

A vulkáni hamufelhő által a Föld felszínén okozott sugárzási hővesztés számítási modellje

PAPP ZOLTÁN

Bevezetés

A vulkanizmus éghajlati következményei a kitörések során a légkörbe került gázok — az ún. könnyen illók — és szilárd részecskék — vulkáni por és a legkisebb szemcseméretű hamu (az utóbbi nem égéstermék) — révén jönnek létre. Következésképpen időjárásváltozásokat elsősorban a robbanásos jellegű — explozív — kitörések idézhetnek elő. Ezeket a vulkanológiában plíniusi, ultraplíniusi - vagy Krakatau — típusúnak nevezik (BEMMELEN, R.W. 1969; HÉDER VÁRI, P. 1971; FRANCIS, P. 1975).

Az erupció alkalmával a légkörbe jutó vulkáni eredetű „szennyeződés” mennyisége meglepően nagy lehet: az indonéziai Toba kb. 70 000 évvel ezelőtt mintegy 2000 (!) km³ (APRÓDOV, V.A. 1982), a Tambora 150-200 km³ (VERBEEK, R.D.M. 1984; SELF, S.—RAMPINO, M.R. 1981) szilárd kőzetanyagot - tefrát - dobott az atmoszférába.

A legújabb megfigyelések és elméleti megfontolások szerint a vulkanizmus klimatikus mellékhatásaiban a szilárd alkotók (mennyiség, szemcseméret, ásványi összetétel stb.) mellett a kéntartalmú könnyen illóknak (aeroszoloknak) is döntő szerepük van (BALDWIN, B. et al. 1976; SELF, S.—RAMPINO, M.R.—BARBERA, J.J. 1981; RAMPINO, M.R.—SELF, S. 1982). Lényeges a kitörések nyomán a légkörbe került szén-dioxid mennyisége, a kitörés földrajzi helye, valamint a légkör pillanatnyi dinamikus állapota is. A fenti tényezők közül kiemelve a legkisebb szemcseméretű szilárd részecskéket, a továbbiakban azok napsugárzást csökkentő hatásának elemzésére szorítkozunk. A kitörési hamufelhőt azonos szemcseméretű és összetételű, egyenletes eloszlású szilárd részecskékből állónak tételezzük fel.

A hamufelhő alak- és koncentráció változásának fizikai-geometriai modellje

A vulkáni felhővel kapcsolatos folyamatok egy részének időbeli alakulását közelítő, részben megfigyelt, részben mért adatokon nyugvó modellt ismertet a V.JA. SZERGIN—SZ.JA. SZERGIN szerzőpáros, „Az eljegesedések és a nagy klímainga-

dozások problémáinak rendszerelmzése” című könyvében (Leningrád, 1978). Feltevések a következők:

— A vulkáni (hamu)felhő henger alakú — a forgástengely függőleges. A $t=0$ időpontban (röviddel a kitörés pillanata után) a felhő sugara (r_0) és magassága (h_0) a kamcsatkai Bezimjannij („Névtelen”) vulkán 1956-os kitörésekor megfigyelt adatok nyomán 20 km (GORSKOV, G.SZ.—BOGOJAVLENSZKAJA, G.E. 1965);

— A horizontális méretek növekedésével a felhő terjedésének (széteszlésének) sebessége növekszik, azaz

$$\frac{dr}{dt} = Kr, \quad (1)$$

ahol r = a vulkáni felhő sugara, K = a részecskekonzentráció kiegyenlítődésekének sebessége. A K értéke a kezdeti időszakban a legnagyobb (a felhő méretei még viszonylag kicsik), a méretek növekedésével egyidejűleg csökken. A Föld felszínéhez tartozó kiterjedési sugár értéke (r_{\max}) 13 000 km körüli.

Az előbbieket alapján:

$$K = k(r_{\max} - r) \quad (2)$$

Az (1) és (2) feltevésekből:

$$\frac{dr}{dt} = k(r_{\max} - r) \quad (3)$$

A (3) differenciálegyenletből:

$$r = r_{\max} \left[1 + \left(\frac{r_{\max}}{r_0} - 1 \right) e^{-kr_{\max} \cdot t} \right]^{-1} \quad (4)$$

A k értéke a nukleáris robbantások során a sztratoszférába került anyagoknak a félgömbön történt egyenletes eloszlásához szükséges (mért) időtartamok alapján — a földrajzi szélességtől és a robbantás időszakától függően — változik. A félgömbre kiterjedő egyenletes eloszlás kialakulásához szükséges idő 1 hónaptól 1 évig terjedhet, ennek megfelelően a k értéke

$$2 \cdot 10^{-5} \text{ km}^{-1} \cdot \text{nap}^{-1} - 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1} \cdot \text{nap}^{-1}$$

közötti szám (1. táblázat).

A felhő kialakulását követő néhány órák időszakban a koncentráció változás bizonytalanul követhető összetett folyamat, a koncentráció időbeli alakulása azonban gyakorlatilag nem függ a kezdeti koncentráció értékétől. Egy nap elteltével — a BROWN-féle koaguláció figyelembevételével - a koncentráció $4400 \text{ részecske/cm}^3$ -ben ($=n_1$) adható meg.

1. táblázat. A vulkáni felhő sugarának (r), a részecskék átlagos koncentrációjának (n), a felhő magasságának (h) és a felhő függőleges oszlopában lévő részecskék számának (N) időbeli változása
(SZERGIN, V.JA.—SZERGIN, SZ.JA. után, 1978, 149 p.)

Temporal variation of the radius (r), the mean concentration of the particles (n), the height (h) and the total number of the particles in a vertical column (N) of the volcanic ash cloud
(after SZERGIN, V.JA.—SZERGIN, SZ.JA., 1978, p. 149)

Mutató	A kitörést követően eltelt napok száma (t) Number of days passed after the eruption (t)								
	0	1	3	10	30	100	200	365	730
	$k = 2 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-1} \text{ nap}^{-1}$								
r km	20	23	38	260	9000	13000	13000	13000	13000
n cm ⁻³	10^8	4400	1200	26	0,022	0,01	0,01	0,01	0,01
h km	20	20	20	20	19	17	15	10	0
N cm ⁻²	$2,0 \cdot 10^{14}$	$8,8 \cdot 10^9$	$2,4 \cdot 10^9$	$5,2 \cdot 10^7$	$4,2 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^4$	0
$k = 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1} \text{ nap}^{-1}$									
r km	20	20,4	21,4	25	36	140	1020	9000	13000
n cm ⁻³	10^8	4400	3740	2820	1360	90	1,7	0,2	0,1
h km	20	20	20	20	19	17	15	10	0
N cm ⁻²	$2,0 \cdot 10^{14}$	$7,7 \cdot 10^9$	$7,5 \cdot 10^9$	$5,6 \cdot 10^9$	$2,6 \cdot 10^9$	$1,5 \cdot 10^8$	$2,5 \cdot 10^6$	$2,0 \cdot 10^4$	0

A további napok során a koncentráció változás az

$$n = \frac{n_1 r_1^2}{r^2} \quad (5)$$

egyenlettel írható le, ahol r_1 = a felhő sugara 1 nap elteltével, n_1 = az 1 naphoz tartozó átlagos koncentráció, r = a (4) egyenletből számítható.

A vulkáni felhő geometriai magassága az idő függvényében egyenletes sebességgel csökken. A legfinomabb szemcsék leülepedéséhez kb. 2 évre van szükség. A $h_0 = 20$ km kezdeti magasságot fogadva el, a vulkáni felhő magasságának időbeli csökkenése:

$$h = h_0 - v \cdot t,$$

$$\text{ahol } v = 20 \text{ km} / 730 \text{ nap} = 27,7 \text{ m} / \text{nap} \quad (6)$$

A légkörbe került vulkáni törmelék csökkenti a napsugárzást. Legyen n = a légkörben található vulkáni por, vagy hamu átlagos koncentrációja; a_2 = a közvetlen sugárzás gyengülési együtthatója egy részecske esetében; x = a sugárzási úthossz a hamu- vagy porfelhőben;

R_0 = a napsugárzás intenzitása a Föld felszínén, szennyeződés mentes (átlátszó) légkör esetében;

R = a napsugárzás intenzitása a Föld felszínén szilárd szemcsékből álló légkör-szennyeződés mellett.

Az előbbi paraméterekkel:

$$R = R_0 e^{-n a_2 x} \quad (7)$$

A fenti összefüggések nyomán a vulkáni felhő sugarának (r), az átlagos részecske koncentrációnak (n), a felhő magasságának (h) és a felhő 1 cm^2 -es alapterületű, h magasságú térfogatában található részecskék számának időbeli alakulását a mellékelt táblázat adatai érzékeltetik.

A bemutatott modell nyomán a hivatkozott szerzők az alábbi következtetésekre jutnak:

— a felhő kialakulását követő időszakban a koncentráció nagy, a felhő geometriai méretei azonban kicsik, azaz nagyobb területen lényeges lehűlés nem várható;

— később a felhő geometriai méretei már jelentősek, a koncentráció azonban kicsi, tehát a sugárzás csökkenés ismételten elhanyagolható.

E két megállapítás figyelmen kívül hagyja, hogy — legalábbis elméletileg — létezik olyan állapot, amelynél a koncentráció és a felhő vastagsága még elég nagy, vízszintes méretei pedig már jelentősek. A szóban forgó állapot jellemzésére az ún. Φ hatásfüggvény a legalkalmasabb.

A hatásfüggvény (Φ)

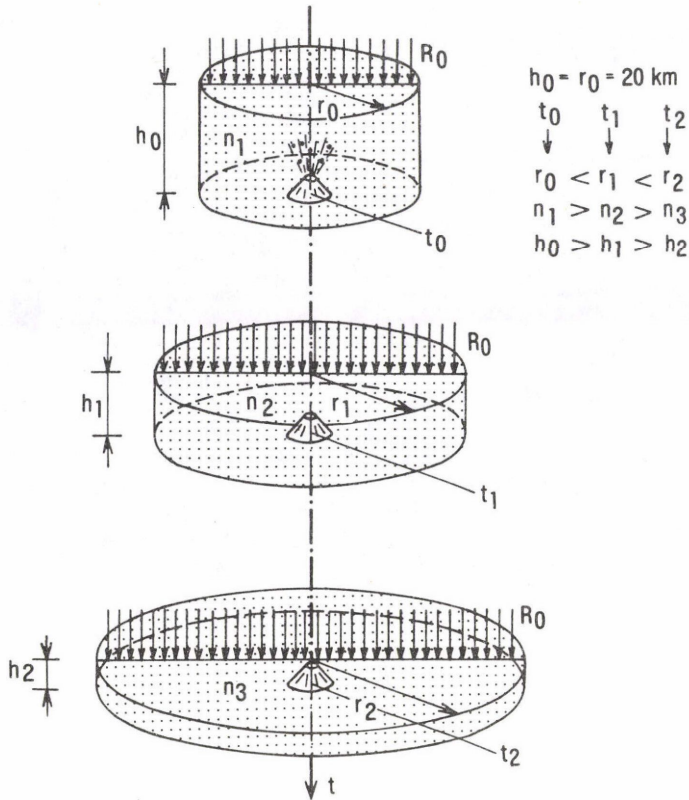
A napsugárzás csökkenésének időbeli menetét leíró hatásfüggvény a felhő pillanatnyi magasságát (h), a koncentrációt (n) és a felhő horizontális kiterjedését (r) veszi figyelembe. Ezek a jellemzők az idő (t) függvényében az ismertetett képletek szerint változnak (1. ábra). A hatás mértéke az átlátszó légkörben — azaz, a vulkáni felhő felső síkján — mérhető sugárzásintenzitás (R_0) és a felhő által „csökkentett” intenzitás (R) különbségével, ill. a felhő alapterületével ($r^2\Pi$) arányos:

$$\Phi = (R_0 - R) r^2 \Pi \quad (8)$$

A (8) összefüggésből Π elhagyható, mivel az csak „nyújtja” a függvényt, az analízis szempontjából lényeges jellemzőit viszont nem befolyásolja.

Mérőlegesen beeső (nap)sugárzást feltételezve a (4), (5), (6) és (7) összefüggések felhasználásával a (8) összefüggés így írható fel:

$$\Phi = \left[R_0 - R_0 e^{-\frac{n_1 r_1^2}{r^2} \cdot a_2 \cdot (h_0 - v \cdot t)} \right] \cdot r^2, \quad (9)$$



1. ábra. A hengerrel közelített vulkáni hamufelhő alakjának időbeli változása és a számítás paraméterei. A forgástengely és a napsugárzás iránya függőleges. A pontozás sűrűsége a részecskék koncentrációjának (n) csökkenését szemlélteti.

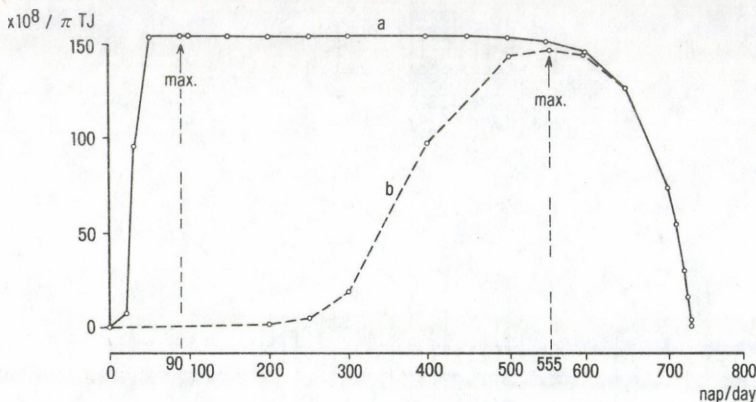
Temporal formation of the volcanic ash cloud modelled by a cylinder, and the parameters applied in calculations. Density of dotting illustrates the decreasing nature of the concentration of particles (n). The axis of rotation and direction of the solar radiation is vertical.

ahol

$$r = r_{\max} \left[1 + \left(\frac{r_{\max}}{r_0} - 1 \right) e^{-kr_{\max} \cdot t} \right]^{-1}$$

Az állandók: $a_2 = 1,8 \cdot 10^{-9} \text{ cm}^2$, $R_0 = 9043,5 \text{ J nap}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ (hét szovjet mérőállomás adatai figyelembevételével KALITYIN, N.N. 1944, 1947 után), $v = 0,0274 \text{ km/nap}$, $r_0 = 20 \text{ km}$, $h_0 = 20 \text{ km}$.

A (9) függvény szélsőértékének deriválással történő meghatározása nehézkes, így azt „skatulyázással”, menetét pedig behelyettesítéssel rajzoltuk meg (2. ábra), a k tényező mindkét határértékének figyelembevételével. A számítás PTK 11096 típusú programozható mikroszámítógéppel történt.



2. ábra. A vulkáni hamufelhő által keltett, a Föld felszínén kialakuló sugárzási hőveszteség időbeli alakulása. A modell a légkörcsörgést nem veszi figyelembe. — $a = k = 2 \cdot 10^{-5} \text{ km}^{-1} \text{ nap}^{-1}$; $b = k = 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1} \text{ nap}^{-1}$ (maximum az 555. napon). (Mértékegység: terajoule)

Temporal variation of the heat radiation deficit caused by volcanic ash cloud in the Earth's surface. The model neglects the atmospheric circulation. — $a = k = 2 \cdot 10^{-5} \text{ km}^{-1} \text{ day}^{-1}$ (maximum at 90 days); $b = k = 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1} \text{ day}^{-1}$ (maximum at 555 days). (Unit: terajoule)

Értékelés

A hatásfüggvényből megállapítható, hogy

— a Föld felszínén a vulkáni felhő következtében kialakuló hőveszteség időbeli eloszlása és mennyisége (amely a görbe alatti területtel arányos) nagymértékben függ a k értékétől;

— a hatásfüggvény a k nagyobb értékénél kb. másfél hónap alatt gyakorlatilag eléri a maximumot (90 nap) és azután is annak közelében marad. Nagyobb arányú csökkenése a kitörést követően kb. 600 nap elteltével indul meg, tehát a vulkánkitörések légköri következményeinek megtétele szempontjából *nem a kitörést követő, az esetleges időjárási anomáliákat magában foglaló időszak eleje és vége a meghatározó, hanem a köztes időtartam;*

— a k értékének csökkenésével az intenzívebb hőveszteség kialakulása időben eltolódik ($k = 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1} \cdot \text{nap}^{-1}$ -os értékénél az eltolódás kb. 1 év, a hatás maximuma a kitörést követő második évben alakul ki, majd kb. 3 hónap alatt lecseng);

— feltételezve, hogy k valóságos értékei a figyelembe vett két határérték közé esnek, az erőteljesebb hőveszteséggel jellemezhető időtartam nem elhanyagolható, a modell alapján 200—550 nap körüli;

— a hatás lecsengésének jellege (menete) az utolsó kb. 100 napos időszakban független a k értékétől.

A modell a légkörcsörgés hatásaival nem számol („statikus”), így pontos térbeli előrejelzésre — amennyiben ez egyáltalán lehetséges az ismeretek mai szintjén — kevésbé alkalmas. A Föld görbületének csupán a k (mért) értékeiben történt figyelem-

bevételeiből fakadó pontatlanságok nyilván a nagyobb idő- és tértartományokban fokozottak. E pontatlanságokat bizonyos mértékig ellensúlyozza a hemiszférák valamelyikének egészére, vagy a teljes légkörre kiterjedő időjárás anomáliákat okozó vulkánkitörések kis száma.

A bemutatott, és az ahhoz hasonló számításoknak nem csak meteorológiai— vulkanológiai, hanem teleptani jelentőségük is van. A lerakódott vulkáni hamuból keletkezett wyomingi bentonit lelőhelyek valóságos tereptani viszonyai több vonatkozásban értelmezhetők a légkörbe került, gomba alakú felhőként modellezett vulkáni hamunak az eloszlási — és ülepedési — viszonyaira tett elméleti megállapításokkal. Ez a modell — a bemutatottnál jóval összetettebb matematikai apparátussal — megkísérli a szélhatás figyelembevételét is (SLAUGHTER, M.—HAMIL, M. 1970).

Kiegészítés

Ha a kitörés időtartama a felhő alak (és hely-) változásának a vizsgálat időtartamához képest pillanatszerű, a vulkáni hamufelhő geometriai középpontjában rögzített, a bemutatott modell szerinti térkoordináta rendszer — térben és időben — a légmozgás sebességével és annak irányában mozog. Ellenkező esetben a jelenség a repülőgép kondenzcsíkjának, a (mozgó) jármű füstjének, vagy a koncentrált szennyeződésnek az áramló vízben kialakuló terjedési és eloszlási viszonyaihoz hasonlítható. A megfigyelések szerint a kitörés pillanatában gömb- vagy hengeralakkal közelíthető hamufelhő általában a légmozgás irányában elnyújtott, többnyire elliptikusnak tekintett, a kitörés centrumához képest aszimmetrikus pászmává fejlődik. Ennek, és az említett analóg jelenségeknek a matematikai leírása a bemutatott statikus modellnél jóval bonyolultabb.

A magyarországi hőmérsékleti adatokon nyugvó vizsgálatok (PAPP Z. 1984, 1986) szerint a vulkánkitörések által okozott anomáliák időtartama legfeljebb 3 év, amplitudójuk pedig a kitörés évében a legnagyobb. Következésképpen a vulkáni hamufelhőre vonatkozó statikus és dinamikus modellekben egyaránt alapvető fontosságú — legfeljebb tanulmányonként eltérő betűvel jelölt, de hasonló fizikai jelentéstartalommal bíró - „*k*” - tényező értéke a valóságban a tanulmányban említett felső határhoz állhat közelebb. Megjegyzendő, hogy az északi hemiszféra (évi) átlaghőmérsékletének idősorában kimutatható „vulkáni jel” trendje (MASS, C.—SCHNEIDER, S.H. 1977) szintén az előző megállapítás mellett szól.

IRODALOM

- APRODOV, V.A. 1982. Vulkáni. - Moszkva, „Müszl.”
- BALDWIN, B.—POLLACK, J.B.—SUMMERS, A.—TOON, O.B.—SAGAN, C.—VAN CAMP, W. 1976. Stratospheric Aerosols and Climatic Change. - Nature (London) 263. pp. 551—555.
- FRANCIS, P. 1975. Fire and Ice. - New Scientist 67. No. 956, pp. 19—22.
- GORSKOV, G.SZ.—BOGOJAVLENSZKAJA, G.E. 1965. Vulkan Bezimjannij i oszobennosztyi jivó posz-lédnyeva izverzsenyija (1955—1956 gg.). - Moszkva „Nedra”, 171 p.
- HÉDERVÁRI, P. 1971. System of Volcanic Activity. - Part I., Annali di Geofisica, XXIV. 3.

- KALITYIN, N.N. 1944. Koszmiczeszkaja pül po aktinometriczeszkim izmerényijam. - „DAN CCP”, T. 45. No. 3. pp. 395—398.
- KALITYIN, N.N. 1947. Ob oszlablénnyji szolnyecsnoj radiáciji vodjántimi párami i aeroszoljami. - Meteorológija i gidrológija, No. 1. pp. 3—11.
- MASS, C.—SCHNEIDER, S.H. 1977. Statistical Evidence on the Influence of Sunspots and Volcanic Dust on Long-Term Temperature Records. - *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34. pp. 1995—2004.
- PAPP Z. 1984. Vulkánkitörésekre visszavezethető anomáliák Magyarország időjárásában. - Egyetemi doktori értekezés, kézirat, 60 p.
- PAPP Z. 1986. Vulkánkitörésekre visszavezethető anomáliák Magyarország hőmérsékletváltozásaiban. - Földr. Köz. 34. pp. 324—345.
- RAMPINO, M.R.—SELF, S. 1982. Historic Eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883) and Agung (1963), Their Stratospheric Aerosols and Climatic Impact. - *Quaternary Research*, 18. pp. 127—143.
- SELF, S.—RAMPINO, M.R. 1981. The 1883 eruption of Krakatau. - *Nature (London)*, 294. pp. 699—704.
- SELF, S.—RAMPINO, M.R.—BARBERA, J.J. 1981. The Possible Effects of Large 19th and 20th Century Volcanic Eruptions on Zonal and Hemispheric Surface Temperatures. - *Journ. of Volcanol. and Geotherm. Res.*, 11. pp. 41—60.
- SLAUGHTER, M.—HAMIL, M. 1970. Model for deposition of volcanic ash and resulting bentonite. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81. pp. 961—968.
- SZERGIN, V.JA.—SZERGIN, SZ.JA. 1978. Szisztemnij analiz problemi bolsih kolebanyij klimata i olegyennija Zemli. - Leningrád, Gidrometeoizdat.
- VAN BEMMELEN, R.W. 1969. Four Volcanic Outbursts That Influenced Human History - Toba, Sunda, Merapi and Thera. - *Acta of the 1st International Scientific Congress on the Volcano of Thera, Athens*, pp. 5—50.
- VERBEEK, R.D.M. 1884. The Krakatau Eruption. - *Nature (London)*, 30. pp. 10—15.

MODEL FOR CALCULATION OF THE HEAT RADIATION DEFICIT CAUSED BY VOLCANIC ASH CLOUD IN THE EARTH'S SURFACE

by *Z. Papp*

S u m m a r y

A cylinder-shaped model of the volcanic ash cloud, ejected from highly explosive eruptions to the atmosphere, is used to calculate the heat radiation deficit caused in the Earth's surface. The model is represented as a horizontally expanding disk with vertical axis of rotation, while its height and the concentration of particles is simultaneously decreasing. The concentration of particles within the ash cloud is supposed homogeneous and the time of deposition is accepted two years. The atmospheric circulation is not considered in the model.

The function — referred as Φ in the text — allows the temporal distribution of the heat deficit caused by volcanic ash cloud in the Earth's surface at vertical solar radiation.

It has been concluded, that the function in question shows a maximum between 90 and 555 days after the eruption, depending on the value of the so-called „k-factor”. Consequently, the most intensive period of the heat radiation deficit extends roughly from 200 to 550 days. The beginning of the most decrease in the heat radiation is mainly associated with the value of the k-factor, while the recovery period is independent of it.

According to the investigations on the volcano-climate interactions, revealed in the long-term temperature records of northern hemisphere, the k-factor of greater value applied in the calculations shows — presumably — closer affinity to real cases.

Translated by the author