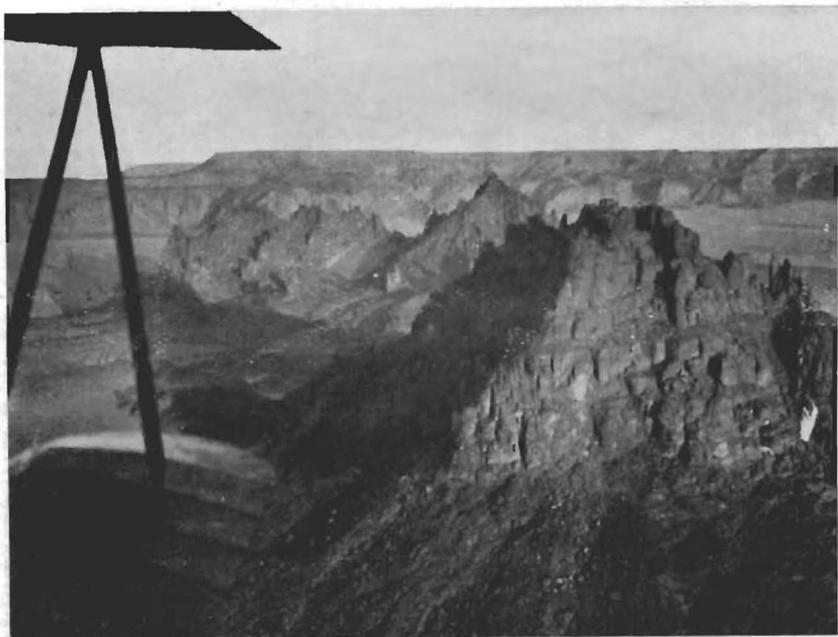


Fig. 1. — Altipiano, Gradino, *Inselbergen* del Tibesti (dalla esplorazione aerea del Maresciallo Balbo).

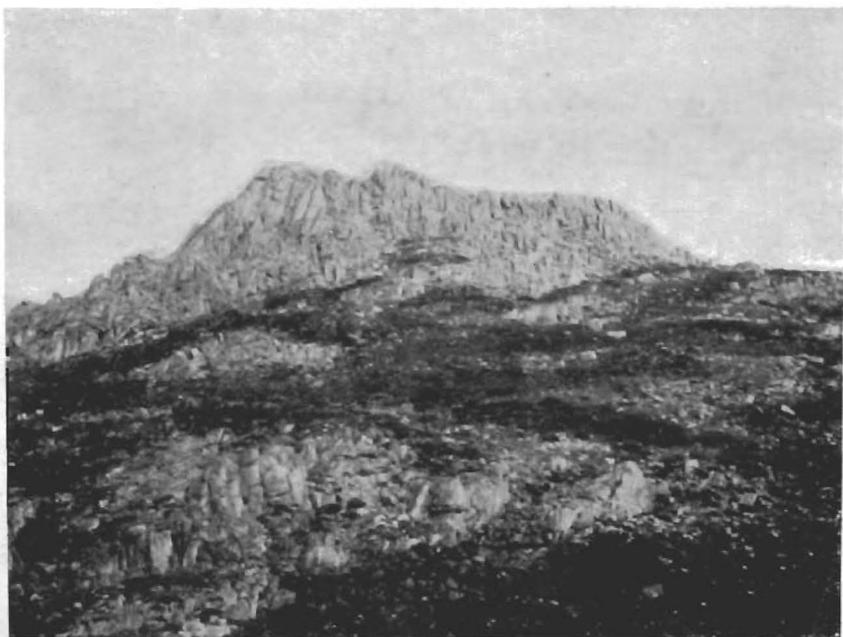


Fig. 2. — Nella regione granitica della Gallura, il M. Limbara: cresta residuale (*lomb-like residual Hills*), con piè-di-monte più inclinato di quelli tipici: roccia granitica in istadio di disfacimento a massi (Coll. Rovereto).



Fig. 3. — Piè-di-monte di Capilla del Monte (Sierra di Cordova, Argentina); a destra letti dei rivi (*Rills*); sullo sfondo la parte più alta della Sierra: roccia granitica in stadio di pavimentazione (*Rockfloor*). (Coll. Rovereto).



Fig. 4. — La *quebrada* o forra del Rio Primero (Sierra di Cordova, Argentina), attraverso alla Sierra Chica, all'uscita dalla depressione longitudinale collegata a un piè-di-monte a più basso livello di uno precedente (*Piedmonttrappe*); roccia gneissica in istadio di fitta e profonda crepacciatura (Coll. Rovereto).



Fig. 5. — Un piè-di-monte nella regione del Granito Gap (Nuovo Messico): roccia granitica in istadio di semidenudazione (Da Kirk Bryan).



Fig. 6. — Il tipico piè-di-monte della Carolina del Sud, al piede del Blue Ridge; roccia gneissica in istadio uniformato dalla copertura della foresta appalachiana (dal U. S. Geological Survey).

- [4]. DAVIS W. M., *Rock Floors in Arid and in Humid Climates*. Journ. of Geol., vol. XXXVIII, 1930, pag. 1 e 136.
- [5]. DESIO A., *Studi geologici sulla Cirenaica, sul Deserto Libico*, ecc. — Reale Accad. d'Italia, Missione Scientifica a Cufra, vol. 1, 1935.
- [6]. DIXEY F., *The Pre-Karoo Landscape*. *Proced. Geol. London*, 1936, pag. 4.
- [7]. DUPARC L., MOLLY E., *Sur la tectonique de l'Abyssinie*. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. XXI, 1928.
- [8]. DU TOIT A., *Crustal Movement and a factor in the geograph. Evolution of South Africa*. Johannesburg, 1933.
- [9]. GREGORY J. W., *The Rift Valleys and Geology of East Africa*. Londra, 1920.
- [10]. HAUGHTON S. H., FROMMURZE S. H., *The Geology of Capetown and adjoining Country*. *Geolog. Surv. Union of South Africa*, Pretoria, pag. 90, 1933.
- [11]. JAEGER F., *Probleme der klimatischen Grenzen in Afrika*. *Zeit. Ges. Erd.* Berlin, 1929, pag. 327.
- [12]. KRENKEL E., *Die Bruchzonen Ostafrikas*. Berlin, 1922.
- [13]. KRENKEL E., *Abessomalien*. *Handb. der Region. Geol.*, vol. VII, fasc. 8<sup>o</sup>, 1926.
- [14]. KRENKEL E., *Geologie Afrikas*, vol. I. Berlino, 1925.
- [15]. LAMARE P., *Structure géologique de l'Arabie*. Paris, 1936 (in *La Géographie*, vol. IV, pag. 35, 1931).
- [16]. LEUCHS K., *Geologie von Asien*, vol. 1, fasc. 20. Berlin, 1937.
- [17]. LE NOBLE A., *Evolution du relief dans la falaise a l'Est de Fianantsoa (Madagascar)*. *La Géographie*, pag. 121, 1935.
- [18]. MAULL O., *Die geomorphol. Gründzüge Mittel-Brasiliens*. *Zeit. Gesell. Erdk.* Berlin, 1924, pag. 102.
- [19]. OETTING W., *Inselberg und Plateaus auf den Hochflächen Innerislands*. *Mitteil. Geogr. Gesell. in München*, 1930, pag. 1.
- [20]. PARKINSON J., *Jubaland Plaine*. *Geogr. Journ.*, vol. LXV, 1925.
- [21]. PARONA C. F., *Il Gebel tripolitano e la sua fronte sulla Gefara*. *Riv. della Tripolitania*, vol. 2<sup>o</sup>, pag. 306, 1925-26.
- [22]. PARONA C. F., *Qualche considerazione geomorfologica sul corso dell'Alto Uebi Scebeli*. In Duca degli Abruzzi, *La esplorazione dell'Uebi Scebeli*, Milano 1932.
- [23]. PASSARGE S., *Panoramen afrikanischer Inselberglandschaften*. Berlin, 1928, e *Peterm. Mitteil.*, pag. 66 e 117, 1924.
- [24]. PFALZ R., *Osserv. morf. sulla Tripolitania in paragone con quelle sulla Cirenaica*. *Atti XI Congr. Geogr. Ital.*, vol. III, pag. 163. Napoli, 1930.
- [25]. SANDER E., *Das Hochland von Abessinien Habesch*. Heidelberg, 1929.
- [26]. SCHMIDT W., *Das südwestliche Arabien*. *Angew. Geogr.*, fasc. 8<sup>o</sup>, Frankfurt, 1913.
- [27]. SCHMITTHENNER H., *Stufenlandschaften*, in H. Wagner *Gedächtnisschrift*. Gotha, 1930.
- [28]. STEFANINI G., *Il Sahel e il primo gradino dell'altipiano presso Barce*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. LIV, 1935.
- [29]. STEFANINI G., *I terrazzi fluviali e marini dell'Africa Italiana*. *Deux Rapp. de la Commission des Terrasses*. Florence, 1930, ecc.
- [30]. STEFANINI G., *Saggio di una carta geologica dell'Eritrea*, ecc. e *Note illustrative*. Consiglio Naz. delle Ricerche, 1933.

[31]. VINASSA DE REGNY P., *Danalia*. Roma, 1924; e in Boll. Soc. Geol. Ital., vol. L, 1931, ecc.

[32]. WAIBEL L., *Gebirgsbau u. Oberflächeng. der Karrasberge*. Mitt. aus d. d. Schutzgebieten, vol. XXXIII, 1925.

[33]. WILLIS B., *East African Plateaus and Rift Valleys*. Carnegie Inst. Washington, 1936.

[34]. WITTSCHELL L., *Der tripolitanische Djebel*. Zeit. f. Geomorph., vol. IV, 1929, pag. 74.

DEI PIÈ-DI-MONTE. — Il vocabolo piè-di-monte lo suggerisco come una traduzione di *Piedmont*, che per motivi ortografici è pure scritto *Pediment*, ed è denominazione per la prima volta usata da un geologo americano, che forse aveva presente il nome di una delle nostre regioni subalpine, che se ne valeva quindi per designare, più che altro, l'ubicazione geografica; da geografi italiani il *Piedmont* americano è stato detto *pedemonte*.

Quando si è voluto spiegare la forma, passando oltre sul significato geografico, si sono dovute invocare azioni erosive tanto particolari, che queste hanno senz'altro portato alla concezione di un nuovo tipo morfologico.

Si può ora concretarne le caratteristiche con la seguente definizione: il piè-di-monte tipico è una distesa rocciosa erosiva dei climi aridi, talvolta mascherata da materiale di trasporto (stadio di *concealed* in Bryan di frequente *pavimentato*, ossia a nuda distesa rocciosa spianata [6,7,8]), procedente più o meno orizzontalmente, che si è ampliata, facendo soprattutto retrocedere, per corrosione e deflazione, il versante della montagna, o il gradino dell'altipiano soprastante, e che, dato il tempo occorso per questo fenomeno, è sempre situato al piede di rilievi antichi, per lo meno paleozoici. Ciò corrisponde al concetto della corrosione laterale, che è stato per la prima volta esposto da Gilbert (1) come processo di *planation*.

Il caso del *Piedmont* geografico è diventato così il primo esempio del piè-di-monte geomorfologico: è lo spianamento in rocce cristalline che si trova al piede degli Appalachi (fig. 6).

Di recente Johnson [13] ha proposto la denominazione di *Rock-fan* (ventaglio di roccia) per il piè-di-monte che è ampiamente conico-convesso per intervento anche dell'erosione laterale fluviale. Il sopra ricordato Bryan distingue due categorie di *Fan-shaped-pediments* (piè-di-monte foggiate a ventaglio): l'uno è coalescente (*coalescing*),

(1) Gilbert G. B., *Henry Mountains*, pag. 126, 1877.

ed è il principale, e si osserva uniformato da un sistema di drenaggio centripeto, il secondo è *dissected*, ossia sezionato dalle prime e medie fasi di un ciclo erosivo, collegato ai solchi che lo stesso Bryan ha detto *Rills*.

Il piè-di-monte che non è foggato a ventaglio, anzi è concavo, e non può quindi entrare nella categoria precedente, come ne è esempio quello di Granite Gap del Nuovo Messico, qui figurato (da Bryan [6]) presenta un dilavamento non molto energico, che si è associato alla corrasione. Sono questi i piè-di-monte che presentano più di frequente testimoni (*Residual-hills*) e pavimenti di roccia (*Rock-floor*), con letti poco incisi di rivi (*Rills*) (vedi fig. 2-4 in Bryan [6] (fig. 5).

Le montagne giovani, invece che da piè-di-monte tipici sono accompagnate da piè-di-monte in relazione a fenomeni di erosione normale, oppure da *avant-monts* o prealpi collinose, epirogenetiche, e simili, talvolta anch'esse detritiche, o, come ho detto in via più generale, da *preregioni montuose* (*Trattato*, pag. 522). In nessun caso però si può chiamare piè-di-monte, pur essendo in tale posizione geografica, la pianura tipica, ossia per intero alluvionale, benchè ciò sia fatto in uno dei più conosciuti e recenti trattati di geografia fisica.

Nemmeno è un piè-di-monte, come è qui inteso, il nodo idrografico ai piedi dei Pirenei centrali, dalla parte della Francia, benchè Kendall [14] dica il contrario.

L'origine del piè-di-monte tipico è essenzialmente dovuta agli agenti dei climi aridi, e a un primordiale sistema idrografico, a profili prettamente equilibrati, operante per erosione laterale come la corrasione, al suo uscire delle montagne soprastanti allo spianamento [3, 6, 7, 8, 9, 11, 13, 14, 21], però d'ordinario è necessario bene stabilire le cause di accostamento delle due forme, montagna e ripiano basale: si potrebbe quindi qui ripetere ciò che si è detto a proposito dei gradini. Ad ogni modo, non è un *Peneplain* tipico, perchè questo è dovuto all'erosione in ogni senso, e non solo laterale: è una delle tante specie di *fantopiani* spianati all'occhio, ma tutt'altro che piani.

Vi sono zone basali in roccia, di montagne in climi più umidi, che possono relazionarsi con i piè-di-monte in roccia, ma che si presentano d'ordinario *concealed* ossia mascherati, come distingue Bryan, da un alto strato di detrito roccioso, e sono anche più inclinati, perchè alle azioni corrosive e deflative si è aggiunta quella di un dilavamento più energico. Corrisponde, ad es., a questa condizione, lo spianamento roccioso, ma non pavimentato, piuttosto unito (*coalescing*),

che accompagna il sopraelevamento del Monte Limbara nella granitica Gallura, in cui le masse residuali e la cresta principale tendono a diventare *cataste di massi* (fig. 2): uno stadio successivo si verificherà quando eliminati i massi si avrà un fintopiano.

È essenziale che lo spianamento sia il residuo della montagna o dell'altopiano che ha gradatamente retroceduto, mantenendo consueti versanti, o gli acquapendenti di altipiani con gradino, e che sia collegato a un immediato livello di sbocco, mantenutosi fisso sin dal principio del fenomeno (è difficile che tale livello sia di base, ossia di livello marino, dati i ripetuti movimenti eustatici (1).

Le variazioni delle forme nel piè-di-monte stesso, i testimoni, le cascate, o le forre, le interruzioni e le riprese, le relazioni con i semipiani o *Peneplains* emersi e sommersi: sono ad esempio parzialmente sommersi i *Peneplains* del Maine, della Nuova Inghilterra, e i piani costieri (la Tihama, la Gefara, il Coastal Plain) possono facilitare il riconoscimento dello sviluppo del fenomeno. Il Field [11] distingue quei piè-di-monte aventi una concavità alle origini, che si estende dalla zona montuosa sino alla zona mediana dell'alluvionamento, dove delle masse rocciose a dorso convesso verso monte (*Rock-Fan*), e coperte dai depositi alluvionali (*Concealed Pediment*) dimostrano, che ad esse non è giunta l'azione del livellamento, ma questo è stato ottenuto dalle alluvioni.

Il Wurm, con esperienze di laboratorio [29], ha conseguito quella retrocessione dei pendii che lascia davanti a questi dei ripiani di piè-di-monte, e ancora dei piè-di monte scalarmente disposti, per l'alternanza di elevazioni in blocco con fasi di riposo, come sarebbe da invocarsi per spiegare il caso delle Sierre Preandine.

Della morfologia di queste Sierre mi sono occupato una prima volta [23] quando attribuivo (con ipotesi allora nuova) l'origine dei loro spianamenti, situati a diversa altezza, e scolpiti a spese di una serie cristallina monoclinale, a ripetuti cicli di erosione, a svolgimento completo, sino alla *peneplanation*. Ora dico, che i più bassi di questi spianamenti (il più tipico è la Pampa del Conlara tra la Sierra di Cordova e quella di San Luis) sono dei veri piè-di-monte, coperti più o meno ininterrottamente dalla terra eolica di prateria o loess. Anche

(1) Il mio concetto di distinguere il livello di sbocco dal livello di base è passato in Maxon e Anderson (Journ. of Geol. vol. XLIII, 1935, pag. 88), in Bryan e Mc Cann [7], e in tanti altri americani, che si riferiscono a un *local baselevel*, stabile o non da cui i piè-di-monte dipendono.

tutte le altre spianate sarebbero passate, secondo questa ipotesi, per la fase di un vero piè-di-monte, situato tra il rilievo e il colmamento della grande geosinclinale platense, la quale si sarebbe abbassata di livello per stadi (secondo le perforazioni a oltre 1800 m. sotto il livello della Pampa attuale), mentre il laterale rilievo preandino ripetutamente si innalzava (fig. 3 e 4).

Successivamente abbandonavo questa ipotesi dei cicli rinnovati [25] e credevo, seguendo il vecchio, che le Sierre Preandine fossero blocchi fagliati e spostati di un'unica zolla spianata in precedenza, sicchè gli spianamenti sarebbero stati i residui di una *peneplanation* generale, originaria.

E queste incertezze nell'apprezzamento dell'origine di forme tanto peculiari si sono poi presentate in altri casi: allo stesso W. M. Davis, maestro in questo campo, quando ad es. ammise [10], per spiegare la *peneplation* in scalinata della Foresta Nera, un sollevamento intermittente. Penck (W.), nel suo sistema di analisi morfologica, partendo dallo stesso caso, ha chiamato [19] *Piedmont-treppe* delle serie di spianamenti, secondo lui spostati da movimenti tettonici, scartando così l'ipotesi di cicli ripetuti e completi. Questo concetto del Penck (W.) è stato combattuto da Bakker [2], e indirettamente da Johnson [12, 13], da Barrell [1], da Bryan e Mc Cann [7], da Field [11], da Toppan [28], e da tanti altri, in prevalenza americani.

Tra le questioni speciali che saranno trattate nel prossimo Congresso Geografico di Amsterdam vi è quella dell'*escalier de Piedmont*, di cui si occuperà H. Spreitzer. Di questo autore già si sa che ha accettato i concetti di W. Penck, che sono con tutta probabilità esatti per quanto riguarda gli esempi tedeschi.

Nella Peacock Range e nelle Galiuro Mountains dell'Arizona, ancora il Davis [10], e lo stesso in unione a Baylor Brooks hanno segnalato due nuovi esempi di *Fault Block Mountains*, riconoscibili dallo spostamento dei resti di una coperta di lave: caso di cui probabilmente si troverà esempio anche in Abissinia.

Si può ora dire di alcuni particolari.

Il tipico appalachiano piè-di-monte ha la stessa composizione e struttura dei Blue Ridge che gli sovrastano: e si presenta come una piattaforma lunga 200 km., alta con il suo margine interno da 250 a 400 m. sul mare, lievemente inclinato dell'1‰, ondulato, solcato dai *Wind-Gaps* e dai *Water Gaps* da molto tempo descritti, con coni rocciosi di forma analoga ai coni alluvionali, che sono i *Rock Fan* di

Johnson [13], Davis [10], Rich [22], di cui ho già detto, e prova anch'essi di erosione livellante, laterale, con testimoni di forme svariate, ma quasi sempre caratteristiche.

Nel caso argentino, se esiste un dislivello fra il piè-di-monte e la Pampa, accompagnato da un gradino o da una ripida scarpa, questo dislivello è vinto da una forra (forra di piè-di-monte); nel caso appa-

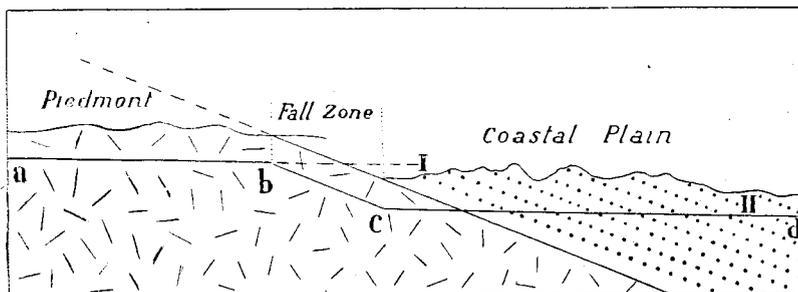


Fig. b. — Schema dei rapporti fra il tipico *Piedmont* appalachiano, la *Fall Zone* perimetrale e il *Coastal Plain*. Il numero romano I indica il livello delle valli del 1° ciclo, il numero II il livello delle valli del 2° ciclo: le lettere a-b-c-d indicano il profilo fluviale risultante dai due cicli (Da Renner, Baulig ed altri).

lachiano si ha invece la *Fall-zone*, ossia un allineamento di cascate molto rimarchevoli fra il *Piedmont* cristallino e il *Coast-Plain* sedimentizio atlantico. Ciò corrisponde all'intersezione di due fintopiani: l'uno è un *Peneplain* o semipiano infra-cretaceo, che si affonda rapidamente sotto i terreni del piano costiero; l'altro, più recente e meno inclinato, è il tipico piè-di-monte; l'aumento del pendio nei profili fluviali corrisponde alla parte recentemente spogliata del primo di questi semipiani (nel caso del Limay, di cui dico più avanti, ho però osservato il contrario) e questa spiegazione è di Renner [21], di Johnson [12, 13] e con qualche modificazione, di Baulig [3], specialmente rispetto allo sviluppo dei cicli, e per quanto riguarda la terminologia adottata per il profilo della fig. b.

La presenza della *Fall-zone* è evidentemente in relazione con l'antichità e l'entità dei due spianamenti, nonché con le condizioni climatiche.

Manca questa zona, non permettendolo le condizioni climatiche, sia per le Sierre Preandine, sia per il Great Escarpment del Sud Africa, ecc.

Invece è grandiosa la *Fall-zone* esistente tra l'altopiano della Guiana e il piano costiero sud-atlantico. Appartiene ad essa la cascata Kaie-

tan o Kaieteur, di m. 225, data da alcuni, per errore, come la più alta cascata del mondo e ricostrutta come tale in una Esposizione Coloniale inglese (1). È stata scoperta sin dal 1870 da Barrington Brown (2), insieme alla collaterale Amaila-Fall; cui di recente, per mezzo di esplorazione da aeroplano, eseguita da Brancewell e Forte (3), si è aggiunta la conoscenza della Marina Fall sull'Ipobe, ossia di un altro fiume, scendente dallo stesso altipiano (4).

Ho avuto occasione di osservare sommariamente anche un altro piè-di-monte granitico, uno di quelli della Sierra Guadarrama, situato al piede settentrionale di questa: esso è tutto *mammellonato*, o a massi tondeggianti, come in alcuni luoghi della nostra Gallura: e mammelloni simili aumentano l'orridezza dei dintorni dell'Escuriale, che appartiene ad altro piè-di-monte del versante meridionale della stessa sierra. Queste forme fanno ammettere che sia un piè-di-monte sommerso l'Arcipelago Gallurese. Però in massima la Gallura mostra, come già ho figurato (*Trattato*, figg. 196 e 197), un abbassamento erosivo generale, con numerosi rilievi residuali: qui figuro uno di questi, il M. Limbara, già ricordato, il quale si eleva da uno spianamento, che a differenza di quelli dei piè-di-monte tipici è molto più inclinato, per un clima meno arido ed una emergenza generale meno antica (miocenica), sicchè l'erosione normale prevale sulla erosione laterale, mentre è energico il disfacimento fisico (fig. 2).

I mammelloni dell'altipiano dell'Hudson, e di altre regioni già glacializzate, hanno un modellamento in relazione a questo loro antico stato, quindi è preferibile parlare per essi di rocce montonate (figure in *Natur. History*, pag. 405, pag. 439, 1935).

Non mancano, come già si è ricordato, nei piè-di-monte i rilievi testimoni, che nel piè-di-monte granitico degli Appalaca meridionali sono stati impropriamente trovati somiglianti ai *gara* (5) sahariani da G. W. Crichmay [9].

(1) Ved. Kensit [1] e *Vie d'Italia e dell'America Latina*, pag. 557, 1925.

(2) *Geogr. Journ.* vol. LXXX, pag. 435, 1932.

(3) *Geogr. Journ.*, vol. LXXXV, pag. 300, 1935.

(4) In realtà si contano più di 15 cascate di altezza maggiore di 300 m.: la più alta sarebbe la Yosemite Fall di 780 m., seguita dalla Utigardsfoss (Norvegia) di m. 700, dalla Kukenacam (Guiana) di m. 610, dalla Reichenbachfälle (Svizzera) di m. 500, ecc. (da C. H. Pollog. *Wasserfälle* ecc. in *Geogr. Ann.*, Stockholm, 1935, pag. 110): la più alta italiana si può continuare a considerare quella del Serio di m. 315 (Rovereto, *Trattato*, p. 749; *Vie d'Italia e dell'America Latina*, p. 189, 1926).

(5) In Libia i conì sono detti *cormet* o *tual*, e i conì troncati *garat* (plur. *gur*), ma si tratta di testimoni, residui di tavole stratificate.

In alcuni casi i rilievi isolati dei piè-di-monte sono *vulcanici*, e quindi non richiedono qui una spiegazione speciale: in altri casi più rari sono *insulari*, ossia residui di isole dei mari in cui si sono depositati gli strati, conservatisi orizzontali, delle rocce sedimentizie che li attorniano, quindi residui inghiottiti e coperti dalla sedimentazione marina, poi riscoperti dall'erosione subatmosferica.

Appartengono a questa categoria i rilievi isolati, o in catena, che formano le erroneamente dette *oasi sperdute*, situate a 270 km. e più a sud di Cufra.

Il Gebel Auenat, già isola del mare cretaceo, è una delle più caratteristiche di queste sporgenze: culmina sino a 600 m. sull'altipiano, è di forma ellittica, allungata per più di 50 km. e larga più di 30, intagliato da profonde e singolari vallonate (*Karkur*) in rocce granitiche, con acqua proveniente da sorgenti in profonde spaccature. La stessa origine hanno probabilmente molti degli *Inselbergen* (termine introdotto da Bornhardt), che stanno attorno all'orlo dell'altipiano del Tibesti, come riconosco da fotografie da aeroplano eseguite dal Maresciallo Balbo (fig. 1).

Non ho intenzione di trattare ora degli *Inselbergen*: accennerò solo che se si presentano come tipici sono residuali di piè-di-monte, di fintopiani e semipiani o *Penepplain*, in regioni subtropicali, ad aridità periodica, e sorgono da uno spianamento quasi perfetto, a spese della roccia viva (sulla quale esiste un sottilissimo strato di materiale mobile), talvolta invaso, durante la stagione delle piogge, da una lama di acqua, come si verifica alla periferia dei Monti Mandara e nel Camerun Meridionale (regione di Guram); è un fenomeno che ricorda quello distinto dagli americani col nome di *Sheet Flood* [10].

Altri *Inselbergen* sono in forma di picchi isolati (regione di Mossamedes), oppure costituiscono dei gruppi di masse montuose (regione dell'Adamaua): alla loro base vi è una scarpa detritica, oppure un angolo vivo rispetto allo spianamento generale (nel Kalahari, nel Kordofan); talvolta, ancora, al piede dell'*Inselberg* vi è una depressione paludosa (Mont Bernére nel Benué) [19, 20, 24]. Non possono essere tipici gli *Inselbergen* segnalati da H. Schrepper [26] nella Lapponia e in Terra Nuova, dove per le passate condizioni climatiche debbono essere l'effetto di esarazione, accompagnata da congelazione e disaggregazione, nonchè dall'asportazione dei detriti operata dalle acque di fondita.

Come si hanno dei testimoni isolati di uno o più livelli erosivi a spese di un altipiano, o di un piè-di-monte, in mezzo ai

quali sono distribuiti, così si osservano al piede delle montagne che sorgono dagli spianamenti perimetrali, più ripiani in scalinata, che rappresentano gli stessi residui, ma laterali, che appartennero quindi a successivi e scalari piè-di-monte, subaltipiani, bassopiani e simili. Ciò ho osservato [24], potendo escludere del tutto le faglie, al piede della Cordigliera, lungo il Rio Limay, dove questo sbocca dalle montagne sull'altipiano patagonico (che è pressochè privo di testimoni, e sembra quindi conservare un livello originario), essendo coperto ogni singolo spianamento da un ciottoloso cono di deiezione, coni che sono quindi anch'essi scalari, mentre il fiume è facilmente navigabile sino a questa scalinata, perchè in corrispondenza e a monte di essa aumentano le pendenze, il fossato del letto diventa tortuoso, e il letto stesso si fa irregolare per soglie e altri coni di deiezione.

Tutt'altra origine, più costruttiva che distruttiva, differente morfologia e dei propri significati climatici, hanno le distese pedemontane, alluvionali o detritiche, e che costituiscono degli spianamenti sopraelevati su di una pianura o su di un bassopiano, e che non sono tipici piè-di-monte, perchè non si sono determinati facendo retrocedere la montagna; tuttavia possono dirsi piè-di-monte detritici e accenno ai loro principali casi: a *declivio*, a *terrazzo* o a *gradini*, a *ondulazioni*, a *coni*.

Inoltre queste distese possono essere:

*fagliate* (con affondamenti e dislivelli).

*piegate* (con ondulazioni influenti o non sull'esterno).

*insinuate* (nelle pieghe delle catene laterali).

*indisturbate* (monoclinali o a strati orizzontali).

La distesa pedemontana a unico declivio sarà tale per particolari azioni alluvionali, quindi indisturbata, ma può anche presentarsi ondulata per un sollevamento piegato: se ne conoscono oggigiorno notevolissimi esempi, pur essendo recenti.

Una distesa pedemontana a terrazzi si collega invece a movimenti eustatici, se non pirogenetici.

Una distesa a cono può rappresentare: un arresto dell'azione erosiva regressiva; una idrografia giovane, o da poco rinnovata nelle sue parti perimetrali; una ripresa erosiva; un abbassamento (contemporaneo ai cono) del livello di base o di sbocco; una differenza climatica fra la montagna e il piano, e simili.

Un esempio di piè-di-monte detritico a cono è dato dalle *rañas* [16], che sono antichi e vasti cono di deiezione, formati in tempi aridi, per potenti precipitazioni temporanee (talvolta forse per un solo nubi-

fragio), probabilmente nel miocene, ai piedi dei *Montes* (1) di Toledo e della Sierra della Guadalupa. Attualmente sono profondamente modificati dal dilavamento e dall'erosione.

I coni possono anche essere di fango nei casi in cui la montagna arida sia dilavata, come nel caso precedente, da forti nubifragi: i *barreales* da me segnalati della valle di Chilecito al piede delle Sierre Preandine di Catamarca, sono un esempio di questo fatto.

I *Llanos* venezuelani partecipano della natura dei piè-di-monte e delle distese pedemontane alluvionali: ossia il loro spianamento cristallino è ricoperto da recenti alluvioni e da lateriti mal livellate, impermeabili, per modo che ne risultano estese zone paludose dette *morichales* e *potreros* [4]; nella maggior parte degli autori i *Llanos* sono invece considerati del tutto detritici.

Esistono distese pedemontane collinose, tipiche se neogeniche, depositatesi in ambiente marino, emerse di poi davanti alla montagna preesistente per sollevamento epirogenetico e simili: ne sono esempio le Langhe.

I *Piedmont Gravels* della Cina, descritti da Theilhard de Chardin [27] sono delle antichissime distese pedemontane alluvionali, o in altro modo continentali, che rimontano talvolta al cambriano, e che hanno subito dei corrugamenti durante il paleozoico superiore, e delle iniezioni di masse andesitiche; il Theilhard de Chardin nota come *True-piedmont* la porzione rimasta all'esterno del rilievo dopo il periodo orogenico, e *Pseudopiedmont* la parte che è rimasta a ridosso degli spuntoni delle intrusioni perimetrali alla montagna: in complesso siamo quindi lontani dal concetto del piè-di-monte tipico.

#### BIBLIOGRAFIA N. 2

- [1]. BARRELL J., *The Piedmont terraces of the Northern Appalachians*. Americ. Journ. of Sc., vol. XIV, 1920, pag. 227. ecc.  
 [2]. BAKKER J. P., *Over Piedmontrappen*. Ts. K. Ned. Aardr. Genootschap, pag. 303, 1934 (dalla Bibl. Géogr. n. 251, 1934).  
 [3]. BAULIG H., *La genèse du relief appalachen d'après Douglas Johnson*. Ann. de Géogr. 1932, pag. 500.  
 [4]. BENDRAT T. A., *Region about Caicara Venezuela*. Journ. of Geol., vol. XIX, 1911, pag. 238.  
 [5]. BORN A., *Das Great Escarpement*. l. cit., n. 2, Bibl. 1<sup>a</sup>.

(1) Nelle parlate spagnuole *montes* vuol dire boschi.

- [6]. BRYAN K., *Processes of formation of Pediments at Granite Gap, New Mexico*. Zeit. f. Geomorph., 1936, vol. IX, pag. 125, 126.
- [7]. BRYAN K. et Mc CANN F., *Successive Pediments and Terraces of the Upper Rio Puerco in New Mexico*. Journ. of Geol. 1936, vol. XLIV, pag. 145.
- [8]. BRYAN K., *The formation of Pediments*. Intern. Geol. Congress, Rep. XVI, Ses. U. S. A., 1936, pag. 765.
- [9]. CRICKMAY G. W., *Granite Pedestal Rocks in the Southern Appalachian Piedmont*. Journ. of Geol., vol. XLIII, pag. 745, 1935.
- [10]. DAVIS W. M., *Piedmont Benchlands and Primär rümpfe*. Bull. Geol. Soc. of Americ, vol. XLIII, pag. 399, 1932.
- [11]. FIELD R., *Stream Carved Slopes and Plains in Desert Mountains*. Amer. Journ. of Sc. vol. XXIX, 1935, pag. 313.
- [12]. JOHNSON D. A., *Planes of lateral corrasion*. Science, vol. LXXIII, n. 885, pag. 174, 1931.
- [13]. JOHNSON D. A., *Rock Planes of Arid Regions*. Geogr. Rev. New York, vol. XXII, pag. 656, 1932.
- [14]. KENDALL H. M., *The Central Pyrenean Piedmont of France*. Bibl. Géog. n. 797, 1935, pp. 211.
- [15]. KENSIT H., *The World's Great Cataracts*. Canad. Geogr. Journ., IX, 1934, pag. 147.
- [16]. OEHME R., *Die Rañas, eine spanische Schuttlandschaft*. Zeit. f. Geomorphol., vol. IX, 1935, pag. 25.
- [17]. OETTING W., l. cit. Bibl. 1<sup>a</sup>, n. 19.
- [18]. PASSARGE S., *Das Problem der Inselberglandschaften*. Zeit. f. Geomorphol., vol. IV, 1929, pag. 109 (e altre in Peterm. Mitt., vol. XIX, 1923, ecc.)
- [19]. PENCK W., *Die morphologische Analyse*, pag. 162, 1924.
- [20]. PENCK W., *Die Piedmontflächen des Südlichen Schwarzwaldes*. Zeit. Ges. Erd. Berlin, 1925, pag. 81.
- [21]. RENNER G., *The Physiographic interpretation of the fall line*. Geogr. Rev., vol. XVII, pag. 278, 1927.
- [22]. RICH J. L., *Origin and evolution of Rock Fans and Pediments*. Bull. Geol. Soc. Americ., 1935, pag. 999.
- [23]. ROVERETO G., *La Sierra di Cordova*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XXX, 1911.
- [24]. ROVERETO G. *Il Rio Negro*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XXXI, fig. 41, 1912.
- [25]. ROVERETO G., *Sulla tettonica della Pampa e delle regioni che la circondano*. Rend. R. Accad. Lincei, maggio 1913.
- [26]. SCHREPPER H., *Inselberge in Lappland und Neufundland*. Geol. Runds., vol. XXIV, 1933, pag. 137.
- [27]. TEILHARD DE CHARDIN P., *The significance of Piedmont Gravels in continental geology*. Intern. Geol. Congress, Reports, XVI, U. S. A., 1936, vol. 2<sup>o</sup>, pag. 1031.
- [28]. TOPPAN F. Q., *The Physiography of Maine*. Journ. of Geol., vol. XLIII, pag. 76, 1935.
- [29]. WURM A., *Hangentwicklung, Einebnung, Piedmonttreppen*. Zeit. f. Geomorph., vol. IX, 1935, pag. 1.