

“MIT Açık Ders Malzemeleri

<http://ocw.mit.edu>

12.163./12.463 Yeryüzü Süreçleri ve Yüzey Şekillerinin Evrimi

2004 Güz

Bu materyallerden alıntı yapmak veya Kullanım Şartları hakkında bilgi almak için

<http://ocw.mit.edu/terms> ve <http://tuba.acikders.org.tr> sitesini ziyaret ediniz.”

VIII. YAMAÇ EĞİMİ EVRİMİ

A. Tanımlar : Taşınım sınırlı ve ayrışma sınırlı yüzey şekilleri

Taşınım-sınırlı yamaç eğimleri: akarsuya sediman taşınımı toprak ve kayaç taşınım oranı (akış >> kapasite) ile sınırlıdır. Yamaç oluşumu taşınma süreçleri ve bu süreçlerin mekansal dağılımı ile (kütlenin korunumu; sediman akışının yayılımı) tanımlanmaktadır.

Ayrışma-sınırlı yamaçlar: Akarsuya sediman taşınımı, erozyonel ayrışma, fiziksel ayrışma (karadaki akış, kütle hareketi), fiziksel ayrışmanın değişik mekanizmalarının oranı ile sınırlıdır. Yamaç oluşumu ayrışma ve erozyonel süreçler ile kontrol edilir, sediman akışının yayılımı ile bağlantılı değildir.

B. Yamaç Eğimi Hidrolojisine Giriş

Akış Yolları

1. Horton Karasal Akış (HOF). Yağış yoğunluğu süzülme kapasitesini geçmektedir, karasal akış toprak doygunluk durumuna bağlı olmaksızın oluşur. Tipik olarak kurak iklim ve örtüsüz temel kaya eğimlerinde (Yer yüzeyinin bugünkü küçük bölümünde) görülür. Keskin tepeli hidrograflar (kanal verileri). Kuvvetli (fırtınalı) akış. HOF yeryüzünün ilk oluşum dönemlerinde yeryüzünde bitkilerin bulunmadığı dönemlerde gelişmiş olabilir.

2. Yer altı Kuvvetli (fırtınalı) Akış (SSF) ("throughflow"). Sığ yer altı suyu akışı, Süzülme kapasitesi (oranı) yağış yoğunluğunu geçmektedir, doymuş zondaki yamaç aşağı akış, genellikle hidrolik iletkenlikte diğer süreksizlikte yada temel kayası üzerinde ince bir toprak örtü bulunur. Akış oranları Cm/s-Cm/saat, hızlı akış ve taban akışına katkısı olur (birçok akış, yamaç aşağı saatte -10's/saat hızla ilerler) –hidrograflarda kuvvetli yükselimler. Kurak/ılıman iklim bölgelerinde yaygındır (Yeryüzünün büyük bölümü)

3. Geri Akış ve Doymuş Karasal Akış (RF, SOF). Değişik kaynak alan kavramı: tepelerin taban kesimlerinde doymuş zonlar (konkav topografya) ıslak, kuvvetli yağışlı dönemlerde gelişir. Yeraltı suyu akış kapasitesi (geçirgenlik) aşıldığında, SSF yüzeye geri çıkmaya zorlanır, karasal akışa ve hidrografların hızlı akış bileşenlerine katkı sağlar.

4. Yeraltı suyu akışı. Kayaçlar ve topraktaki suyun yavaş ve düşey süzülümüdür. Oran cm/saatten cm/yıla kadar değişir. Temel kayalarının kimyasal ayrışması için önemlidir, sadece taban akışına katkı sağlar (en düşük hızlı akış/storm etkisi)

C.Yamaç Eğimi Taşınım Süreçleri

Yavaş/devamlı süreçler

1.Toprak akması (kurak/ılıman iklimlerde –SSF)

Biyojenik mekanizmalar (oyuklaşma, ağaç vb); donma, çekme; büzülme/kabarma (killerde), reolojik akma (yavaş plastik akma; toprak akması –donma çözülme yada ıslak/kuru)

2. Çamur yağmuru/Tabaka yıkanımı (kurak –HOF)

Çamur yağmuru –yağmur akışı –tabaka yıkanımı sürekli. Yağmur damla etkisi sedimanı yer değiştirir “splash”, net yamaç aşağı taşınma. Yağmur akışı, yağmur damlaları etkisiyle ince laminar tabaka akışının etkisiyle oluşan taşınmadır. Sadece ilksel olarak kanalsız tabaka yıkanımı dikkate alınacaktır.

Hızlı/Ani Süreçler

1.Kütle hareketleri

Kaymalar, kütle akışları, heyelanlar, çamur akması, kaya düşmesi, kayaç çığı

D.Sürecin Matematiksel Tanımlaması

Kütlenin Korunumu

$$h = z \cos \alpha \quad \Delta s = \frac{\Delta x}{\cos \alpha}$$

(Çizim)

Sediman yoğunluğu (V); toprak akışının yoğunluğu (qv) (x -bileşeni); toprak derinliği (h); toprak yüzeyinin yüksekliği (z); Δs ; Δx ; Δt . Toprak akışında akma süreçlerinin yoğunluğu (sediman akış yoğunluğunu değil) gözenek boşluğunu içerir. Tabaka yıkanımı, toprağın yada sedimanın taşınım oranını tanımlar; Sediman taşınımının oranı kütle denge eşitliğinde bir gözeneklilik düzeltmesini gerektirir.

$$V = h\Delta s = z \cos \alpha \frac{\Delta x}{\cos \alpha} = z\Delta x$$

Kutudaki sediman hacmi (birim genişlik) :

Kutudaki sediman hacmindeki değişim :

$$\Delta V = \Delta h\Delta s = \Delta z\Delta x = q_{v_{in}} \Delta t - q_{v_{out}} \Delta t$$

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = -\frac{q_{v_{out}} - q_{v_{in}}}{\Delta s} ; \frac{\Delta z}{\Delta t} = -\frac{q_{v_{out}} - q_{v_{in}}}{\Delta x} ; \frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{\partial q_v}{\partial x}$$

E. Toprak Örtülü Yamaçlar : Denge Durumu Oluşumları

Genel Taşınma İlişkisi

Kirkby (1971): $q_v = kq^{m'} S^n = k'x^m S^n$

Kirkby farklı yamaç eğimi oluşum süreçlerinde m, n değerleri için empirik veri sunmaktadır. Daha sonraki bölümlerde, değişik parametrelerin jeolojik, biyotik ve iklimsel kontrollerinin anlaşılmasını sağlayacak verileri inceleyecek ve teorik değerler elde edeceğiz. Öncelikle denge durumundaki yamaç oluşumu için taşınma bağıntısının farklı oluşumlarının etkisini inceleyeceğiz. Laboratuvar alıştırmaları sınır koşullarının incelenmesine ve yamaçın (örneğin; iklimdeki değişim, nehir aşınım oranı gibi) geçici ve kısa süreli etkileşimini konu alacaktır.

Süreklilik denklemleri ile birleşim farklı süreçlerde gelişmiş denge durumundaki yamaç eğimi oluşumu ile ilgili bağıntıları ortaya koyabilir.

Toprak akması

Genellikle nemli/ılıman iklim koşullarında $l_c \gg Ri; m = 0, n = 1$

$$q_v = K_c S = K_c \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \right)$$

Taşınma kuralı :

$K_c = f$ (yağmur düşümü) rüzgarlılık (three throw), donma-çözülme döngüleri, toprak yapısı, kil mineralojisi, vb.) [L^2/T]

Devamlılık: $\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{\partial q_v}{\partial x}$

Yer değiştir: difüzyon eşitliği $\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(-K_c \frac{\partial z}{\partial x} \right) = K_c \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}$

Denge durumu koşulu $\frac{\partial z}{\partial t} = -\varepsilon = K_c \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}$

Entegralini alın (w/x'e göre) : $-\varepsilon x = K_c \frac{\partial z}{\partial x} + c_1$

B.C. : Sırt boyunca akış yok : X=0'da S=0 $C_1 = 0$; $-\varepsilon x = K_c \frac{\partial z}{\partial x}$

Not: Bu çözüm denge durumu eğimi içindir : $\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{-\varepsilon}{K_c} x$

Değişkenleri ayırın, entegralini alın : $-\frac{1}{2} \varepsilon x^2 = K_c z + C_2$

B.C.: üst sırtta $z=z_0$, X=0 $C_2 = -K_c z_0$

Denge durumu çözümü (parabol) : $-\frac{1}{2} \varepsilon x^2 = K_c z - K_c z_0$

$$z = z_0 - \frac{\varepsilon x^2}{2K_c}$$

Bu formülde denge durumu koşulları nasıl yansıtılmıştır? Jeolojik ve iklimsel faktörler?

Fay Şevi Yaşlandırmasında Kullanımı

Kısa süreli yaklaşım için analitik çözüm : hata fonksiyonu çözümü. İksel profiller doğal sev açısında varsayılmıştır.

Difüzyon modelleri, gözlenen yamaç profilleri ile "uyumludur" – Uyumluluk sadece K*t ürününün tahminini ortaya koyar. – arazi ortamında K'yi ayarlamak için bağımsız tahminlere ihtiyaç vardır.

Pierce ve Colman (1986) – makale var, bu farklılıklarla benzer bir problem için çözüm sunmaktadır. Geri plan eğimi yok, (b=0), başlangıç koşulu = şev açısı α (düşey bir şev değil, genellikle doğal şev açısı, yaklaşık 33^0 dir). Yayılma gücü çözümüne yarar, K, şev yaşı (t) açısından, ve toplam yüksekliğe ait (h) bir şevin maksimum şev gradyanının ($\tan \theta_m$) morfolojik ölçümünde kullanılır (Hanks ve diğ. tarafından kullanılan, amplitüd = $\frac{1}{2}$ yükseklik ile karıştırılmamalıdır).

$$K = \left[\frac{h}{4t^{1/2} \operatorname{erf}^{-1}(\tan \theta_m / \tan \alpha) \tan \alpha} \right]^2$$

Hillslope Laboratuvar Projesi İdaho'da arazi çalışmalarında bu bağıntıyı kullanarak Pierce ve Colman'ın bulgularını yerinde değerlendirecektir.

Şev çalışmaları (Güneybatı ABD: yarı kurak, taneli toprak, seyrek bitki örtüsü) genellikle $10^{-3} < K_c < 10^{-2} \text{ m}^2 / \text{yıl}$.

Dietrich ve diğ. nemli/ilıman iklimde, K Kaliforniya ve Oregon'un kıyıya paralel dağlarında (rütubetli kış koşullarında, yoğun bitki örtüsünün olduğu ortamda) $K_c \sim 5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{yıl}$ değerini bulmuştur.

Small ve diğ. (Geomorphology, 1999) donmanın baskın olduğu, bitki örtüsü olmayan, yaklaşık $15 \mu\text{m}/\text{yıl}$ aşınma hızına sahip zirvelerde, $K_c \sim 1.7 \times 10^{-2} \text{ m}^2 / \text{yıl}$ değerini tahmin etmiştir.

Çizgisel Olmayan Yavaş Akma

Yamaç gradyanları yaklaşımlarında şev açısı (yada heyelan için kritik olan eğim) taşınma oranlarının ani artışını gerektirir: kütle hareketi olaylarındaki olasılığın artışı. Fay şevlerindeki gözlemler çizgisel olmayan taşınma süreçlerini yada difüzyon katsayısındaki şev-yükseklik bağımlılığını işaret etmektedir (mikro iklim). Bu etkiyi görmek için değişik çizgisel olmayan difüzyon modelleri önerilmiştir. Sadece Roering ve diğ. veri temellidir.

Andrews ve Hanks, 1980'lerin sonları.

$$q_v = KS^n \quad ; \quad n \sim 2-3$$

Not : düşük eğimli yamaçlarda benzer taşınma oranı elde etmek için K değerini n'nin farklı değerleri için yeniden kalibre etmeliyiz (farklı birimler!).

Anderson ve Humphrey, 1989:

$$q_v = KS \left(1 + \frac{|s|}{S_c} \right)^a \text{ a "yüksek güç" anlamına gelmektedir.}$$

Howard, 1984:

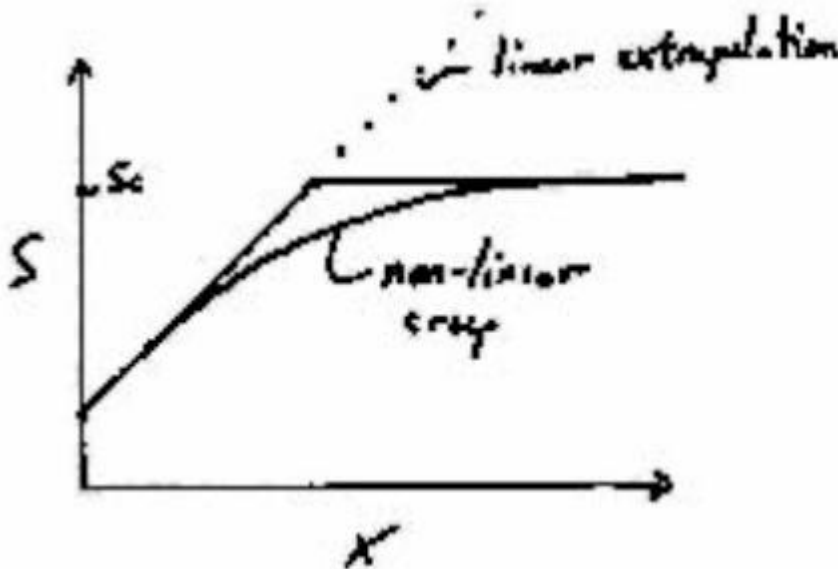
$$q_v = K_c S + K_m \left(\frac{1}{1 - (|S|/S_c)^a} - 1 \right) ; \quad a \sim 3$$

Roering ve diğ., 1999:

$$q_v = KS \left(\frac{1}{1 - (|S|/S_c)^2} \right)$$

ŞEKİLLER: Değişik çizgisel olmayan difüzyon modellerine ait eğriler

ÇİZİM: Lineer terimi artı terim eğim S_c olduğunda sonsuza gitmektedir, sınır çizgisellik, çizgisel olmayan değerlerin morfolojik farklılığı



Yağmur etkisi-Tabaka yıkanımı

Çevresel Koşullar: İnce yada geçirgen olmayan topraklar, seyrek bitki örtüsü, $Ri > Ic$.

Sırt yakınlarında ($x < x_c$; v., sığ HOF) sırttan uzaklaştıkça yağmur yıkanımı baskın hale gelir ($x > x_c$). Aralarındaki geçiş aşağıdakilere bağlıdır: (1) tabaka yıkanımı

makaslama kuvvetinin sedimanları alıp götürecek kritik değeri aştığı derinliğe erişir; (2) derinleşen sheetwash tabakayı yağmur damlalarının etkisinden korur.

Taşınma Bağıntıları

Yağmur etkisi (empirik : arazi/lab) $q_s = k_r S = k_r \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \right)$

$k_r = f$ (bitki örtüsü, yağmur düşümü yoğunluğu, yağmur damlası boyutu, toprak yapısı)

tabaka yıkanımı (empirik/teorik)

$$q_s = k_w (x - x_c)^2 S^2 = k_w (x - x_c)^2 \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2$$

$k_w = f$ (yağmur düşümü yoğunluğu, filtreleme/süzülme kapasitesi, toprak yapısı, bitki örtüsü vb.).

Neden tabaka yıkanımı için $m \sim 2$, $n \sim 2$ 'dir.

Tanım çizimi: Yamaçtaki karasal akışın artışı

Kütlenin Korunumu (su)

$$P_e = R_i - I_c$$

$$q_w(x) = P_e x = u h(x)$$

Momentumun Korunumu

$$u = C_f^{-1/2} \sqrt{ghS} \quad ; \quad \tau_b = \rho ghS$$

$h(x)$ 'i bulunuz $h(x) = \frac{P_e x}{u} = \frac{C_f^{1/2} P_e x}{\sqrt{ghS}}$ (not: h her iki kenardadır)

$$h(x) = C_f^{1/3} g^{-1/3} P_e^{2/3} x^{2/3} S^{-1/3}$$

$\tau_b(x)$ 'i bulunuz.

$$\tau_b(x) = \rho C_f^{1/3} g^{2/3} P_e^{2/3} x^{2/3} S^{2/3}$$

Akarsu Taşınım Bağıntısı (tabaka yıkanımı için: hareketsizlikten asılı harekete ani geçiş, laminar akıştan tamamen türbülanslı akışa geçiş).

$$q_s = \alpha_s \tau_b^a; a \sim 2.5 - 3 \text{ örneğin, } a = 3 \text{ alınız.}$$

$$q_s = \alpha_s \tau_b(x)^3 = \alpha_s \rho^3 C_f g^2 P_e^2 x^2 S^2 = k_w x^2 S^2$$

$$k_w = \alpha_s \rho^3 C_f g^2 P_e^2$$

Not : x_c 'in konumunu tanımlar ve bu durumda $\tau_b = \tau_{cr}$ dir.

$$q_s = k_w (x - x_c)^2 S^2 = k_w (x - x_c)^2 \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2$$

Yamaç Profilleri

Horton (1945)'in "erozyonsuz kuşak" makalesinde rainsplash $x < x_c$ olarak verilmektedir.

Yayılgan taşınma, dolayısıyla denge durumu çözümü yavaş akma ile aynıdır.

$$0 < x < x_c$$

$$z = z_o - \frac{\dot{\epsilon} x^2}{2K_r}$$

Not: Eğer rainsplash (toprağın değil) sedimanın hacimsel taşınımına göre ölçülürse, bu durumda

$$K_r = k_r / (1 - \lambda_p); \text{ yada başka bir ifade ile } Kr = kr.$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{k_w}{(1-\lambda_p)} \frac{\partial}{\partial x} \left((x-x_c)^2 \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2 \right)$$

$x < x_c$ için

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\dot{\epsilon} = -K_w \frac{\partial}{\partial x} \left((x-x_c)^2 \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2 \right)$$

Denge durumu koşulunda:

$$\dot{\epsilon}x + C_1 = K_w (x-x_c)^2 \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2$$

İntegral (w/x'e göre)

C_1 için, $X = X_c$ 'de değerlendirin $-\epsilon x_c = C_1$

$$\dot{\epsilon}(x-x_c) = K_w (x-x_c)^2 \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2$$

$$\frac{\partial z}{\partial x} = -\sqrt{\frac{\dot{\epsilon}}{K_w (x-x_c)}}$$

$$z = -2\sqrt{\frac{\dot{\epsilon}(x-x_c)}{K_w}} + C_2$$

Değişkenleri ayır ve integralini al

$$z = z_0 - \frac{\dot{\epsilon}x_c^2}{2K_r} = C_2$$

$X = X_c$ 'de Z 'yi kullanınız (rainsplash) C_2 için

Denge Durumu Koşulunda :

$$(X < X_c): \quad z = z_o - \frac{\dot{\epsilon}x^2}{2K_r}$$

$$(X > X_c): \quad z = z_o - \frac{\dot{\epsilon}x_c^2}{2K_r} - 2\sqrt{\frac{\dot{\epsilon}(x-x_c)}{K_w}}$$

Konvekso-Konkav Profil Oluşumu

Profil Oluşumunda Jenerik Kontroller

Jenerik yamaç eğimi taşınım bağıntısı $q_v = kq_w^{m'} S^n = k' x^m S^n$

HOF (m'=m) ve sediman için kütle korunumu (su)

$$q_w = P_e x \quad ; \quad q_v(x, S) = \dot{\epsilon}x$$

X'e göre q_v 'yi ayırın

$$\dot{\epsilon} = \frac{\partial q_v}{\partial x} + \frac{\partial q_v}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial x}$$

Her iki tarafı q_v yada $P_e X$ ile çarpın:

$$\dot{\epsilon} P_e x = q_w \frac{\partial q_v}{\partial x} + P_e x \frac{\partial q_v}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial x} = P_e q_v$$

$$q_v - \frac{q_w}{P_e} \frac{\partial q_v}{\partial x} = x \frac{\partial q_v}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial x}$$

LHS $x > 0$, $\partial q_v / \partial S > 0$, bu nedenle $\partial S / \partial x < 0$ (konkav profil) sadece ve sadece RHS < 0 ise:

$$q_v < \frac{q_w}{P_e} \frac{\partial q_v}{\partial x}$$

Herhangi bir fonksiyon için geçerlidir $q_v(q_w, S)$.

$q_v = kq_w^{m'} S^n = k' x^m s^n$ özel durumunda, bu koşul aşağıdaki koşullarda doyuma ulaşır.

$1 < m < n+1$ (konkav)

Tüm $m, n > 1$ (konkav)

$n > 1; 0 < m < 1$ (konkavo-konveks)

F. Toprak Akması Mekanizması : SSF Rejimi

Koşullar: toprak örtülü yamaçlar, hemen hemen tüm iklimler: kurak tropikal, ılık, yarı glasiyel, kurak (alüvyal yelpaze yüzeyleri)

Süreçler

Biyojenik: Ağaç bükülmesi, memeli hayvan/böcek/solucan izleri, ayak izi (reolojik olmayan akma)

Toprak Mekanizması:

Reolojik olmayan: Islak/kuru ve donma/çözülme; don kabarması (tane tane yükselme ve düşme); killerde çekme/şişme.

Reolojik yada "Gerçek" akma (kütle akışı). Sıvılaşma (solüflüksiyon – donma/çözülmenin ileri aşaması) plastik yada visko plastik akış (çoğunlukla killerde, kum bentlerinin yavaş deformasyonu da bu şekilde modellenmektedir). Not ediniz: Mekan ve zamanda kütle hareketi (Yer akması, heyelan) süreçleri çizgisel olmayan difüzyon ($K=f(s)$) olarak modellenir.

Akış mekanizmalarının tümü yamaç, toprak yapısı ve toprak nem içeriğine bağlıdır. Bazıları ise sıcaklık değişimine, ve/veya toprak derinliğine bağlıdır.

Teorik yaklaşımlar: Davidson 1889 (donma kabarması); Kirkby, 1967 (donma kabarması, çekme-kabarma); Mitchell ("Toprak Davranışının İlkeleri": İstatistiksel mekanikler, termal aktivasyonun analogisi –reolojik akma); Anderson, 2002 (donma ile ilişkili akma). Hız profilleri ve reolojik olmayan akmanın reolojik akmadan ayrılmasının önemi:

Çizim: İdealize edilmiş reolojik olmayan toprak akması (sadece yamaç eğimine bağlı, sadece yüzey akışı)

Çizim: Tipik reolojik olmayan toprak akması (hız profili derinliğe, olayın sıklık ve büyüklüğüne bağlı olarak gelişir (biyojenik yada donma/çözülme)).

Çizim: Olası reolojik toprak akması hız profilleri

Reolojik akmanın yavaş viskoz akma olarak kabaca modellenebileceğini varsayalım:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{1}{\mu_{\text{eff}}} \tau_{zx} = -\frac{1}{\mu_{\text{eff}}} \alpha_1 h \frac{\partial z}{\partial x}$$

İki kez integralini alın

$$q = -\alpha_2 \frac{h^3}{\mu_{\text{eff}}} \frac{\partial y}{\partial x}$$

$$K = \frac{\alpha_2 h^3}{\mu_{\text{eff}}} \quad x$$

Not: Etkin topo. Yayılma gücü (K)

Bu nedenle reolojik akma için, etkin yayılma gücü büyük oranda toprak kalınlığına, yapı, nem içeriği ve kil mineralojisine bağlıdır.

Bazı reolojik olmayan akma süreçleri toprak-derinlik bağımlı etkin yayılma gücünü de öngörebilirler. Anderson 2002, donma-çözülme ortamlarını analiz eden ve bu etkiye sahip olan bir makale yayımladılar.

Her bir donma olayı için yer değiştirme i (ΔX_i) yüzeyde maksimum değerdedir ve derinliğe (ξ) bağlı olarak lineer olarak düşmekte, don tesir derinliğinde (ξ_i) sıfır değerine kavuşmaktadır.

$$\Delta x_i = \Delta x_{\text{max}} (\zeta_i - \zeta)$$

Yüzeydeki yer değiştirme yüzey gradyanı ile hem toprak nemliliğine hem de toprağın "donma duyarlılığına" bağlıdır.

$$\Delta x_{\max} = \beta \frac{\partial z}{\partial x} \zeta_i$$

Uzun zaman dilimi içerisinde toplam toprak akışı, her bir donma olayı (i) için toprak akışı, donma derinliğinin olasılık dağılımı ($p(\zeta_i)$) ve donma olayının sıklığına (f), bu ise sıcaklığın tarihçesine T(t) bağlıdır.

$$\text{Taşınma} = G(\Delta x_{\max}, p(\zeta_i), f)$$

Her bir donma olayı için sediman akışı :

$$q_i = \int \text{velocity_profile} = \frac{\beta}{2} \frac{\partial z}{\partial x} \zeta_i^2$$

Ölçek derinliğiyle ζ^* donma derinliğinin üstel dağılımını alırsak,

Mantıklı açıklama: sıcaklık dağılımları derinlikle üssel olarak düşer. (Yayılgan ısı geçiriminden temel sonuç). ÇİZİM

$$p(\zeta_i) = \frac{1}{\zeta_*} e^{-\zeta_i/\zeta_*}$$

Bu nedenle toplam sediman akışını aşağıdaki gibi yazabiliriz.

$$Q = f \int_0^{\infty} q_i p(\zeta_i) d\zeta_i = f \beta \zeta_*^2 \frac{\partial z}{\partial x}$$

Eğer toprak donmanın etkin olduğu derinlikten daha derinse bu doğrudur. Bununla birlikte, eğer temel kayalarındaki yer değiştirmede donma/çözülme olmadığını düşünürsek, sadece toprak ve sonra toplam sediman akışı aşağıdaki formülle ifade edilir.

$$Q = f \beta \left[\zeta_*^2 - e^{-h/\zeta_*} (h \zeta_* + \zeta_*^2) \right] \frac{\partial z}{\partial x}$$

Böylece, $h \rightarrow 0$ ise $Q \rightarrow 0$ ve $h \rightarrow \text{sonsuz}$ olduğunda $Q \rightarrow f \beta \zeta_*^2 \frac{\partial z}{\partial x}$ dir.

Bu nedenle, toprak akışı yayılgan taşınma bağıntısı ile yönetilir.

$$Q = k \frac{\partial z}{\partial x}$$

Formüldeki $k = f \beta \left[\zeta_*^2 - e^{-h/\zeta_*} (h\zeta_* + \zeta_*^2) \right]$ etkin yayılma gücünü ifade etmektedir.

Bu mekanizma için derinlikle bağlantılı yayılma gücü bekleriz.

ŞEKİLLER : Anderson (2002)'deki grafikler

Akma Oranları (arazi/laboratuvar ölçümleri)

Yöntemler

Young Pit (Kablo uçları (pins) yada hendeğin yan duvarlarında ince metal plakalar, yeniden doldurulmuş);

Rudberg Column (Kolonu) (auger deliğine sokulmuş ahşap çivi kolonları);

Eğim sensörleriyle tutturulmuş esnek boru (Fleming ve Johnson 1975).

Biyojenik akışlar (oygu izleri, ağaç yönelimler): malzemenin ortalama hacmini (V), kütlenin merkezindeki ortalama yamaç aşağı değişikliği (x), çalışma alanındaki birim alandaki (A), birim zamandaki (dt) olayların (n) sayısını tahmin eder (Dietrich ve Dunne).

Hacim x uzaklık x n zamanı / birim zaman / (çalışma alanı)

$$q_v = \frac{nVx}{Adt}$$

Topoğrafik boşluklardaki uzun dönem birikme (akümülyasyon) oranları (sediman birikimi: Dietrich ve Dunne, 1978). Tahminler PNW'de Reneau, Benda tarafından yapılmıştır ve genellikle diğer yöntemlerle uyumludur. Çukurluklar periyodik olarak heyelanlar/çamur akıntıları ile açığa çıkmaktadır; toprak tabanından alınan radyokarbon yaşları dolma zamanı ile ilgili tahmin vermektedir.

Sonuçlar:

Genellikle iyi değildir: direk eğim ilişkisiyi ortaya koymak güçtür.

Problemler: çalkantı, farklı yoğunluk, nem içeriği , vb. hatalı pozisyon ölçümleri; farklı boyuttaki objelerin farklı taşınımı (dowels >> toprak tane boyutu) (Çizimler)

Örnekler : Kirkby (1969)

Be¹⁰ Birikiminden Akma Oranları

Be¹⁰ toprak parçacıkları üzerine hızlı bir şekilde nüfuz eder (adsorbe olur). (toprak yağmurla birlikte karasal akıştaki kayıplar hariç tüm atmosferik akışkanları bünyesinde hapseder). Eğer temel kayada Be¹⁰ yok ise (meteorik Be¹⁰ ~ 5 büyüklüğünde > in situ), basit Be¹⁰ kütle birikimi akma oranlarının tahmininde kullanılabilir. Bu nedenle test eğim ilişkisi, derinlik ilişkisi, toprak nemi vb (Mc Kean et al 1993, Geology) basit denge kapak (plug) akışını tanımlar (derinlikle sabit hız –akış derinliğe bağlı olmalıdır, -fakat Be¹⁰ birikimiyle sadece %20-25 fark olmalıdır). Denge durumundaki toprak için X durumundaki kütle dengesi ve Be¹⁰ birikimi aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\int_0^x P_{Be}(x)dx = \int_0^h \rho(x,z)V_s(x,z)\epsilon_{Be}(x,z)dz$$

Formüldeki V_s toprak hareketinin hızını, ρ toplam toprak yoğunluğunu ve ϵ_{Be} ise Be¹⁰ konsantrasyonunu ifade etmektedir. Toprağın kütle akışı $q_s = \rho V_s h$, ve Be¹⁰un kütle akışı ise $\rho V_s h C_{Be}$ dir. Buradaki C_{Be} ortalama düşey konsantrasyonu göstermektedir.

Varsayımları entegre edersek,

$$q_s = \frac{P_{Be}x}{\rho C_{Be}(x)}$$

G. Ayrışma ve Toprak Oluşumu

Taşınma sınırlı koşullar sıfır olmayan denge durumu toprak kalınlığını gerektirmektedir. Toprak oluşumu genellikle toprak kalınlığıyla üssel olarak bozuşma olarak modellenmektedir: daha kalın topraklar toprak-kayaç etkileşimini izole eder ve (biyojenik karışımlar da dahil olmak üzere) ayrışma ile mekaniksel toprak oluşumunu engeller.

$$W(h) = W_s e^{-W_a h}$$

W_a derinlikle birlikte azalan toprak oluşum oranıdır.

Denge durumunda, toprak kalınlığı değişmemektedir ($dh/dt=0$), bununla beraber toprak oluşum oranı (toprak-kayaç etkileşiminin azalma oranı) toprak yüzeyi azalım oranına eşit olmak zorundadır :

$$W(h_{ss}) = \frac{\partial z}{\partial t} = -\dot{\epsilon}$$

Bu nedenle hızlı erozyon oranları daha ince toprak oluşumuna neden olur. Denge durumunda olduğu sürece yüzey eksilme oranı her yerde aynıdır. Bu toprak kalınlığının yamaç boyunca sabit olduğunu ifade eder! Burada $W_s < \epsilon$ ise, toprak ayrılmıştır ve temel kayadaki ayrışma gözle görülür hale gelmiştir. Eğer erozyon oranı yüksekse, temel kayaları ile ilişkili toprak kaymaları baskın taşınma süreci olarak karşımıza çıkar. Arjun Heimsath'dan elde edilen yeni veriler 0.5 mm/yıllık maksimum W_s değerlerini ortaya koymaktadır.

Bu nedenle toprak oluşum oranı yüzey şekillerinin oluşumunda, erozyon süreçlerinde ve yamaç eğimi hidrolojisinde temel bir konroldür. Toprak örtü → SSF, ayrılmış temel kaya → HOF.

Akılda tutunuz! Yamaç eğimi erozyon oranı sınırlayan kanalların aşınma oranı ile tanımlanır. Tektonik olarak aktif yüzey şekillerinde, kanal aşınım (yarılımı) kayaç yükselim oranı ile uyumlu olmaya yatkındır ve birçok buna benzer yüzey şekilleri heyelanlarca baskındır (ya $W_s < \epsilon$ yada $S > \tan \Phi$ (şev açısı)).

Toprak Oluşum Fonksiyonunun Arazi Testleri

Heimsath, Dietrich, Nishiizumi, ve Finkel 1997, Nature

Varsayım: lineer yayılma taşınımı, toprak kalınlığı kabaca zamanla sabit (örn. Yavaşca değişiyor yada dengede). En son varsayım erozyon oranının toprak oluşum oranı ile örtüştüğünü gösteriyor.

Yayılma taşınımı ile yüzey alçalma oranı $\sim K \Delta V^2 z$ (difüzyon 2 boyutlu)

Hipotez: ayrışma oranı yaklaşık $e^{-w_e h}$;

Bu nedenle, yüzey eğrisi ve toprak kalınlığı arasında üssel bir ilişki beklemeliyiz (temelde, eğer hipotez doğruysa 2 erozyon oranı için sınırdır). Bu değer arazi verileri (topografik ölçümler) ile de desteklenmiştir.

Sonuçlar: Uzaysal olarak tekdüze olmayan erozyon oranları: toprağın daha ince olduğu yerlerde daha hızlıdır.

Çıkarım: Eğer erozyon uzaysal olarak tekdüze değilse, bu denge durumu yüzey şekli nasıl öngörülebilir (sabit toprak kalınlığı).

Tartışma: yüzey şeklinin denge durumuna kavuşmasından uzun süre önce toprak kalınlığı yarı denge durumuna kavuşur. Toprak derinliği sadece yavaş olarak değişkenlik göstermektedir. Kozmojenik izotop birikimi süresince (~100ka) önemsiz bir değerdedir

Bağımsız Arazi Testi: yerinde (in-situ) kozmojenik izotopları (^{10}Be , ^{26}Al) kullanarak toprak-kayaç ayırma yüzeyi azalım oranının doğrudan tahmini.

Eğer toprak kalınlığı sabitse, toprak-kayaç ayrılma yüzeyinde sabit oluşum oranı beklenir, bu aynı zamanda temel kayasının sabit azalım oranını ifade eder.

Beklenti: ^{10}Be , ^{26}Al konsantrasyonu toprak kalınlığı ve azalma oranının fonksiyonudur. (Not: kozmojenik izotop oluşumu derinliğe bağlı olarak üssel olarak azalmaktadır).

Bu nedenle, Heimsath ve diğerleri toprak oluşum oranını doğrudan kozmojenik izotoplardan (dengede, fakat uzaysal olarak değişen toprak kalınlığı varsayılarak) tahmin etmiş ve bu değeri toprak kalınlığı ile birlikte grafiğe aktarmıştır.

ŞEKİL : Heimsath ve diğerleri verisi.

Bu analiz, toprak kalınlığıyla oluşum oranındaki beklenen üssel azalımı da desteklenmektedir:

$$W(h) = W_s e^{-W_a h}$$

Eğer yazarlar bölge için ($K = 50 \text{ cm}^2 \text{ yıl}^{-1}$) $\varepsilon = KV^2 z$ den erozyon oranını hesaplamak için bağımsız olarak tahmini lineer toprak yayılmasını kullanırlarsa, birbiriyle örtüşen, uyumlu sonuçlar elde ederler.