

# Recensioni

## Le frane del versante orientale dei Monti Chuska, nel Nuovo Messico Nord-Occidentale

R. A. WATSON - H. E. WRIGHT, Jr. « *Landslides on the East Flank of the Chuska Mountains, Northwestern New Mexico* ». American Journal of Science, n. 6, June 1963.

### Introduzione

In questo articolo gli Autori descrivono le caratteristiche morfologiche di una regione che fu interessata, durante il Pleistocene, da imponenti movimenti franosi. Essi inoltre ricostruiscono l'andamento dei fenomeni e danno una interpretazione del meccanismo e delle cause dei franamenti.

I fenomeni, secondo la ricostruzione fatta dagli AA., dipendono soprattutto dalle condizioni climatiche regnanti nel tardo Pleistocene (elevate precipitazioni, clima umido). Attualmente, in condizioni climatiche subdesertiche, il fenomeno non è attivo e la regione si presenta stabile.

### Lineamenti geomorfologici della regione

La catena dei Monti Chuska si allunga in direzione NNW attraverso la parte settentrionale del confine tra il Nuovo Messico e l'Arizona. Essa si presenta come un tavolato dell'altezza media di 2700 m e delle dimensioni di 100×15 km, limitato da versanti nel complesso subverticali. Lungo quello orientale si estende, per circa 40 km, una fascia coperta da detriti di antiche frane larga almeno 13 km, che costituisce una delle più vaste e caratteristiche aree di frana degli Stati Uniti.

Il tavolato è costituito per la maggior parte da una formazione arenacea, attribuita dubitativamente al Miocene, composta di arenarie a grana media di origine eolica a stratificazione incrociata, con granuli arrotondati di quarzo e feldspato e cemento siliceo. Tale formazione è caratterizzata dalla successione verticale di livelli di spessore variabile fra i 3 e i 30 m, alternativamente bene e scarsamente cementati, che, sui fronti liberi, danno luogo all'alternarsi di costoni a picco e di zone a pendenza moderata.

Lo spessore complessivo della formazione è di circa 250-300 m, ma raggiunge almeno i 500 m nella parte settentrionale, dove una locale copertura di

rocce vulcaniche plioceniche ha protetto gli strati superiori dall'erosione.

A questa, segue in concordanza una formazione arenaceo-argillosa di origine fluviale, potente circa 60 m.

Queste due formazioni, ad andamento pressoché orizzontale, poggiano con lieve discordanza angolare (in media, circa 12° verso E) su formazioni argillo-scistose del Cretacico superiore e del Trias.

L'idrografia del versante orientale della catena è limitata praticamente a due soli corsi d'acqua, mentre il versante occidentale è inciso da numerose e profonde gole entro cui scorrono dei corsi d'acqua anche importanti.

Inoltre, sul pianoro di vetta scorrono alcuni fossi poco incisi e molto larghi, che testimonierebbero un antico ciclo di erosione.

I detriti di frana sono distribuiti in tre zone successive distinte per altezza, distanza dai fronti di distacco principali e grado di smantellamento. L'ampiezza totale della zona coperta dai depositi è di oltre 11 km e la lunghezza di circa 40 km. I fenomeni franosi non sono più in atto, tranne qualche distacco e crollo di blocchi puramente locale.

Il primo livello, a ridosso dei fronti di distacco principali, si trova tra i 2600 e i 2500 m di quota ed è largo circa 1 km. Esso è caratterizzato dall'alter-

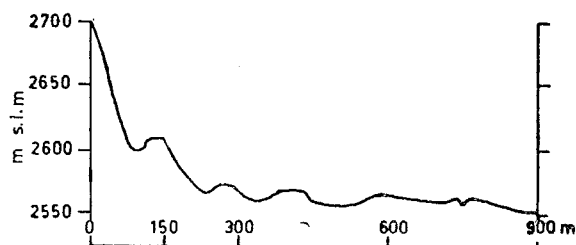


Fig. 1 - Profilo trasversale di una parte delle creste e depressioni di frana del livello superiore nella zona meridionale.

narsi di creste e depressioni parallele al fronte di distacco principale (v. fig. 1). Relitti isolati di blocchi scoscesi, che possono raggiungere anche le dimensioni di parecchie centinaia di migliaia di metri cubi, uniscono tra loro le varie creste. Tali blocchi sono limitati da coppie di piani verticali orientati N-S ed E-W, paralleli alle fratture rilevabili nella formazione in sede. Ciò starebbe ad indicare, secondo gli AA., la assenza di movimenti rotatori durante il movimento.

Molti di questi blocchi sono stati divisi dall'erosione in elementi più piccoli, che sono scivolati entro le depressioni. Quest'ultime, spesso riempite d'acqua, risultano parzialmente colmate da sabbia dilavata dalle creste adiacenti o dai fronti di distacco principali.

Il secondo livello, alla quota media di 2400 m e della larghezza di 1-2 km, presenta una debole pendenza verso E. Permane ancora l'ordinamento originario parallelo alla scarpata principale, per quanto smembrato ed addolcito dalla più lunga esposizione all'azione erosiva.

Al piede del fronte di questo livello, al contatto fra la formazione arenaceo-sabbiosa e gli argilloscisti, sgorga una serie di sorgenti temporanee. Si viene così a creare una rete idrografica, comprendente qua e là dei piccoli stagni che però si asciugano rapidamente per l'intensa evaporazione e per le perdite attraverso il fondo costituito da detriti altamente permeabili.

La zona più bassa, alla quota media di 2300 m, non è più larga di 800 m, ma il detrito si è riversato sugli argilloscisti per circa 8 km verso E, formando un pendio che degrada lentamente fin verso i 2000 m. Manca qualunque regolarità nella disposizione dei grossi blocchi di arenaria.

*Cause dei movimenti franosi*

*a) Natura del movimento*

Nelle regioni sud-occidentali degli Stati Uniti, il tipo più comune di movimenti franosi delle formazioni lapidee, è il distacco e lo scivolamento verso valle, lungo superfici curve, di una porzione di roccia. Il blocco franato si inclina all'indietro lasciando una depressione alle spalle e, col progredire del fenomeno verso monte, si viene a creare una successione di creste e depressioni, parallele al fronte di distacco.

Poiché nel caso in esame, almeno per quanto si può desumere dalle creste più recenti e quindi meno smembrate dall'erosione, il movimento di rotazione sembra essere assente, la spiegazione della formazione di tali creste e delle retrostanti depressioni andrebbe ricercata in uno slittamento dei blocchi, combinato con il rifluimento laterale dei livelli di sabbia incoerente.

Il piano principale di slittamento sarebbe costituito dalla superficie di contatto leggermente inclinata verso E, tra argilloscisti e arenarie. Lo proverebbe la circostanza che i fenomeni franosi si verifi-

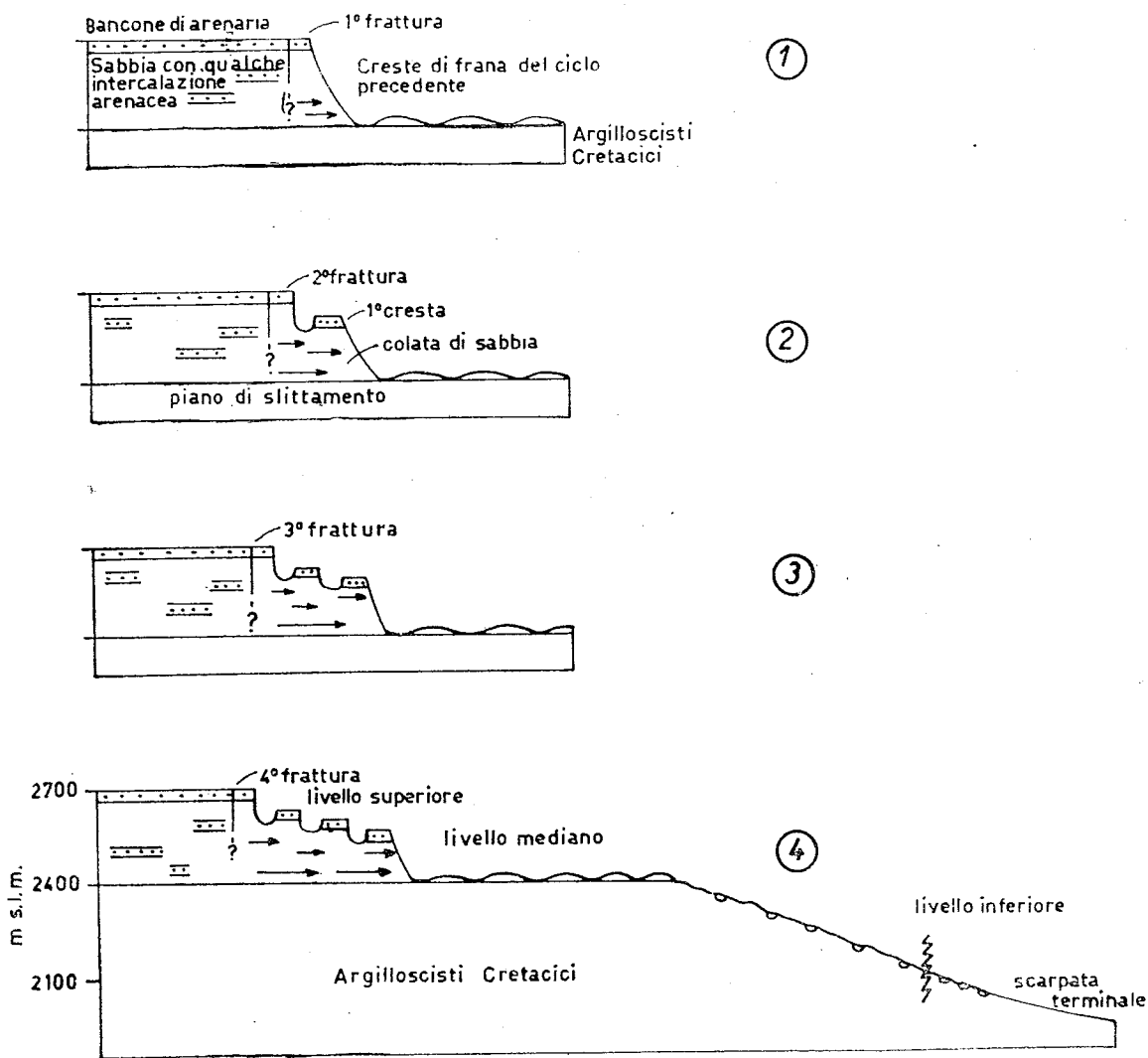


Fig. 2 - Sezioni schematiche illustranti lo slittamento progressivo di quattro blocchi di arenaria, con relativo rifluimento laterale della sabbia, durante lo slittamento della formazione arenacea sugli argilloscisti di base.

carono solo nella zona di sovrapposizione fra arenarie e argilloscisti. La mancanza di analoghi fenomeni sul versante occidentale dei Monti Chuska starebbe ad indicare che il piccolo angolo di inclinazione (10°-12°) della superficie di discordanza è un angolo critico.

Tuttavia, questo slittamento della formazione arenacea, nel suo insieme, su quella argillosa, può giustificare lo spostamento orizzontale dei blocchi ma non l'abbassamento, che dovrebbe interessare le sabbie per molte centinaia di metri di spessore. Perciò i movimenti devono essersi verificati anche lungo distinti piani di slittamento paralleli fra loro e sub-orizzontali, localizzati entro le stesse sabbie e variamente distanziati l'uno dall'altro (v. fig. 2).

#### b) Condizioni climatiche

Le tre aree di frana corrispondono a tre distinti periodi caratterizzati da condizioni climatiche diverse dalle attuali e che si possono ricondurre a quelle caratterizzanti il Pleistocene alpino e subalpino.

Attualmente le precipitazioni medie annue nella regione sono dell'ordine di 500 mm e la temperatura media annua si aggira intorno ai 4,5°C.

Le condizioni climatiche del Pleistocene dovevano invece essere profondamente diverse dall'attuale. Infatti con l'analisi pollinica e con lo studio del rapporto  $C_{14}/C_{12}$ , eseguito su sedimenti raccolti nei laghetti posti sul pianoro sommitale della catena, si è stabilito che il limite della vegetazione sempreverde subì, in un certo momento del tardo Pleistocene, un brusco abbassamento fin verso la quota dell'attuale cima e precisamente verso i 2600 m.

Le condizioni climatiche dovevano essere cioè caratterizzate da temperatura annua media più bassa e da precipitazioni, soprattutto nevose, più intense delle attuali. Inoltre, la copertura vegetale capace di ostacolare l'infiltrazione dell'acqua doveva essere molto ridotta. In conseguenza, il livello della falda contenuta nella formazione arenacea doveva essere molto più alto dell'attuale.

#### c) Condizioni idrauliche e meccanica del movimento

La maggior altezza della falda freatica durante il Pleistocene deve avere avuto, quindi, effetto determinante sulla stabilità della parete orientale e sulla meccanica del movimento.

Con livello freatico alto si sarebbero avute più elevate pressioni dell'acqua interstiziale e, di conseguenza, una riduzione della resistenza al taglio del terreno. Le parti meno cementate sarebbero pertanto rifluite verso l'esterno.

Secondo gli AA., le frane verificatesi sarebbero da attribuire anche a fenomeni di sifonamento localizzati entro le parti parzialmente sciolte della formazione arenacea ed in cui il movimento acqua-solido, invece di procedere dal basso verso l'alto, procedette lungo l'orizzontale.

Poiché il livello freatico sembra regolato dagli argilloscisti mesozoici sottostanti al complesso are-

naceo-sabbioso, come dimostrano le numerose sorgenti ubicate al contatto tra le due formazioni, l'attuale assenza di frane è probabilmente dovuta all'abbassarsi di detto livello e, conseguentemente, al basso valore della pressione neutra.

Un nuovo innalzamento del livello freatico potrebbe però provocare altri movimenti franosi, sia lungo la superficie di separazione arenarie-argilloscisti, che all'interno delle arenarie stesse.

A. Polimanti

## Il terremoto di Agadir del 29 febbraio 1960

(*Le seisme d'Agadir du 29 fevrier 1960 - Note e Memorie del Servizio Geologico del Marocco*, n. 154; Ed. del Servizio Geologico, 1962).

Monografia edita nel 1962 dal Ministero del Commercio, Industria, Miniere, Artigianato e della Marina Mercantile (Direzione delle Miniere e della Geologia - Divisione della Geologia) del Marocco redatta da F. DUFFAUD, J. P. ROTHE', J. DEBRACH, P. ERIMESCO, G. CHOUBERT e A. FAURE-MURET e facente parte delle edizioni del Servizio Geologico del Marocco (Note e Memorie n. 154).

La monografia si compone di 5 parti, trattata ciascuna da uno o due autori e riguardanti rispettivamente:

- 1) il quadro geologico della regione di Agadir a cura di F. DUFFAUD;
- 2) il sisma di Agadir e la sismicità del Marocco a cura di J. P. ROTHE';
- 3) il rapporto preliminare sul terremoto del 29 febbraio 1960 steso da J. DEBRACH, Capo del Servizio di Fisica Terrestre e di Meteorologia di Casablanca;
- 4) il terremoto nella baia di Agadir a cura di P. ERIMESCO;
- 5) gli effetti e l'interpretazione geologica di quel terremoto a cura di G. CHOUBERT e A. FAURE-MURET.

La monografia di 68 pagine di testo è corredata di 14 figure, 6 tabelle, 4 tavole fuori testo e 23 tavole di fotografie.

Le 14 figure si riferiscono a 4 sezioni geologiche a scale varie, due cartine delle isosisme di Agadir e dintorni, una in scala maggiore di Agadir e periferia, una fotografia e una pianta delle crepe apertes di Agadir, una cartina della "zonizzazione", sismica (con le zone di sismicità probabile) della regione di Agadir in scala circa 1 a 5 milioni, mareogramma in occasione del sisma del 29-2-1960, sezione geologica e tettonica relativa alla localizzazione dell'ipocentro, cartina della tettonica e sismicità della costa atlantica (fra Marocco e Spagna).

Delle 6 tabelle la prima contiene le caratteristiche del terremoto del 29-2-1960 e le relative registra-