UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA



TESIS DOCTORAL

Riesgos hidrovolcánicos en el volcán Fuego de Colima, México

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Leticia Calvo Cabrerizo

Directores

David Palacios Estremera
Bouchra Haddad

Madrid, 2016

© Leticia Calvo Cabrerizo, 2015

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Facultad de Geografía e Historia

Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física



RIESGOS HIDROVOLCANICOS EN EL VOLCAN DE FUEGO DE COLIMA, MÉXICO

TESIS DOCTORAL

Presentada por Leticia Calvo Cabrerizo
bajo la dirección de David Palacios Estremera y Bouchra Haddad

Madrid 2015

A mi *familia*, sin cuyo apoyo, paciencia y
comprensión jamás podría haber
conseguido llegar hasta aquí.

¡Gracias!

Sois lo más valioso que tengo.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a las numerosas personas que me han prestado su apoyo y atención a lo largo de toda la tesis, especialmente a aquellas que desinteresadamente me han sugerido comentarios y directrices sobre distintos aspectos de la misma y me han animado a seguir cuando todo se complicaba.

También me gustaría destacar la importancia de las instituciones y el respaldo del grupo de investigación de Geografía Física de Alta Montaña (GFAM), al amparo de los cuales se ha podido financiar y ejecutar este trabajo. Especialmente al actual Ministerio de Economía y Competitividad, porque sin la cobertura económica prestada por la beca predoctoral sobre Formación de Personal Investigador (FPI) habría sido inviable la realización de esta tesis, así como a los proyectos de investigación en los que he participado, "Impacto del cambio climático en las reservas hídricas sólidas y riesgos hidrovolcánicos asociados en los estratovolcanes tropicales", del Ministerio de Ciencia e Innovación (CGL2009-07343) y "Efectos medioambientales de la deglaciación: estudio de casos en ámbitos geográficos contrastados", del Ministerio de Economía y Competitividad (CGL2012-35858).

Por otro lado, me gustaría agradecer la acogida recibida por el personal de los departamentos de los que he formado parte, tanto en la Universidad Complutense de Madrid, Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, como durante mis estancias en el extranjero, el Departamento de Geografía y el National Center for Geographic Information and Analysis (NGCIA) de la Universidad de Buffalo (Estado de Nueva York, EE.UU.) y el Departamento de Geología del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) (Estado de Querétaro de Arteaga, México). En especial a los investigadores que me acogieron e incorporaron como una más en sus grupos de investigación, lo que me permitió conocer y colaborar con otros investigadores y estudiantes, discutir y aprender metodologías, o llevar a cabo campañas de campo que de otra forma habrían sido imposibles de realizar. Muchas gracias a todos ellos, con especial reconocimiento al Dr. Chris Renschler, Graham Hayes, Prof. Emérito Michael F. Sheridan, Martin Minkowski, Jorge V. Bajo, Dr. Laércio Namikawa, Dra. Lucía Capra, Dr. Juan Carlos Gavilanes, Rosario Vázquez, Gerardo Díaz,…. También al Dr. Manuel Pastor y su equipo, por dejarnos utilizar la implementación del modelo SPH que habían desarrollado.

A mis directores de tesis, sin cuyas directrices, explicaciones y revisiones este trabajo no habría sido posible. Gracias por la paciencia y minuciosidad de las revisiones y discusiones Dr. David Palacios y Dra. Bouchra Haddad.

Así mismo a mi familia, por su constante ayopo y confianza, en especial a mis padres y a David porque han sufrido tanto como yo cada paso de la tesis. Gracias por vuestra paciencia, comentarios, explicaciones de Matlab,…, y por haberme acompañado en todo el proceso, incluidas las estancias. También a los que se han ido, porque fuisteis parte de este viaje y sé que os habría gustado verlo terminado.

¡Muchas Gracias!

ÍNDICE DE ECUACIONES V

ÍNDICE DE FIGURAS XI

ÍNDICE DE TABLAS XXVII

RESUMEN XXXI

ABSTRACT XXXIII

CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN 1

1.1.- EL ESTUDIO DE LOS RIESGOS HIDROVOLCÁNICOS TROPICALES EN LA ACTUALIDAD .3

1.1.2 Alteración volcánica de la red fluvial *4*

1.1.3 Lahares *5*

1.2.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA E HIPÓTESIS DE LA INVESTIGACIÓN 16

1.3.- OBJETIVOS Y ORGANIZACIÓN DE LA TESIS 20

CAPÍTULO 2.- METODOLOGÍA 23

2.1 ESTRUCTURA DE LA INVESTIGACIÓN 25

2.2.- ANÁLISIS DE LA HÍDROLOGÍA Y DINÁMICA EROSIVA DE LAS BARRANCAS 29

2.2.1 Análisis Hidrometeorológico *29*

2.2.2 Dinámica Erosiva *32*

2.2.3 Evolución y seguimiento de perfiles topográficos *39*

2.3 SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LOS FLUJOS HIDROVOLCÁNICOS 41

2.3.1 Aplicación del modelo SPH *42*

2.3.2 Aplicación de SPH en el Volcán de Colima *63*

CAPÍTULO 3.- CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO:EL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA (MÉXICO) Y LA BARRANCA DE MONTEGRANDE 67

3.1 - CARACTERÍSTICAS REGIONALES DEL ÁREA DE ESTUDIO 69

3.1.1- Contexto tectónico-estructural *70*

3.1.2.- Actividad eruptiva y evolución *76*

3.1.3.- Contexto Geológico y Geomorfológico *80*

3.1.4.- Caracterización Climática *84*

3.1.5.- Hidrología *88*

3.1.6.- Cubierta Vegetal *90*

3.1.7.- Contexto Socioeconómico *96*

3.2.- CARACTERÍSTICAS DE LA BARRANCA DE ESTUDIO 102

3.2.1 Cuenca receptora *102*

3.2.2 Cabecera de las barrancas: formas y dinámica *103*

3.2.3 Curso Medio de las barrancas: formas y dinámica *104*

3.2.4 Barrancas en el Piedemonte: formas y dinámica *108*

3.3.- RECURSOS HÍDRICOS Y FORMACIÓN DE LAHARES 109

3.3.1. Origen de los lahares *110*

3.3.2 Actividad lahárica *111*

3.3.3 Tipología y caracterización de depósitos *114*

3.3.4 Detección y localización de lahares *116*

CAPÍTULO 4.- CARACTERIZACIÓN HIDROMETEROLÓGICA Y EROSIVA DE LOS LAHARES 121

4.1.- DELIMITACIÓN DE LAS CUENCAS HÍDRICAS Y SU RED DE DRENAJE.....123
4.1.1 ArcGIS 10 123
4.1.2 ArcGeoWEPP..... 127
4.2.- ANÁLISIS HIDROMETEOROLÓGICO DE MONTEGRANDE 130
4.2.2 Caracterización pluviométrica de la barranca de Montegrande..... 135
4.3.1 Evolución temporal de la dinámica erosiva general 138
4.3.2 Evolución de la dinámica erosiva en Montegrande..... 145
4.4.- CAPACIDAD EROSIVA DE LOS LAHARES EN LA BARRANCA DE MONTEGRANDE 156
4.4.1 Evolución y dinámica del interior de la barranca..... 156
4.4.2 Evolución de las áreas de inundación por lahares..... 182
4.5.- CONCLUSIONES.....190
4.5.1 Divisorias hidrográficas y red de drenaje 190
4.5.2 Análisis hidrometeorológico 191
4.5.3 Análisis de la Dinámica Erosiva 191
4.5.4 Evolución y dinámica del interior de la barranca..... 193
4.5.5 Resumen..... 194

CAPÍTULO 5.- SENSIBILIDAD DEL MODELO SPH 197

5.1.- ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE LA CONDICIÓN INICIAL.....199
5.1.1 Análisis de sensibilidad para fluidos tipo Bingham..... 201
5.1.2 Análisis de sensibilidad para fluidos Friccionales tipo Voellmy..... 210
5.1.3 Análisis de sensibilidad para fluidos Friccionales Puros..... 217
5.2.- ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE LA DINÁMICA REOLÓGICA.....225
5.2.1 Análisis de sensibilidad en fluidos tipo Bingham 225
5.2.2 Análisis de sensibilidad en fluidos Friccionales tipo Voellmy 234
5.2.3 Análisis de sensibilidad para fluidos Friccionales Puros..... 242
5.3.- ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS RESULTADOS.....247
5.3.1 Influencia de la relación aspecto en la dinámica del flujo..... 247
5.3.2 Influencia de la reología en la dinámica del flujo..... 248
5.3.3 Influencia de la relación aspecto en las diferentes reologías..... 248
5.3.4 Interrelación de los parámetros reológicos de un fluido 249
5.4.- CONCLUSIONES.....250
5.4.1 Influencia en la morfología de los depósitos..... 250
5.4.2 Influencia en la dinámica del flujo 251
5.4.3 Resumen..... 253

CAPÍTULO 6.- APLICACIÓN DE SPH A LAHARES REALES Y VERIFICACIÓN DE LOS RESULTADOS 255

6.1. LAHARES SELECCIONADOS POR SER REPRESENTATIVOS DE LA DINÁMICA LAHÁRICA EN MONTEGRANDE.....257
6.2. METODOLOGÍA 261
6.2.1. Simulación con SPH 261
6.2.2. Verificación con la realidad..... 267
6.3. RESULTADOS.....270
6.4. CONCLUSIONES 309
6.4.1 Modelos reológicos..... 309
6.4.2 Simulación y verificación de los eventos..... 309

6.4.3 Puntos conflictivos en las simulaciones *310*
6.4.4 Diferencias entre la anchura real y la simulada *312*
6.4.5 Resumen *313*

CAPÍTULO 7.- DISCUSIÓN Y PROPUESTAS DE LA INVESTIGACIÓN 315

7.1 –CONCLUSIONES GENERALES 317
7.2 – DISCUSIÓN DE LA METODOLOGÍA EMPLEADA 322
7.3 – PROPUESTAS PARA UNA FUTURA INVESTIGACIÓN 329

CAPÍTULO 8.- ANEXOS 333

8.1 ANEXO I 335
8.2 ANEXO II 341

CAPÍTULO 9.- BIBLIOGRAFÍA 347

Ec. 2.1. Expresión de ajuste del parámetro de estudio a una altitud de referencia **31**

Ec.2.2. Expresión utilizada para la reconstrucción de la distribución altitudinal del parámetro de estudio **31**

Ec.2.3. Expresión de la intensidad de lluvia instantánea **32**

Ec.2.4. Expresión de la intensidad de lluvia media en un intervalo de tiempo (t_N) **32**

Ec.2.5. Ecuación de continuidad para el cálculo del desprendimiento neto o deposición empleada por GeoWEPP **34**

Ec.2.6. Expresión del desprendimiento en regueros empleada por GeoWEPP **34**

Ec.2.7. Expresión de la capacidad de erosión del flujo en el reguero empleada por GeoWEPP..

..... **34**

Ec.2.8. Expresión de los sedimentos liberados entrerregueros a los regueros en GeoWEPP .. **35**

Ec.2.9. Ecuación para el cálculo de la capacidad de transporte del flujo empleada por GeoWEPP **35**

Ec.2.10. Ecuación de la deposición efectiva empleada por GeoWEPP **35**

Ec.2.11. Ecuación general para el cálculo de volúmenes irregulares **40**

Ec.2.12. Expresión de balance de masa y momento lineal para el fluido según el modelo u-p_w empleada por SPH **44**

Ec.2.13. Expresión de balance de momento lineal para la mezcla según el modelo u-p_w empleada por SPH **45**

Ec.2.14. Campo de velocidades expresado en función de los componentes del modelo de Propagación - Consolidación empleado por SPH..... **45**

Ec.2.15. Campo de presiones expresado en función de los componentes del modelo de Propagación - Consolidación empleado por SPH..... **45**

Ec.2.16. Ecuación relativa a la fase de propagación del modelo de Propagación – Consolidación empleada por SPH **45**

Ec.2.17. Ecuación relativa a la fase de consolidación del modelo de Propagación - Consolidación empleada por SPH **45**

Ec.2.18. Expresión del coeficiente de consolidación según el modelo de Propagación - Consolidación empleado por SPH **45**

Ec.2.19. Expresión compacta de la derivada material para una partícula fija en el fluido empleada por SPH **47**

Ec.2.20. Regla de Leibniz en la que se basa la expresión de las leyes de balance en el modelo Integrado en Profundidad en SPH **47**

ÍNDICE DE ECUACIONES

Ec.2.21. Ecuación integrada en profundidad del balance de masa para la fase de propagación del flujo expresada de manera pseudo-Lagrangiana en SPH **47**

Ec.2.22. Ecuación pseudo-Lagrangiana integrada en profundidad del balance de momento lineal para la fase de propagación del flujo en SPH **47**

Ec.2.23. Expresión del tercer componente de la tensión normal en la base del deslizamiento en SPH **48**

Ec.2.24. Ecuación pseudo-Lagrangiana integrada en profundidad del balance de masa para la fase de consolidación del flujo en SPH **48**

Ec.2.25. Ecuación pseudo-Lagrangiana integrada en profundidad del balance de momento lineal para la fase de consolidación del flujo en SPH **48**

Ec.2.26. Expresión del componente modificado del tensor de tensiones integrado en profundidad en SPH **48**

Ec.2.27. Expresión de la presión termodinámica integrada en profundidad en el modelo SPH **48**

Ec.2.28. Vector de tensión normal al fondo en SPH **48**

Ec.2.29. Ecuación diferencial de consolidación en forma pseudo-Langrangiana e integrada en profundidad empleada por SPH **49**

Ec.2.30. Expresión del tensor de tensiones en función del tensor de velocidad de deformación según Malvern (1969) **50**

Ec.2.31. Expresión del tensor de velocidad de deformación en SPH **50**

Ec.2.32. Expresión general de los invariantes del tensor de deformación en SPH **50**

Ec.2.33. Expresión del primer invariante del tensor de deformación en SPH **50**

Ec.2.34. Expresión del tercer invariante del tensor de deformación en SPH **50**

Ec.2.35. Expresión de la función escalar del tensor de deformación para un flujo incompresible durante la fase de propagación en SPH **50**

Ec.2.36. Expresión del segundo invariante del tensor de deformación en SPH **50**

Ec.2.37. Componente desviadora del tensor de tensiones expresada en base al tensor de velocidad de defomación en SPH **50**

Ec.2.38. Expresión del tensor de tensiones en función de la componente desviadora que caracteriza a la velocidad de deformación en SPH **50**

Ec.2.39. Expresiones del tensor de tensiones integrado en profundidad y su componente modificada **51**

Ec.2.40. Expresión de la presión termodinámica integrada en profundidad empleada en SPH **51**

Ec.2.41. Expresión del factor de corrección α atendiendo al modelo de deslizamiento infinito en SP **51**

Ec.2.42. Expresión de las componentes de la velocidad media en el modelo de deslizamiento infinito empleadas en SPH **51**

Ec.2.43. Expresión de la tensión tangencial en función de z aplicando el modelo de deslizamiento infinito en SPH **51**

Ec.2.44. Expresión general del tensor de velocidad de deformación promediado y sus componentes en x_1x_3 aplicando el modelo de deslizamiento infinito en SPH..... **51**

Ec.2.45. Componentes σ_1 y σ_3 de la tensión según el modelo Newtoniano empleadas en SPH... **52**

Ec.2.46. Expresión del fluido Newtoniano en condiciones generales en el modelo SPH..... **52**

Ec.2.47. Expresión del factor de corrección de momento lineal α integrado en profundidad para fluidos Newtonianos en SPH..... **52**

Ec.2.48. Ecuación alcanzada para la velocidad media integrada en profundidad para fluidos Newtonianos en SPH **52**

Ec.2.49. Expresión de la tensión tangencial en el fondo integrada en profundidad para fluidos Newtonianos en SPH **52**

Ec.2.50. Expresión del tensor de velocidad de deformación integrado en profundidad para fluidos Newtonianos en SPH **52**

Ec.2.51. Altura de la zona de movimiento superior o tapón, donde la velocidad es constante, en fluidos tipo Bingham..... **53**

Ec.2.52. Altura de la zona inferiror de movimiento, donde predomina el cizallamiento, en fluidos tipo Bingham **53**

Ec.2.53. Expresión de la altura relativa del tapón respecto a la altura total del flujo Bingham en SPH..... **53**

Ec.2.54. Ecuación del componente σ_{33} de la tensión en condiciones de flujo tangencial simple para fluidos tipo Bingham **53**

Ec.2.55. Ecuación del componente σ_{13} de la tensión en condiciones de flujo tangencial simple para fluidos tipo Bingham **53**

Ec.2.56. Expresión general de la Ley de Bingham..... **53**

Ec.2.57. Ecuación de la Ley de tensión tangencial adaptada a problemas tridimensionales **54**

Ec.2.58. Expresión del factor de corrección de momento lineal α integrado en profundidad para fluidos tipo Bingham..... **54**

Ec.2.59. Ecuación alcanzada para la velocidad media integrada en profundidad para fluidos tipo Bingham en SPH..... **54**

Ec.2.60. Expresión integrada en profundidad de la tensión tangencial en el fondo para fluidos tipo Bingham en SPH..... **54**

Ec.2.61. Componentes del tensor de velocidad de deformación integrados en profundidad para fluidos tipo Bingham..... **54**

Ec.2.62. Expresión de la Ley de Bingham integrada en profundidad empleada en SPH..... **54**

Ec.2.63. Ecuación de la presión termodinámica integrada en profundidad para fluidos tipo Bingham usada en SPH..... **54**

Ec.2.64. Expresión de los componentes de la tensión en un fluido Friccional Puro **55**

Ec.2.65. Aproximación de la tensión tangencial en el fondo para el modelo Friccional Puro. **55**

Ec.2.66. Expresión de los componentes de la tensión en un fluido Friccional de Voellmy..... **56**

Ec.2.67. Aproximación de la tensión tangencial en el fondo para el modelo Friccional de Voellmy **56**

Ec.2.68. Aproximación integral de una función escalar a partir de la Delta de Dirac **57**

Ec.2.69. Ejemplo de función con simetría radial, no anclada al origen 0,0, que puede emplearse como núcleo o kernel en SPH..... **57**

Ec.2.70. Ejemplo de función con simetría radial, no anclada al origen 0,0 y cuya longitud puede variar, que puede emplearse como núcleo o kernel en SPH..... **57**

Ec.2.71. Expresión del paralelismo entre la Delta de Dirac y comportamiento del limite del núcleo cuando su longitud tiende a 0 ..... **57**

Ec.2.72. Aproximación del área bajo la integral del núcleo a una constante, en este caso 1 ... **58**

Ec.2.73. Condición de función con soporte compacto..... **58**

Ec.2.74. Expresión del núcleo como función con simetría radial, no anclada al origen 0,0 y cuya longitud puede variar **58**

Ec.2.75. Expresión de segundo grado resultante de la aproximación del núcleo **58**

Ec.2.76. Expresión del núcleo empleado en la gráfica **58**

Ec.2.77. Aproximación integral derivada de la función de interés **59**

Ec.2.78. Aproximación integral del gradiente de una función escalar..... **59**

Ec.2.79. Aproximación integral del gradiente de un campo vectorial **59**

Ec.2.80. Aproximación integral de la divergencia de una función vectorial..... **59**

Ec.2.81. Aproximación integral de la divergencia de un campo tensorial **59**

Ec.2.82. Aproximación integral numérica de la función de interés discretizada..... **60**

Ec.2.83. Expresión discretizada básica del gradiente de una función escalar **60**

Ec.2.84. Expresión discretizada básica de la divergencia de un campo vectorial **60**

Ec.2.85. Expresión discretizada básica del gradiente de una función vectorial **60**

Ec.2.86. Expresión discretizada básica del gradiente de un campo tensorial..... **60**

Ec.2.87. Expresión cuasi-langrangiana general de la ecuación de balance de masa discretizada **61**

Ec.2.88. Formulación cuasi-langrangiana extendida de la ecuación de balance de momento lineal discretizada..... **61**

Ec.2.89. Formulación cuasi-langrangiana simplificada de la ecuación de balance de momento lineal discretizada, en la que se ignoran los términos correspondientes a las fuerzas de superficie, la erosión y el factor de corrección α **61**

Ec.2.90. Expresión básica de la aproximación de la ecuación de consolidación en SPH..... **62**

Ec.2.91. Aproximación SPH del tensor de tensiones del modelo reológico discretizado..... **62**

Ec.2.92. Aproximación SPH de la presión termodinámica discretizada..... **62**

Ec.2.93. Aproximación SPH del tensor de velocidad de deformación discretizado..... **62**

Ec.2.94. Expresión del valor que toman las variables nodales en un tiempo **a)** *n* y **b)** *n+1/2* . **63**

Fig.1. Esquema de los ambientes hidrovolcánicos más característicos de la superficie terrestre. **3**

Fig.2. Esquema de los diferentes tipos de flujo que caracterizan el movimiento de un lahar **8**

Fig.3. Esquema de dos posibles flujos laháricos multifásicos **8**

Fig.4. Vista transversal y en planta de un flujo cohesivo **10**

Fig.5. Vista longitudinal y en planta de un flujo no cohesivo **11**

Fig.6. Ejemplos de ingeniería Sabo para flujos laháricos **13**

Fig.7. Organización y resumen del contenido de los capítulos de la tesis **22**

Fig.8. Esquema conceptual en el que se estructura la investigación **28**

Fig.9. Ejemplo de trazado de una red hídrica con GeoWEPP **30**

Fig.10. Captura de la pantalla inicial de GeoWEPP **33**

Fig.11. Representación del análisis en ladera y en subcuencas realizado por GeoWEPP **33**

Fig.12. Ventana de introducción de datos climáticos en PRISM **35**

Fig.13. Ventana donde se introducen los datos de pendiente de los perfiles de estudio **36**

Fig.14. Esquema de la técnica denominada rotación topográfica sistemática **38**

Fig.15. Esquema de la metodología seguida en la obtención *in situ* de los perfiles transversales de la barranca **40**

Fig.16. Sistema de referencia empleado en el modelo SPH **46**

Fig.17. Estructura del flujo de un fluido tipo Bingham en condiciones tangenciales simples . **53**

Fig.18. **a)** Representación de los núcleos o kernels ($W_k(x,h)$) empleados para aproximar la delta de Dirac y **b)** comparación de la aplicación de los núcleos Gaussiano y Spline Cúbico para el caso unidimensional **58**

Fig.19. Representación de nodos e integración numérica en la malla SPH **60**

Fig.20. Emplazamiento del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y el Complejo Volcánico de Colima (CVC) a escala regional **70**

Fig.21.Tectónica regional de la parte SW del Cinturón Volcánico Mexicano dominada por la Trichera Mesoamericana (TMA) y la triple unión continental **73**

Fig.22. Esquema tectónico regional de la subducción de las Placas de Rivera y Cocos **73**

Fig.23. Localización de los edificios que componen el CVC **74**

Fig.24. Tectónica regional de la parte S del Rift o Graben de Colima dominada por el sistema regional de fallas de Tamazula **75**

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig.25. Fotografía aérea del Volcán de Colima y la pared de la caldera del volcán ancestral Paleofuego **76**

Fig.26. Flujo piroclástico bajando por la vertiente sur del Volcán de Colima en 1991 ..... **77**

Fig.27. Erupción del 6 de junio de 2005 durante el día **79**

Fig.28. Erupción del 6 de junio de 2005 durante la noche **79**

Fig.29. Pefiles geológicos **a)** N-S y **b)** W-E, del área del Volcán de Colima **81**

Fig.30. Mapa geológico del área del Volcán de Colima generado a partir del propuesto por Cortés et al., 2005 ..... **82**

Fig.31. Climograma de la temperatura y precipitación normal de Colima en el periodo comprendido entre 1951 y 2010 a 500 m s.n.m **85**

Fig.32. Clasificación climática altitudinal en el Parque Nacional del Nevado Colima **86**

Fig.33. Perfil climático N-S del Parque Nacional del Nevado Colima **87**

Fig.34. Precipitación total registrada en la estación húmeda (junio -octubre) para el periodo 2007-2011 a 2.000 m s.n.m. en la ladera S el Volcán de Colima **87**

Fig.35. Representación de la distribución pluviométrica total en el Volcán de Colima en junio de 2011 y localización de las estaciones meteorológicas **88**

Fig.36. **a)** Laguna de Carrizalillo y **b)** manantial de El Cordobán **89**

Fig.37. Variación de **a)** conductancia, **b)** bicarbonatos, **c)** ión sulfato y **d)** relación Mg/Cl de las aguas de los manantiales de la vertiente SW del Volcán de Colima **90**

Fig.38. Mapa de las comunidades vegetales presentes en el Parque Nacional del Nevado Colima y su área de influencia **91**

Fig.39. Perfil N-S de la cubierta vegetal del Volcán de Colima (VdC) y el Nevado Colima (VNC) **91**

Fig.40. Principales cultivos a los que se dedica la producción en el entorno del Volcán de Colima, **a)** caña de azúcar, **b)** sorgo y **c)** maíz **92**

Fig.41. Selva baja caducifolia bordeando la barranca de La Lumbre en el Volcán de Colima **92**

Fig.42. Bosque mesófilo de montaña bordeando la barranca de Montegrande en el Volcán de Colima **94**

Fig.43. Imagen de la vegetación existente en la laderas del Volcán de Colima **95**

Fig.44. Localización de los asentamientos en las inmediaciones del Volcán de Colima (VdC) **96**

Fig.45. Plantación de aguacate en un ejido de la vertiente SW del Volcán de Colima **97**

Fig.46. Representación de la población activa de algunas de las poblaciones cercanas al Volcán de Colima **98**

Fig.47. Mapa de carreteras del área de estudio..... **99**

Fig.48. Puente de la barranca de La Lumbre, **a)** bajo su estructura y **b)** vista aguas arriba con barrera lateral generada a partir del material dragado..... **99**

Fig.49. **a)** Localidad de Atenquique y **b)** industria papelera donde trabajan todos los habitantes **100**

Fig.50. Sistema operativo de alerta a la población en San Marcos..... **101**

Fig.51. Sistema operativo de alerta a la población en La Becerrera **101**

Fig.52. Cuencas hidrográficas que alimentan las principales barrancas del Volcán de Colima según Capra et al., 2010 ..... **102**

Fig.53. Foto aérea de la cima del volcán en la que se muestra como el crecimiento de un domo modifica la parte alta de la vertiente W del Volcán de Colima **103**

Fig.54. Foto aérea de la cima del volcán el 14/1/2013 en la que se muestra el encajamiento de los drenajes en la zona alta de la barranca de Montegrande **104**

Fig.55. Curso Medio Alto de la barranca de Montegrande **105**

Fig.56. Tramo del *curso medio* de la barranca de Montegrande **106**

Fig.57. Zona Media Baja de la barranca de Montegrande **106**

Fig.58. Esquema geomorfológico del *curso medio bajo* y el *piedemonte* de la barranca de Montegrande..... **107**

Fig.59. a) Puente sobre un abanico fluvio-lahárico en el *piedemonte* de la barranca de La Lumbre en Septiembre de 2006, **b)** y **c)** abanico lahárico en la el *piedemonte* de la barranca de Montegrande..... **108**

Fig.60. Variación del perfil de la barranca de Montegrande a lo largo de su recorrido..... **109**

Fig.61. Flujo de derrubios masivo no cohesivo en la barranca de Montegrande..... **115**

Fig.62. Flujo de derrubios masivo cohesivo en la barranca de Montegrande **115**

Fig.63. Secuencia de flujos de derrubios masivos cohesivos e hiperconcentrados en la barranca de Montegrande..... **116**

Fig.64. Localización de las estaciones de inclinometría en el volcán de Colima, así como los puntos de medición desde la Base 5..... **117**

Fig.65. Geófono situado a 1.800 m s.n.m. en la barranca de Montegrande (19°26'50,31"N 103°36'56,36"W) **118**

Fig.66. Localización de las estaciones pluviométricas ubicadas al E del inclinómetro PCJ1 y al S de la posición del inclinómetro PC02 ..... **118**

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig.67. Estaciones pluviométricas en **a)** Montegrande (19° 29' 2.18" N, 103° 37' 27.57" W) y **b)** La Lumbre (19° 29' 30,82 "N, 103° 40' 58,04" W)..... **119**

Fig.68. Estación integral de detección de lahares en Montegrande (19° 27' 40,18" N 103° 37' 13,16" W)..... **119**

Fig.69. Red de drenaje potencial generada por ArcGIS en el entorno del Volcán de Colima .....

..... **124**

Fig.70. Cuencas hidrográficas que alimentan las principales barrancas del Volcán de Colima, generadas **a)** automáticamente (herramienta basin) y **b)** con intervención del usuario (herramienta watershed) en ArcGIS..... **124**

Fig.71. Mosaico de imágenes de 2014 y 2010 del Volcán de Colima donde se señalan los itinerarios de la red de drenaje correspondiente a la subcuenca La Lumbre norte **125**

Fig.72. Puntos conflictivos A y B en el trazado de la red de drenaje del Volcán de Colima . **125**

Fig.73. Detalle del mosaico de imágenes de 2014 y 2010 del Volcán de Colima donde se señalan los puntos conlfictivos de la red de drenaje de la subcuenca La Lumbre norte..... **126**

Fig.74. **a)** Resultados alcanzados por Capra et al., 2010 y **b)** resultados alcanzados con la herramienta basin utilizando una resolución de 20 m..... **127**

Fig.75. Red de drenaje potencial generada por ArcGeoWEPP en el entorno del Volcán de Colima **128**

Fig.76. Cuencas hidrográficas que alimentan las principales barrancas del Volcán de Colima generadas con ArcGeoWEPP..... **128**

Fig.77. Localización de los datos empleados en el análisis hidrometeorológico general, cuyas coordenadas se recogen en la tabla 8..... **130**

Fig.78. Variación espacial y altitudinal de los valores de temperatura, precipitación y evaporación anual media en el área del Volcán de Colima (VdC) según el interpolador **a)** IDW y **b)** Kriging **133**

Fig.79. Variación espacial y altitudinal de los valores de temperatura, precipitación y evaporación anual media en el edificio del Volcán de Colima (VdC) según el interpolador **a)** IDW y **b)** Kriging..... **134**

Fig.80. Variación espacial y temporal de los valores de **a)** precipitación mensual media y **b)** anual total media, en las localidades de San Marcos, Quesería y La Yerbabuena..... **134**

Fig.81. Ejemplos de la relación existente entre la formación de lahares con la precipitación acumulada y la intensidad de lluvia en la barranca de Montegrande para el periodo 2007-2008

..... **136**

Fig.82. Registro de lahares relacionado con la precipitación acumulada y la intensidad de lluvia en las barrancas de Montegrande y La Arena en julio de 2008, y para Montegrante y La Lumbre en 2011..... **137**

Fig.83. Variaciones topográficas del Volcán de Colima alcanzadas tras restar el DEM de 1995 y el de 2005 ..... **139**

Fig. 84. Cobertura vegetal real empleada en el análisis sobre la estimación del potencial aporte de sedimentos producidos partiendo de los DEMs de 1995, 2000 y 2005..... **141**

Fig.85. Simulación de la tasa de erosión potencial en **10** años, medida en t/ha·año **143**

Fig.86. Cartografía de **a)** la vegetación real y **b)** vegetación potencial de las inmediaciones de la barranca de Montegrande **146**

Fig.87. Resultados de la simulación de la tasa de erosión en Montegrande para **1,5 y 10** años en ArcGeoWEPP considerando la vegetación real y potencial presente en el área..... **148**

Fig.88. Resultados de la simulación de la tasa de erosión en Montegrande para **1,5 y 10** años en ArcGeoWEPP con un único tipo de vegetación **149**

Fig.89. Delimitación de la zona de captación de sedimentos de Montegrande variando el punto de cierre. Simulación a lo largo de **1** año considerando la vegetación real presente en la zona . **152**

Fig.90. Zona de captación de sedimentos de Montegrande cuando el punto de cierre se ubica según las observaciones de campo de 2011-2012..... **153**

Fig.91. Delimitación de la zona de captación de sedimentos de la cabecera de Montegrande. Tasas potenciales calculadas para **1** año con vegetación real y potencial **155**

Fig.92. Localización de los perfiles a lo largo del trazado de la barranca de Montegrande... **157**

Fig.93. Sección transversal PMG1 de la barranca de Montegrande y su imagen en 2012..... **159**

Fig.94. Sección transversal PMG2 de la barranca de Montegrande y su imagen en 2011..... **159**

Fig.95. Sección transversal PMG3 de la barranca de Montegrande e imagen del margen W en 2012 ..... **160**

Fig.96. Imágenes de la sección transversal PMG3 de la barranca de Montegrande en 2011 y 2012 ..... **160**

Fig.97. Sección transversal PMG4 de la barranca de Montegrande e imagen aguas abajo en 2012 ..... **161**

Fig.98. Sección transversal PMG5 e imágenes aguas arriba en 2011 y 2012 ..... **162**

Fig.99. Sección transversal PMG6 de la barranca de Montegrande y vista del margen W ... **162**

Fig.100. Imágenes del punto PMG6 aguas abajo, en 2011 y 2012 respectivamente **163**

Fig.101. Sección transversal PMG7 de la barranca de Montegrande e imagen de 2012 de las terrazas coronadas por clastos en el margen E, 5 m aguas arriba de PMG7 ..... **163**

Fig.102. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG7, en 2011 y 2012 respectivamente **164**

Fig.103. Sección transversal PMG9 e imágenes aguas abajo en 2011 y 2012..... **164**

Fig.104. Sección transversal PMG10 de la barranca de Montegrande donde se incluyen los perfiles de 2009, 2011 y 2012 ..... **165**

Fig.105. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG10, en 2011 y 2012...

..... **166**

Fig.106. Secciones transversales PMG11 de la barranca de Montegrande **166**

Fig.107. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG11, en 2011 y 2012...

..... **167**

Fig.108. Secciones transversales PMG13 de la barranca de Montegrande **168**

Fig.109. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG13, en 2011 y 2012...

..... **168**

Fig.110. Secciones transversales PMG14 de la barranca de Montegrande **169**

Fig.111. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG14, en 2011 y 2012...

..... **169**

Fig.112. Sección transversal PMG15 sin terrazas de 2012, de la barranca de Montegrande .....

..... **170**

Fig.113. Sección transversal PMG15 con terrazas recientes de 2012, de la barranca de Montegrande..... **171**

Fig.114. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG15, en 2011 y 2012...

..... **171**

Fig.115. Sección transversal PMG16 de la barranca de Montegrande **172**

Fig.116. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG16, en 2011 y 2012...

..... **172**

Fig.117. Sección transversal PMG17de la barranca de Montegrande **173**

Fig.118. Imágenes de la apertura de la barranca de Montegrande en forma de abanicos aguas abajo del punto PMG17, en 2011 y 2012..... **173**

Fig.119. Secuencia de imágenes del lahar de 15 de septiembre de 2012 e imagen obtenida inmediatamente después del paso del lahar el 15 de septiembre de 2012 y el día 17 del mismo mes..... **175**

Fig.120. Imágen del depósito reciente generado por el lahar de 15 de septiembre de 2012 en PMG5. Margen W del cauce **176**

Fig.121.Imagen del represamiento natural generado en Montegrande en 2012. Punto intermedio entre PMG4 y PMG5 ..... **176**

Fig.122. Tramo sedimentario en un abanico lahárico de la barranca de Montegrande, PMG17..

..... **178**

Fig.123. Tramos en los que se divide la barranca de Montegrande según la dinámica erosivo-sedimentaria del periodo 2011-2012..... **180**

Fig.124. Tramo erosivo de la barranca de Montegrande..... **181**

Fig.125. Tramo sedimentario de la barranca de Montegrande, PMG14..... **182**

Fig.126. Tramo sedimentario en el piedemonte de la barranca de Montegrande en 2011..... **182**

Fig.127. Extensión máxima de los depósitos de diferentes años en la barranca de Montegrande, representados según su orden cronológico de superposición **184**

Fig.128. Máxima extensión de los lahares de 1992 en Montegrande **185**

Fig.129. Máxima extensión de los lahares de 2002 en Montegrande. **a)** Delimitación realizada en ArcGIS y **b)** imagen de Google Earth tomada el 12/7/2002 ..... **185**

Fig.130. Máxima extensión de los lahares de 2005 en Montegrande **186**

Fig.131. Máxima extensión de los lahares de 2007 en Montegrande. **a)** Delimitación realizada en ArcGIS y **b)** imagen de Google Earth tomada el 14/1/2007 ..... **187**

Fig.132. Máxima extensión de los lahares de 2010 en Montegrande. **a)** Delimitación realizada en ArcGIS y **b)** imagen de Google Earth tomada el 5/1/2010……....**187**

Fig.133. Máxima extensión del lahar de 12 de octubre de 2011 en Montegrande **188**

Fig.134. Máxima extensión del lahar de 15 de septiembre de 2012 en Montegrande. **a)** Delimitación realizada en ArcGIS y **b)** imagen de Google Earth tomada el 6/10/2012 ..... **188**

Fig.135. Máxima extensión de los lahares de 2014 en Montegrande. **a)** Delimitación realizada en ArcGIS y **b)** imagen de Google Earth tomada el 17/8/2014 ..... **189**

Fig.136. Esquema de la metodología seguida para la evaluación de la repercusión de la morfología inicial..... **200**

Fig.137. Esquema de la metodología seguida en el análisis de sensibilidad de la topografía **200**

Fig.138. Influencia de la relación aspecto inicial, *a*, en **a)** la variación de velocidad con el tiempo a 2 m del origen, y **b)** en la distancia total alcanzada por el flujo..... **201**

Fig.139. **a)** Diferenciación en base al incremento de velocidad producido en el frente del movimiento por la variación de *a* en un punto situado a 2 m de la masa inicial, y **b)** evolución espacial de la velocidad conforme varia el valor de relación aspecto, *a* cuando t =1s **202**

Fig.140. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido tipo Bingham sobre un plano horizontal para diferentes valores de relación aspecto, *a*..... **203**

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig.141. Variación del perfil de velocidad del flujo como consecuencia del incremento de pendiente, θ, cuando la relación de aspecto inicial es **a)** de 0,1 y **b)** 1, en un nodo situado a 2 m **204**

Fig.142. Distancias totales alcanzadas con la variación de θ y a **204**

Fig.143. Perfiles de velocidad del frente de flujo en **a)** 1 s y **b)** 5 s a una distancia de 2 m de la fuente, en función de la relación aspecto, a, y la pendiente, θ..... **205**

Fig.144. Alturas y formas finales de los depósitos generados por un fluido tipo Bingham sobre una pendiente de **a)** 3º y **b)** 18º, variando la relación aspecto inicial, a..... **206**

Fig.145. Morfología de los depósitos finales obtenidos para un fluido tipo Bingham con una relación aspecto de 2 que se desarrolla sobre una superficie plana (θ = 0º), una pendiente suave (θ = 3º) o una pendiente elevada (θ = 12 y 18º)..... **207**

Fig.146. **a)** Evolución espacial del perfil de velocidad conforme aumenta el valor de relación aspecto (a) de la masa inicial en una topografía real cuando t =30s, y **b)** perfil de velocidad del frente de flujo a 37 m de la condición inicial cuando t=1 s en una pendiente real **208**

Fig.147. Evolución temporal del perfil de velocidad conforme aumenta el volumen de la masa inicial en una topografía real a 37 m..... **208**

Fig.148. Extensión final y alturas alcanzadas por los depósitos de un fluido tipo Bingham sobre una topografía real con una relación aspecto expresada en términos volumétricos (VB1-5).....

..... **209**

Fig.149. Influencia de la relación aspecto inicial, a, en **a)** la variación de velocidad con el tiempo a 2 m del origen, y **b)** en la distancia total alcanzada por el flujo..... **210**

Fig.150. a) Diferenciación en base al incremento de velocidad producido en el frente del movimiento por la variación de a en un punto situado a 2 m de la masa inicial, y **b)** evolución espacial de la velocidad conforme varia el valor de relación aspecto, a cuando t =1s **210**

Fig.151. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluidofriccional tipo Voellmy sobre un plano horizontal para diferentes valores de relación aspecto, a..... **211**

Fig.152. Variación del perfil de velocidad del flujo como consecuencia del incremento de pendiente, θ, y de relación de aspecto inicial, a, en un nodo situado a 2 m **212**

Fig.153. Distancias totales alcanzadas con la variación de θ y a **212**

Fig.154. Perfiles de velocidad del frente de flujo en **a)** 1 s y **b)** 5 s, a una distancia de 2 m de la condición inicial mientras e varía la relación aspecto, a, y la pendiente, θ..... **213**

Fig.155. Alturas y formas finales de los depósitos generados por un fluido friccional tipo Voellmy sobre una pendiente de **a)** 3º y **b)** 12º, variando la relación aspecto inicial, a **214**

Fig.156. Morfología de los depósitos finales obtenidos para un fluido friccional tipo Voellmy con una relación aspecto de 2 que se desarrolla sobre una la superficie plana (θ = 0º), una pendiente suave (θ = 3º) o una pendiente elevada (θ = 12 y 18º)..... **215**

Fig.157. **a)** Perfil de velocidad del frente de flujo a 37 m de la condición inicial cuando t=1 s en una pendiente real, y **b)** evolución espacial del perfil de velocidad conforme aumenta el valor de relación aspecto (*a*) de la masa inicial a 50 m en una topografía real cuando t =1..... **216**

Fig.158. Evolución temporal del perfil de velocidad conforme aumenta el volumen de la masa inicial (VVo1-5) en una topografía real a 37 m..... **216**

Fig.159. Extensión final y alturas alcanzadas por los depósitos un fluido Ficcional tipo Voellmy sobre una topografía real con una relación aspecto expresada en términos volumétricos (VVo1-5) **217**

Fig.160. Influencia de la relación aspecto inicial, *a*, en **a)** la variación de velocidad con el tiempo a 2 m del origen, y **b)** en la distancia total alcanzada por el flujo..... **218**

Fig.161. a) Diferenciación en base al incremento de velocidad producido en el frente del movimiento por la variación de *a* en un punto situado a 2 m de la masa inicial, y **b)** evolución espacial de la velocidad conforme varía el valor de relación aspecto, *a* cuando t =1s **218**

Fig.162. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido friccional puro sobre un plano horizontal para diferentes valores de relación aspecto, *a*..... **219**

Fig.163. Variación del perfil de velocidad del flujo como consecuencia del incremento de pendiente, θ, y de relación de aspecto inicial, *a*, en un nodo situado a 2 m **220**

Fig.164. Distancias totales alcanzadas con la variación de θ y *a* **220**

Fig.165. Perfiles de velocidad del frente de flujo en 1 s y 5 s a una distancia de 2 m de la condición inicial mientras e varía la relación aspecto, *a,* y la pendiente, θ..... **220**

Fig.166. Alturas y formas finales de los depósitos generados por un fluido Friccional Puro sobre una pendiente de 3º variando la relación aspecto inicial, *a* **221**

Fig.167. Alturas y formas finales de los depósitos generados por un fluido friccional puro sobre una pendiente de 12º variando la relación aspecto inicial, *a* **222**

Fig.168. Morfología de los depósitos finales obtenidos para un fluido friccional puro con una relación aspecto de 2 que se desarrolla sobre una la superficie plana (θ = 0º), una pendiente suave (θ = 3º) o una pendiente elevada (θ = 12 y 18º)..... **223**

Fig.169. **a)** Perfil de velocidad del frente de flujo a 37 m de la condición inicial, y **b) e**volución espacial de la velocidad conforme aumenta el valor de relación aspecto (*a*), en una topografía real cuando t =1s **223**

Fig.170. Evolución temporal del perfil de velocidad conforme aumenta el volumen de la masa inicial (VFP1-5) en una topografía real a 37 m **224**

Fig.171. Extensión final y alturas alcanzadas por los depósitos un fluido friccional puro sobre una topografía real con una relación aspecto expresada en términos volumétricos (VFP1-5)..... **224**

Fig.172. Influencia de la variación de **a)** la viscosidad, **b)** la tensión de fluencia y **c)** la densidad en el perfil de velocidad a 0,25 m del origen cuando r_i= 0,5 m..... **226**

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig.173. Influencia de la variación de **a)** la viscosidad, **b)** la tensión de fluencia y **c)** la densidad en la distancia total recorrida por el flujo cuando r_i= 0,5 m **227**

Fig.174. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido tipo Bingham sobre un plano horizontal para diferentes valores de **a)** viscosidad, **b)** tensión de fluencia y **c)** densidad cuando r_i= 0,5 m **228**

Fig.175. Influencia de la variación de **a)** la viscosidad, **b)** la tensión de fluencia y **c)** la densidad en la distancia total recorrida por el flujo..... **229**

Fig.176. Representación de la evolución de los patrones de propagación de un fluido tipo Bingham cuando r_i=10 m, conforme se varía la pendiente (θ), **a)** la viscosidad y **b)** la tensión de fluencia..... **231**

Fig.177. Perfiles de velocidad obtenidos de la simulación de un fluido tipo Bingham sobre un plano horizontal, una topografía simplificada y una topografía real, para diferentes valores de **a)** viscosidad, **b)** tensión de fluencia y **c)** densidad cuando r_i= 10 m..... **232**

Fig. 178. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido tipo Bingham sobre una topografía real para diferentes valores de **a)** viscosidad, **b)** tensión de fluencia, y **c)** densidad ...

..... **233**

Fig.179. Influencia de la variación de **a)** coeficiente de Voellmy cuando φ=3º y **b)** el ángulo φ cuando el coef. de Voellmy= 300 m/s^2 en el perfil de velocidad a 0,25 m del origen y r_i = 0,5 m **235**

Fig.180. Influencia de la variación de **a)** el ángulo φ y **b)** el coeficiente de Voellmy en la distancia total recorrida por el movimiento cuando r_i = 0,5 m..... **235**

Fig. 181. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido Friccional tipo Voellmy sobre un plano horizontal para diferentes valores de ángulo de fricción (φ) y coeficiente de Voellmy cuando **a)** ri= 0,5 m y **b)** ri=10 m **236**

Fig.182. Influencia de la variación del coeficiente de Voellmy y el ángulo φ, cuando **a)** φ= 3º, **b)** φ= 8º, **c)** φ= 12º y **d)** coef. Voellmy = 300 m/s^e, en la distancia total recorrida por el movimiento según la pendiente (θ) **237**

Fig. 183. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido Friccional tipo Voellmy sobre una topografía simplificada para diferentes valores de ángulo φ y coeficiente de Voellmy, cuanro r_i= 10 m **239**

Fig. 184. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido Friccional tipo Voellmy sobre una topografía real para diferentes valores de ángunlo (φ) y coeficiente de Voellmy..... **240**

Fig.185. Perfiles de velocidad obtenidos de la simulación de un fluido Friccional ttipo Voellmy sobre un plano horizontal, una topografía simplificada y una topografía real, para diferentes valores de **a)** Coeficiente de Voellmy, y **b)** ángulo φ, cuando r_i= 10 m..... .**241**

Fig.186. Influencia de la variación de el ángulo φ en el perfil de velocidad a 0,25 m del origen cuando r_i = 0,5 m **24**

Fig.187. Influencia de la variación de el ángulo φ en la distancia total recorrida por el movimiento cuando r_i = 0,5 y 10 m..... **242**

Fig.188. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido Friccional Puro sobre un plano horizontal para diferentes valores de φ cuando **a)** ri= 0,5 m y **b)** ri= 10 m..... **243**

Fig.189. Influencia de la variación del ángulo φ en la distancia total recorrida por el movimiento cuando se varía la pendiente (θ) **244**

Fig. 190. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido Friccional Puro sobre un plano horizontal, una topografía simplificada y una topografía real, para diferentes valores de φ, cuando r_i = 10 m..... **245**

Fig. 191. Perfiles de velocidad obtenidos de la simulación de un fluido Friccional Puro sobre un plano Horizontal, una topografía simplificada y una topografía real para diferentes valores de φ, cuando r_i =10 m..... **246**

Fig. 192. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido Friccional Puro sobre una topografía real para diferentes valores de φ. La escala vertical se ha aumentado 5 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal..... **246**

Fig.193. Diferenciación en base al incremento de velocidad producido en el frente del movimiento por la variación de *a* según la reología. El punto de análisis se situa a 2 m de la masa inicial **252**

Fig.194. Representación esquemática de las limitaciones encontradas en el uso de una morfología de masa inicial removida simplificada en el Volcán de Colima. **a)** Morfología adecuada a la anchura de la barranca y **b)** morfología adecuada en altura **263**

Fig.195. Ubicación de los diferentes polígonos adaptados a la barranca, y localización los puntos más alejados de la cabecera alcanzados por los lahares de estudio **264**

Fig.196. División de la malla de material en tramos según la altura inicial del material. También se ubica el punto de inicio de los lahares propuesto previamente en la malla..... **265**

Fig.197. Simulación del evento 1992L con el modelo reológico **a)** Bingham, siendo τ= 20 Pa y μ= 30 Pa.s, **b)** Friccional puro, con tan φ = 0,08352, y **c)** Friccional tipo Voellmy, siendo tan φ = 0,01 y coef Voell = 4800 m/s^2 ..... **271**

Fig.198. Estimación del recorrido seguido por el lahar 1992L en Montegrande **272**

Fig.199. Simulación del evento 1992L con el modelo reológico Bingham, siendo **a)** τ= 200 Pa y μ= 80 Pa.s, **b)** τ=20 Pa y μ= 30 Pa.s, y **c)** trazado estimado que se vio afectado por el lahar.....

..... **273**

Fig.200. Análisis de la altura alcanzada por el lahar 1992L en los 3 nodos de estudio, siendo τ = 200 Pa y μ = 80 Pa.s, con 570.000 m^3 de volumen **274**

Fig.201. Análisis de la altura alcanzada por el lahar 1992L en los 3 nodos de estudio, siendo τ= 20 Pa y μ = 30 Pa.s, con 149.600 m^3 de volumen **274**

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig.202. Análisis de la velocidad alcanzada por el lahar 1992L en los 3 nodos de estudio, siendo τ = 200 Pa y μ= 80 Pa.s, con 570.000 m^3 de volumen **275**

Fig.203. Análisis de la velocidad alcanzada por el lahar 1992L en los 3 nodos de estudio, siendo τ =20 Pa y μ =30 Pa.s, con 149.600 m^3 de volumen **276**

Fig.204. Evolución de las alturas respecto del tiempo del evento 1992L con el modelo reológico Bingham, siendo τ=20Pa y μ=30 Pa.s **276**

Fig.205. Simulación del evento 2011L con el modelo reológico **a)** Bingham, siendo τ = 200 Pa y μ =50 Pa.s, **b)** Friccional puro, con tan φ = 0,079, y **c)** Friccional tipo Voellmy, siendo tan φ = 0,01 y coef Voel l= 4800 m/s^2 ..... **277**

Fig.206. Estimación del recorrido seguido por el lahar de 12 de octubre de 2011 en Montegrande **278**

Fig.207. Simulación del evento 2011L con el modelo reológico Bingham, siendo **a)** τ = 60 Pa y μ =70 Pa.s, **b)** τ = 200 Pa y μ = 350 Pa.s, y **c)** trazado estimado que se vio afectado por el lahar**280**

Fig.208. Análisis de la altura alcanzada por el lahar 2011L en los 3 nodos de estudio, siendo τ = 60 Pa y μ =70 Pa.s **280**

Fig.209. Análisis de la altura alcanzada por el lahar 2011L en los 3 nodos de estudio, siendo τ = 200 Pa y μ = 50 Pa.s..... **281**

Fig.211. Análisis de la velocidad alcanzada por el lahar 2011L en los 3 nodos de estudio siendo τ = 60 Pa y μ = 70 Pa.s **282**

Fig.212. Análisis de la velocidad alcanzada por el lahar 2011L en los 3 nodos de estudio siendo τ = 200 Pa y μ =50 Pa.s **282**

Fig.213. Sección transversal PMG1 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **283**

Fig.214. Sección transversal PMG2 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **284**

Fig.215. Sección transversal PMG3 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **284**

Fig.216. Sección transversal PMG4 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **285**

Fig.217. Sección transversal PMG5 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **286**

Fig.218. Sección transversal PMG6 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **286**

Fig.219. Sección transversal PMG7 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **287**

Fig.220. Sección transversal PMG9 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **287**

Fig.221. Sección transversal PMG10 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **288**

Fig.222. Sección transversal PMG11 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 .....**288**

Fig.223. Sección transversal PMG13 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **289**

Fig.224. Sección transversal PMG14 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **289**

Fig.225. Sección transversal PMG15 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3. **a)** Perfil con terrazas que permanecieron en 2012 y **b)** perfil con terrazas que desaparecieron en 2012..... **290**

Fig.226. Sección transversal PMG16 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **291**

Fig.227. Sección transversal PMG17 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 y 437.000 m^3 ..... **291**

Fig.228. Evolución temporal de las alturas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3, considerándolo un fluido tipo Bingham, de τ = 200 Pa y μ = 50 Pa.s **292**

Fig.229. Simulación del evento 2012L partiendo de las observaciones en imágenes de satélite, con el modelo reológico **a)** Bingham, siendo τ = 20 Pa y μ = 24 Pa.s, **b)** Friccional puro, con tan φ = 0,079, y **c)** Friccional tipo Voellmy, siendo tan φ = 0,01 y coef Voel l= 4900 m/s^2 ..... **294**

Fig.230. Estimación del recorrido seguido por el lahar de 15 de septiembre de 2012 en Montegrande..... **294**

Fig.231. Simulación del evento 2012L con el modelo reológico Bingham, siendo **a)** τ=20 Pa y μ = 24 Pa.s, **b)** τ = 20 Pa y μ = 18 Pa.s, y **c)** trazado estimado que se vio afectado por el lahar **295**

Fig.232. Análisis de la altura alcanzada por el lahar 2012L según las imágenes de satélite en los 3 nodos de estudio, siendo τ = 20 Pa y μ =24 Pa.s **296**

Fig.233. Análisis de la altura alcanzada por el lahar 2012L según las imágenes de satélite en los 3 nodos de estudio, siendo τ = 20 Pa y μ = 18 Pa.s..... **297**

Fig.234. Análisis de la velocidad alcanzada por el lahar 2012L según las imágenes de satélite en los 3 nodos de estudio, siendo τ = 20 Pa y μ = 24 Pa.s **297**

Fig.235. Análisis de la velocidad alcanzada por el lahar 2012L según las imágenes de satélite en los 3 nodos de estudio, siendo τ = 20 Pa y μ = 18 Pa.s **298**

Fig.236. Sección transversal PMG1 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **299**

Fig.237. Sección transversal PMG2 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 .....**299**

Fig.238. Sección transversal PMG3 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **300**

Fig.239. Sección transversal PMG4 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **300**

Fig.240. Sección transversal PMG5 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **301**

Fig.241. Sección transversal PMG6 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **302**

Fig.242. Sección transversal PMG7 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **302**

Fig.243. Sección transversal PMG9 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **303**

Fig.244. Sección transversal PMG10 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **303**

Fig.245. Sección transversal PMG11 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **304**

Fig.246. Sección transversal PMG13 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **304**

Fig.247. Sección transversal PMG14 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **305**

Fig.248. Sección transversal PMG15 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3.**a)** Perfil con terrazas de 2011que permanecieron en 2012 y **b)** perfil con terrazas de 2011 que desaparecieron en 2012 ..... **306**

Fig.249. Sección transversal PMG16 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **306**

Fig.250. Sección transversal PMG17 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 y 113.000 m^3 ..... **307**

Fig.251. Evolución de las alturas respecto del tiempo del evento 2012L con el modelo reológico Bingham, siendo τ = 20 Pa y μ = 18 Pa.s **308**

Fig.252. Evolución de las alturas respecto del tiempo del evento 2012L con el modelo reológico Bingham, siendo τ = 20 Pa y μ = 24 Pa.s **308**

Fig.253. Punto conflictivo 1, donde SPH suponuso pequeñas derivaciones de material hacia San Antonio..... **311**

Fig.254. Punto conflictivo 2, donde SPH previó el desbordamiento de parte del material transportado por los lahares..... **311**

Fig.255. Punto conflictivo 3, donde SPH supone el desbordamiento de parte del material transportado por los lahares..... **312**

Tabla.1. Resultados obtenidos en la simulación de diversos flujos de derrubios por diferentes autores **54**

Tabla 2. Síntesis de la actividad eruptiva del Volcán de Colima **78**

Tabla 3. Variación climática altitudinal del Volcán de Colima en base a la clasificación de Köppen ..... **.86**

Tabla 4. Principales poblaciones según número de habitantes que pueden verse afectadas por lahares en el Volcán de Colima **97**

Tabla 5. Resultados de los estudios sobre la precipitación necesaria para iniciar un lahar ... **111**

Tabla 6. Síntesis de la actividad lahárica del Volcán de Colima **112**

Tabla 7. Extensión en km^2 de las cuencas hídricas **129**

Tabla 8. Coordenadas y datos de las estaciones empleadas en el análisis hidrometeorológico general **131**

Tabla 9. Características de los lahares producidos por un mismo aguacero en 2011 ..... **138**

Tabla 10. Datos climáticos utilizados en el análisis de la dinámica erosiva **142**

Tabla 11. Datos granulométricos utilizados en el análisis de la dinámica erosiva **142**

Tabla 12. Fichero de canales utilizado en el análisis de la dinámica erosiva **142**

Tabla 13. Equivalencia de coberturas vegetales utilizadas en el análisis con formaciones reales **142**

Tabla 14. Comparativa de la dinámica erosiva alcanzada en cada barranca con el DEM de 1995, 2000 y 2005 en las simulaciones de 1 año **144**

Tabla 15. Comparativa de la tasa de erosión media alcanzada en cada barranca con el DEM de 1995, 2000 y 2005 en las simulaciones de 1 año **144**

Tabla 16. Equivalencia de coberturas vegetales utilizadas en el análisis con formaciones reales y potenciales **147**

Tabla 17. Resultados de la simulación de la tasa de erosión en Montegrande empleando vegetación real y potencial **150**

Tabla 18. Resultados de la simulación de la tasa de erosión en Montegrande empleando un único tipo de vegetación **150**

Tabla 19. Comparativa de la dinámica erosiva alcanzada con la cobertura real según el punto de cierre **151**

Tabla 20. Comparativa de la deposición alcanzada con la cobertura real según el punto de cierre **153**

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 21. Resumen de las principales características de los eventos que ArcGeoWEPP estima que producen erosión en el edificio del Volcán de Colima en un año con vegetación real.... **154**

Tabla 22. Comparativa de la dinámica erosiva alcanzada en los afluentes de la cabecera de Montegrande..... **155**

Tabla 23. Coordenadas y datos de los puntos del recorrido donde se ubicaron los perfiles en la barranca de Montegrande **157**

Tabla 24. Valores de máxima extensión y altura observados durante el periodo 2011-2012 en la barranca de Montegrande **177**

Tabla 25. Valores de erosión y sedimentación estimados durante el periodo 2011-2012 en la barranca de Montegrande **179**

Tabla 26: Área de máxima inundación de los lahares en Montegrande para los años 1992, 2002, 2005, 2007, 2010, 2011, 2012 y 2014..... **184**

Tabla 27. Estimaciones del volumen de sedimento transportado por el lahar de 15 de septiembre de 2012..... **189**

Tabla 28. Casos de estudio en el análisis de sensibilidad de topografía real.....**201**

Tabla 29. Área de inundación alcanzada por los casos de estudio en una topografía real **209**

Tabla 30. Valores propuestos por diferentes autores para la simulación de fluidos tipo Bingham **225**

Tabla 31. Casos de estudio para fluidos tipo Bingham **226**

Tabla 32. Valores propuestos por diversos autores para la simulación de fluidos Friccionales tipo Voellmy..... **234**

Tabla 33. Casos de estudio para fluidos tipo Voellmy..... **234**

Tabla 34. Casos de estudio para fluidos tipo Friccional Puro donde se varía el coeficiente o ángulo de fricción (φ)..... **242**

Tabla 35. Cuantificación estadística del grado de relación entre la relación aspecto y la velocidad según la reología del fluido **247**

Tabla 36. Resumen de la correlación parcial de los parámetros reológicos y la velocidad alcanzada por el movimiento en el análisis multivariable sobre un plano horizontal..... **248**

Tabla 37. Resumen de la correlación parcial de los parámetros reológicos y la relación aspecto (*a*) sobre un plano horizontal..... **248**

Tabla 38. Correlaciones parciales de los parámetros reológicos de Bingham sobre un plano horizontal..... **249**

Tabla 39. Correlaciones parciales de los parámetros de Bingham analizados de manera general para el movimiento sobre topografía simplificada..... **249**

Tabla 40. Correlaciones parciales de los parámetros reológicos de Bingham sobre topografía real **249**

Tabla 41. Correlaciones parciales de los parámetros reológicos de Voellmy sobre un plano horizontal, una topografía simplificada y una real..... **250**

Tabla 42. Polígonos adaptados al trazado de Montegrande..... **263**

Tabla 43. Tramos de la malla de material según la altura inicial del material..... **265**

Tabla 44. Volúmenes de los eventos empleados en las simulaciones con SPH **266**

Tabla 45. Identificación de los nodos empleados en el análisis..... **267**

Tabla 46. Ubicación de los nodos empleados en el análisis **267**

Tabla 47. Mejores resultados en la simulación del evento 1992L **271**

Tabla 48. Mejores resultados en la simulación del evento 2011L **277**

Tabla 49. Mejores resultados en la simulación del evento 2012L **293**

ANEXO I

Tabla.1. Actividad histórica del Volcán de Colima **335**

Tabla.2. Actividad reciente del Volcán de Colima **338**

ANEXO II

Tabla.1.Registro de avalanchas de derrubios y lahares del Volcán de Colima (VdC) en época antigua..... **341**

Tabla.2. Registro histórico de lahares en el VdC en época reciente **342**

Los ambientes volcánicos son de por sí una de las zonas naturales más dinámicas y peligrosas del mundo, por lo que si se añaden factores extrínsecos a su naturaleza pueden convertirse en verdaderos focos de desastres. Las zonas volcánicas más activas del mundo se ubican en las zonas de subducción de algunas de las Placas tectónicas más dinámicas, pudiendo destacar el caso de Islandia, México o el Sudeste Asiático. Además, algunas de estas regiones ven agravada su situación debido a su ubicación dentro de zonas latitudinales con marcada estacionalidad, como la franja intertropical, donde las intensas y abundantes lluvias se concentran en apenas unos meses y generan procesos volcánicos secundarios, como es el caso de los lahares. El término lahar hace referencia al flujo formado por una mezcla de material volcánico y agua en diversa proporción, pudiendo abarcar tanto flujos de derrubios como flujos hiperconcentrados y corrientes más fluidas, que suelen canalizarse por los drenajes del edificio volcánico y alcanzar grandes distancias desde su origen. Precisamente la formación de estos flujos está supeditada a la disponibilidad de una fuente hídrica relevante para arrastrar el material volcánico, pudiendo proceder de lagos, cursos de agua, precipitación o deshielo de nieve o glaciares.

Este trabajo se centra en la formación y caracterización de los lahares generados en el volcán más activo de la Placa Norteamericana, situado en México y denominado Volcán de Colima o Volcán de Fuego, y más concretamente en uno de sus drenajes por donde es frecuente la canalización de lahares, la barranca de Montegrande situada en la vertiente S del mismo. Para ello se aborda el problema de la ocurrencia de lahares desde diferentes puntos de vista. El primero de ellos es la descripción geográfica regional del mismo, ya que de ella depende en gran medida la dinámica lahárica de estudio. Entre los factores considerados destaca el análisis del contexto tectónico-estructural del volcán, la evolución de la actividad eruptiva, la caracterización geológica, geomorfológica y climática del área, así como su relación con la vegetación, la hidrología y los asentamientos humanos desde una perspectiva socioeconómica.

A partir de la información anterior se profundiza en la caracterización de la barranca de interés en relación con la formación de lahares. Se recopila toda la información disponible de los eventos pasados que han sido registrados a lo largo de la historia, se caracterizan los depósitos generados, se describe la forma de obtención de los datos y en su caso la existencia de equipos de monitorización de los mismos, y por último se relaciona la formación de los lahares con la única fuente hídrica disponible en el Volcán de Colima para ello, la precipitación.

Tras esto se intenta cuantificar la dinámica hidrometeorológica y erosiva que caracteriza a los lahares en Montegrande desde un punto de vista multidisciplinar, partiendo de todos los datos recopilados con anterioridad. La metodología empleada abarca desde análisis hidrometeorológicos clásicos a modelos numéricos de simulación, pasando por estimaciones volumétricas basadas en la comparación de perfiles topográficos del interior de la barranca, o el empleo de SIG (Sistemas de Información Geográfica).

De forma complementaria al estudio anterior, los resultados del mismo se emplean para la simulación de algunos eventos pasados que se consideran representativos de la variabilidad de flujos que pueden llegar a darse en el Volcán de Colima. El modelo numérico que se usa para ello es SPH (*Smoothed Particle Hydrodynamics o* modelo *Hidrodinámico de Partícula Suavizada*).Previamente a su aplicación en el terreno se hace un análisis de sensibilidad de la influencia de ciertas condiciones iniciales y parámetros reológicos en la dinámica del flujo, que sirve de guía y base para el diseño de las simulaciones a realizar de los lahares reales.

De esta manera, se obtiene una caracterización más precisa de los lahares en el Volcán de Colima que puede emplearse para la gestión del riesgo que suponen estos eventos en su entorno, así como un posible método de previsión de los mismos, verificado con la realidad.

Title: Hydrovolcanic Risks at Volcán de Fuego, Mexico

Introduction

Volcanic areas are one of the most dynamic and dangerous natural places in the world. Most active volcanic complexes are located at the subduction zones of tectonic Plates, as the case of Iceland, Mexico and Southeast Asia. Furthermore, some of these areas dare with secondary hydrovolcanic processes, due to their location within latitudinal zones with marked seasonality as the intertropical convergence zone (ITCZ).

Volcán de Fuego (also called Colima volcano) is located at 10º 30' 44" N, 103º 37' 02" W, within the ITCZ and is considered the most active volcano in Mexico and the North American Plate. It is 3.860 m a.s.l. height, but also the youngest edifice of the N-S trending Colima Volcanic Complex (CVC) located in the western sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), at the southern edge of the Colima Graben. The CVC is formed by three large andesitic stratovolcanoes, of which the Colima volcano is the only active at the present. Associated to its frequent volcanic activity, renovated in 1998, 2010, 2013 and later in 2015, secondary processes like lahars, triggered by rain mixing with the loose pyroclastic debris produced, are common.

Colima lahars' channel through strong slopes of the main water drainages (ravines) and reach large distances along their path (from 7 km to 15 km long) damaging all kind of human infrastructures and private property at the surrounding area, with catastrophic effects on the population (about 10,000 people) and their activities, as the 1955 lahar in the village of Atenquique where 23 people died.

Most active ravines al the Colima volcano are located at the S-SW slopes, due to the orographic rains produced by the collide of oceanic humid air masses and the volcano. This study focuses on one of these southern active ravines called Montegrande, downstream of which the 8.600 inhabitants town of Quesería is located. The annual rainfall at the Montegrande ravine varies between 703 mm and 1,400 mm per year, concentrating the 95% of it during the rainy season that takes from June to October.

Lahars seem to be more frequent just after main magmatic phases and gradually decreasing along the following years, but also during tropical storms rainfalls, as in 2011. Then active volcanism, rain and strong slopes are thought to be the main parameters that trigger lahars at the Colima volcano, so data about them is required in order to study their influence.

To improve de knowledge of lahars, laharic activity in Montegrande ravine has been monitored with a main station installed at 2,100 m.a.s.l. This station counted with a visual recording camera, a HOBO rain gauge, a humidity sensor, a seismometer and 2 broadband geophones situated 500 m downstream of the seismometer, and 3 km of each other. This main station has been destroyed by a pyroclastic flow in July 2015.

Several pressure sensors were installed at the Colima volcano, one of them at the Montegrande ravine, but 2011 lahars caused several damages and no data could be used.

In view of the seriousness of the situation, it appears the urgent need to define and estimate the intensity of lahars, but also their modeling for the assess of the related hazards.

ABSTRACT

Objectives

The main objective of this research is *to describe and study rain-triggered lahars channeled through the Colima volcano's ravines (Mexico) and predict their behavior using comprehensive methodology*. Several partial objectives can be extract from the aim described above:

- Identify and characterize the main factors that promote and trigger lahars formation and channeling in the Colima Volcano.

- Define channeling effects of lahars from a physical perspective, in order to achieve a comprehensive approach of the phenomena.

- Validate the study of lahars from a multidisciplinary point of view. All techniques applied should be considered appropriate to the needs, taking into account their cost-benefit analysis.

- Calibrate and verify a predictive lahars' modeling within potential stages for local communities.

- Contribute to the knowledge of Colima lahars in order to undertake appropriate preventive measures and improve risk management.

Methodology

A multidisciplinary study to predict the path of lahars, their magnitude and effects, is proposed, based on an exhaustive search of information, field data and previous studies of the Colima volcano.

On the one hand, general geographical properties of the CVC area and it complex evolution are considered, such as the tectonic-structural framework, the eruptive activity, the geological and geomorphological context, or the climate, hydrological and vegetable situation, but also the socio-economic reality, in order to understand its dynamics. Complementarily, a review of past lahars and their effects is made.

After the previous approach of the problem and identified the areas affected by lahars, the analysis focuses on the Montegrande ravine, where in-situ field data is available thanks to the monitoring activity of the main station described above. Rainfall records, soil moisture and images from this main station are used in this study, but also data collected during 2011 and 2012 fieldworks, as well as public meteorological records, population census of nearby municipalities and free satellite imagery.

The analysis of lahars takes place in three consecutive stages. The first one focuses on ***past events*** in order to use the information as a basis to predict future lahars. Main trigger factors of lahars, their effects and some of their most important parameters as volume, flow rate, time term or deposits are identified as a result of this analysis. The methodology used in this stage is the ***review of different write sources***, as scientific publications (papers, thesis,…), official reports, databases, etc.

The second stage analyzes ***present dynamics*** and compares it with previous ones. Several related methodologies are used:

- ***Hydrometeorological analysis***. Drainage network and watersheds of all ravines are defined, and values of precipitation, temperature and evaporation are extrapolated according to altitude in ArcGIS, following Fries et al. (2012) method. The geostatistical interpolators used and compared are IDW and Kriging. Later the study, the accumulated rainfall, intensity and soil moisture of the 2007-2011 period at Montegrande ravine is related to the occurrence of lahars during that time, so an estimate range of these parameters that trigger lahars is obtained. In addition, the occurrence of lahars in Montegrande is compared to the simultaneous generation of lahars in other ravines, as La Lumbre or La Arena ravines, so that the differences and similarities in their behavior are observed. Several time and space restrictions or information gaps are observed during the analysis so the results are limited by them.

- ***Erosive dynamics.*** This method quantifies the volume of debris that can be incorporated into a lahar as a result of the hydrometeological setup, but also identifies areas where the greatest contribution occurs. This analysis begins with an overview of the dynamics in the main ravines at the Colima volcano and ends with the specific study of Montegrande. The erosion model used is GeoWEPP, specifically its ArcGIS 10.0 version, where topographical, climatic, geological, soil grading and vegetation cover are integrated. As a result, the influence of the previous inputs on lahars and the effect of lahars on the current status of some of these inputs, is evaluated. The analysis is preformed with a 2005 5x5 m Lidar DEM, so real in situ data obtained during 2011 and 2012 fieldworks is used to update it. 2011 and 2012 data include maximum height of the events and topographic changes inside the Montegrande ravine, recorded at 16 cross-sections each year. The 2011 and 2012 channel profiles are treated and compared in Matlab and Coreldraw12, resulting in real erosive-sedimentary evolution inside the Montegrande ravine, in which removed and settled volumes during that 1-year study are distinguished. Remote sensing techniques combined with field data and reports of areas that have been historically affected by lahars, are used to verify and recalculate, in some cases, the total amount of material transported by several flows.

After characterizing the behavior of Montegrande lahars, their effects and trigger parameters, the third stage ***simulates three representative lahars*** that took place in 1992, 2011 and 2012. Different models are currently used to simulate long run-out landslides, but among the available alternatives depth integrated models present a reasonable compromise between computational cost and accuracy. The depth integrated model used in this stage was previously validated by reproducing problems with analytical results, using a series of benchmarks including a 1D break dam (Pastor et al. 2009b; Haddad et al. 2010), and is called ***SPH (Smooth Particle Hydrodynamics)***.

Prior to apply and calibrate the SPH model at the Colima volcano, a ***sensitivity analysis*** is done in order to test the influence of the uncertainties related to initial volume, mass morphology (using the aspect ratio as a parameter) and suitable rheological laws (as Bingham, Pure and Voellmy's Frictional models) on the spreading of lahars. The dependency of this effect on slope changes is also analysed using three interesting landscape configurations: a horizontal plane, a simplified bilinear topography with increasing slope angle, and a real topography (Colima volcano landscape) as the referenced method of Lajeunesse et al. (2004).

After observing the statistical behavior of the flow uncertainties described above with a bivariate analysis at Statgraphics, SPH is run through the Montegrande real topography and calibrated using field data from the three representative lahars previously selected.

The results of simulations are verified with reality and include estimations of fundamental aspects of the problem, such as the path followed by the sliding mass, the shape of the run-out area, the maximum run-out, the depth of the final deposit and the height and speed evolution of the lahar. The 2011-2012 field cross-sections study is also used to verify if SPH fits reality and can be used to predict Montegrande lahars.

Results and conclusions

As a result of this research, the natural dynamics of the Colima volcano that produce lahars and their effects on the slopes are related, but also the major constraints encountered during the study.

On the one hand, the tectonic of the Western sector of the TMVB, specially the NS and NE-SW normal fault systems in the Southern part of the Colima Rift, define the SW slight tilt of the volcano, its frequent tecnonic-volcanic activity and consequently the great instability of the edifice. The cyclical volcanic activity is characterized by construction and consecutive dome collapse, resulting in pyroclastic flows, ash columns and lavas, which modify drainage network and increase the loose material available to be dragged by lahars. This situation is magnified due to its location within the intertropical convergence zone (ITCZ), where the 95% of the rainfall takes place during the rainy season, so lahars are triggered, specially along the S and SW slopes, where humid air masses from the Pacific Ocean collide. This fact produces volcano temperature and rainfall asymmetry, which is related with vegetation jigsaw on slopes. The presence/absence of vegetation and its conservation degree, decides the rainfall effect on the ground, so as the amount of mixing material incorporated to lahars.

At ravine headers, where drainage network is diffuse and ephemeral as a result of volcanic activity and extreme weather conditions, no vegetation can be found. Neither vegetation is growing inside the ravines, caused by the high frequency of lahars. Descending in altitude the effects of extreme weather conditions and volcanic activity are reduced, so more complex plant communities develop. Some of these communities are thought to regulate the soil infiltration process, but their influence in lahars is not exactly known. This fact could be open for future research. Pine and oak forests better protect soil from water erosion. Not only do they stabilize the ground but also their needles and resins are waterproof, so faster and lower debris concentrated flows are produced till this natural effect is washed by rain, mostly in June, at the beginning of the rainy season. During this first part of the season rainfall intensity that triggers lahars is estimated around 20 mm/h or 20 mm accumulated, but after the washing of waterproof materials about 100 mm/h or 150 mm of rain is needed. The saturation point of soil is estimated at 11-15 l/m^2 in the upper 10 cm but much more analysis and field data is required to obtain the general ground dynamics at the Colima volcano. Runoff occurs and travels toward lower elevations, ravine channels, where it accumulates and growths into bigger and more erosive lahars.

Currently lahars volume varies around 150,000 and 300,000 m^3. Some tropical cyclone events produce peaks of intense and prolonged rainfall, so the build and break of natural dams due to heavy rains, which concentrate the pulses that are part of lahars so as their erosive capacity, are common.

Each event seems to last around 60 minutes on average, although this value is generally higher in La Lumbre ravine, because of its bigger catchment area. The interval of time disposed between the peak of rain and the start of a lahar is 33 min on average. This delay may vary according to the rainfall intensity and type of flow, but is really important in case of evacuation for people at the surrounding area.

According to the water/debris rate of the flow, three main types of lahars are studied at the Colima volcano; debris flows, hyperconcentrated flows and a mixture of the previous ones. This variation of nature is related to the conditions of the channel where the lahar runs.Three different areas are described in the Montegrande ravine.The first one is the *erosive section*, and is characterized by steep slope where lahars reach high speed, so erosion process dominates its dynamics. The second type of section is the *sedimentary* one. In this area part of the debris transported by lahars is deposited, so massive laharic fans or terraces are usual as a result of flow deceleration caused by a decreasing slope. The study of these deposits is complex because subsequent lahars erode and embody them. Some deposits are characterized so different units caused by laharic pulses within the same event are found. Depending on the lahar nature, massive units with different rate of gravel and sand are common. Subangular and angular clasts of different sizes (usually blocks from 50 cm to more than 1 m) are embedded in the deposits, but also large amounts of organic material. Riverbanks, rock levées and pumice deposits aligned according to the flow direction are also common along sedimentary sections. The third type of section is an *intermediate* area, where equilibrium between the erosion and deposition processes is produced.

The largest sediment dispersal occurs at the foothill when the ravine is not channeled, so wide fans that reach distal areas and affected human infrastructures are produced. In the case of Montegrande ravine large lahars reach private property located 3 km upstream the town of Quesería. Most of these lahars follow a shallow channel which has moved to the E a total of 200 m from 1992 to 2014. This movement was deeper since 2010 as a result of the increased volcanic activity. The annual loss of soil resulting of lahar flows at Montegrande is estimated at 45,416 t on average that produces 152,765.1 t of deposits. Erosive and sedimentary capacity of each event is different, so previous values proposed vary, i.e. 2011-2012 lahars resulted in a total loss of 749,586.2045 t inside the canyon and 804,484.0045 t considering soil loss on the slopes, and deposited 580,000 t that covered a total area of 1,100,000 m^2. It would be really interesting to extend the study area to other ravines and see the annual impact generated by lahars so as their relationship with the volcanic activity and precipitation.

In order to cover the previous range of natures, different mass flow rheologies are considered in this study, resulting that all Colima lahars can be modelled as viscoplastic fluids using the Bingham rehology. The most influential parameter at the Bingham model seems to be yield stress, but more analysis should be carry on to reach reliable conclusions.

Also, the sensitivity analysis shows that the relationship between flow regimes and deposit morphologies is a function of the topography and initial aspect ratio (*a)*. The initial aspect ratio is the primordial control parameter of the spreading in the case of a quasi-horizontal plane or

gentle slope (less than 12º), but this effect dissipates with distance. On steep slope (≥ 12º), the deposit morphology pattern shows less dependency on the initial aspect ratio or volume, with the depth and total extent of the deposit being the differentiating parameters between the case studies. On the other hand velocity, runout distances and inundation areas increase with the input volume but their effect depends on slope angle. Final shape, extension and depth profile of the deposit could help to define a first approximation of the initial conditions involved in landslides faster than relying on the estimated final deposit volume calculation, at least when the flow takes place over a gentle slope. This observation supports Laigle and Coussot (1997) when they affirm that initial conditions (especially rheological coefficients) can in some cases be estimated through field observations.

It is interesting to note that despite using a different rheological approach to reproduce the Lajeunesse experiments we obtained a similar deposition pattern. This confirms the results obtained by Rickenmann et al. (2006), reproducing similar deposition profiles and pattern with different rheologies (Voellmy, Herschel-Bulkley representing a viscoplastic fluid, etc.). The rheology with greater similarities to the results achieved by these authors was the Frictional Voellmy type.

To improve the knowledge of Colima lahars, undertake appropriate preventive measures that help authorities and reduce risk management, a significant expansion of scientific infrastructure to other ravines is needed, but also the maintenance and repair of the existing ones.

Besides field data analysis, this multidisciplinary approach, including the use of a numerical model to predict the scope and scale of lahars based on certain initial conditions such as rain, channel morphology, volcanic activity and vegetation cover, seems to be really useful from a preventive point of view. The SPH model is suitable to reproduce the Colima lahars, although previously calibration with field data and a rheological sensitivity analysis is recommended.

All results of this Thesis could be use to improve the laharic alert plan, but also historical lahar databases of State institutions, or provide inspiration for future works.

CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- El estudio de los riesgos hidrovolcánicos tropicales en la actualidad

A lo largo de la historia diversas catástrofes y desastres naturales han golpeado, y en ocasiones diezmado, numerosos colectivos humanos, causando ingentes daños económicos así como elevadas pérdidas de vidas humanas. Dentro de los riesgos naturales más devastadores se encuentran las erupciones volcánicas. La amenaza volcánica no se limita únicamente a los fenómenos generados directamente de esta actividad, como son los flujos de lava, expulsión de gases, piroclastos o cenizas, sino también a los procesos secundarios derivados, como los que constituyen los fenómenos hidrovolcánicos.

1.1.1 Hidrovolcanismo

Pese al uso generalizado de los conceptos de hidromagmatismo e hidrovolcanismo como sinónimos, resulta de vital importancia destacar las diferencias existentes entre ambos términos para evitar confusiones semánticas. El *hidromagmatismo* hace referencia a los procesos físicos y químicos que se producen como consecuencia del contacto de un magma o un foco de calor magmático con una fuente externa de agua, ya sea un cuerpo superficial o subterráneo (Martí-Vicente, 1993). El término *hidrovolcánic*o difiere del anterior en que el material que interacciona con la fuente externa de agua es de origen volcánico. Los ambientes en los que se producen estos fenómenos son numerosos y variados, destacando los ambientes submarino, litoral, lacustre (cráteres), freático y subglacial (fig.1.) (Sheridan & Wholetz, 1983; Klemetti, E. 2011; Roverato et al., 2013; Pedersen & Grosse, 2014; Zimanowski et al., 2015).

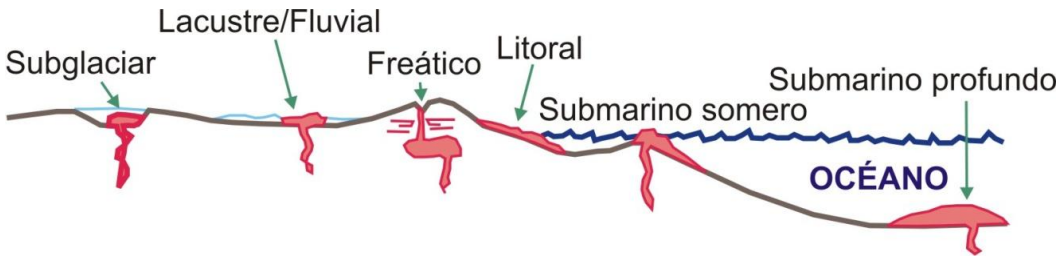


Fig.1. Esquema de los ambientes hidrovolcánicos más característicos de la superficie terrestre.

Atendiendo a los diferentes ambientes volcánicos donde se producen estos fenómenos, el origen del agua varía, pudiendo ser; subterránea, agua marina, fluvial, lacustre, hielo o precipitación. La presencia del recurso hídrico supone la meteorización tanto física como química del material volcánico, lo que se traduce en una mayor disponibilidad de detritos que pueden ser transportados hacia zonas de gradiente potencial más bajo, tanto en condiciones saturadas como no saturadas.

Los efectos disruptivos del agua en ambientes volcánicos dependen fundamentalmente de las características de los mismos, pudiendo destacar los derivados del termoclastismo (variación de temperatura), hidroclastismo (desintegración por ciclos de humedecimiento y secado de la roca) o el haloclastismo (expansión volumétrica de sales). También es relevante la acidificación del agua por contacto con los gases y materiales volcánicos, así como los efectos del incremento en la presión de poros, ya que reduce la cohesión y fricción interna del material, lo que genera una licuefacción súbita de la fracción fina (Gutiérrez Elorza, 2008).

1- INTRODUCCIÓN

La evolución de ideas concernientes al hidrovolcanismo en general comenzó con la publicación de Steininger (1819), en la cual simplemente denominó estos sucesos como cráteres rellenos de agua. Posteriormente Darwin (1826) amplió las observaciones realizadas por Steininger, lo que animó a algunos investigadores a involucrarse en la experimentación y consolidación del hidrovolcanismo como teoría de campo. En la actualidad, el modelado numérico es una de las técnicas más ampliamente utilizadas, aunque el estudio y definición del ambiente hidrovolcánico sigue siendo un tema que presenta cierta polémica entre los autores, motivado fundamentalmente por los procesos que intervienen en el mismo.

En el caso de los emplazamientos volcánicos aéreos (no subacuáticos), la principal afección de la actividad hidrovolcánica es la desestabilización del terreno, lo que supone la modificación de la red de drenaje. Esta alteración de la red hídrica puede verse potenciada o reducida en función de la propia actividad eruptiva del emplazamiento, por lo que cada vez suscita un mayor interés en los investigadores.

1.1.2 Alteración volcánica de la red fluvial

La modificación provocada por la actividad volcánica en el sistema hidráulico, así como sus repercusiones, se han empezado a tener en consideración recientemente, pudiendo destacar la variación de la superficie de drenaje, la modificación del caudal de escorrentía y la disponibilidad de material fácilmente erosionable, lo que produce cambios rápidos y extraordinarios en el canal y en el transporte de sedimentos (Major et al., 2000; Branca & Ferrara, 2001; Francis & Oppenheimer, 2004; Jennerjahn et al., 2013; Legorreta & Lugo, 2014).

Los primeros estudios al respecto se centraron en la zona de cabecera de las redes de drenaje, donde la cantidad de sedimentos emitidos por el volcán favorece una respuesta hidrológica rápida ante precipitaciones copiosas o deshielo de glaciares (Segerstrom 1950; Waldron, 1967; Kadomura et al., 1983; Janda et al., 1984; Yamamoto, 1984; Leavesley et al., 1989; Shimokawa et al., 1989; Gran & Montgomery, 2005; Tormey, D., 2010; Delgado et al., 2015). Tras un análisis más exhaustivo del aporte de sedimentos producido en estas áreas, en 2003 Major determinó que la escorrentía post-eruptiva alcanza los canales más rápidamente y en mayor cantidad que la escorrentía pre-eruptiva. Esto es debido al incremento de superficie drenada producido durante la fase eruptiva, derivada de la alteración de los reservorios hídricos y su dinámica, la pérdida de vegetación y la impermeabilización del suelo por tefra. Estas afirmaciones complementan en cierta medida el estudio sobre la dinámica de los canales llevado a cabo por Meyer & Martinson en 1989, donde se describen complejos ciclos de incisión, colmatación y ensanchamiento de los drenajes durante los meses posteriores a una erupción (Rodolfo, 1989; Punongbayan et al., 1996). La dinámica erosiva de la red fluvial es especialmente intensa en las zonas tropicales, donde el clima juega un papel fundamental en la estacionalidad pluviométrica (Segerstrom, 1950; De Bélizal et al., 2013). De hecho, esta anomalía ha llevado a replantear a Cohen y colaboradores (Cohen et al., 2005) la ecuación universal de pérdida de suelo (USLE) y adecuarla a cuencas hídricas tropicales.

La recuperación de las cuencas fluviales tras la perturbación volcánica representa un importante proceso que aún hoy no está suficientemente estudiado (Gran & Montgomery, 2005).

Dentro de los fenómenos hidrovolcánicos más devastadores cabe destacar la generación de

lahares, ya que son capaces de producir grandes modificaciones del relieve y ocasionar catástrofes ambientales de gran magnitud.

1.1.3 Lahares

Históricamente, el término indonesio "*lahar*" era utilizado por los nativos para referirse a las coladas de lava (Rodolfo & Arguden, 1991), pero en 1929 Scrivenor lo introdujo en el ámbito geológico para hacer referencia a la mezcla de agua y material observada en el monte Kelut. A partir de ese momento se adoptó el término para hacer referencia indiscriminadamente a cualquier tipo de flujo de arroyada, hasta que en la Conferencia de la Sociedad Geológica de América Penrose celebrada en 1989, se propuso su uso únicamente para referirse al *proceso de generación de flujos rápidos de agua y material inestables (sedimentos y rocas), diferentes a los normales (no saturados) en zonas volcánicas, no al depósito que estos generan* (Smith & Lowe, 1991). Por tanto los lahares son eventos complejos que fluyen pendiente abajo por los barrancos y cauces de los ríos que tienen sus cabeceras en las laderas del volcán, provocando la inundación y destrucción de lo que encuentran a su paso.

Los flujos laháricos son considerados los responsables del 15% de la mortalidad mundial ocasionada por catástrofes naturales entre los siglos XVII y XIX, llegando incluso a incrementarse hasta un 40% en el siglo XX. Este aumento se debió a las catástrofes ocurridas en 1919 en Kelut (Indondesia) con más de 5.000 fallecidos, y la acontecida en Nevado de Ruiz en 1985 (Colombia), en la que el número de víctimas mortales ascendió hasta 23.080 personas (Thouret et al., 2000). También son remarcables los lahares generados en el Mount Pinatubo en 1990 (Filipinas), ya que cubrieron un área de unos 300 km^2 y sepultaron pueblos, ciudades y campos de cultivo (Schmincke, 2004). Pese a la inminente amenaza que estos eventos suponen, no fue hasta la catástrofe acontecida en el Mount St. Helens (Estado de Washington, USA) en 1980, cuando las investigaciones centraron su interés en los lahares. El resultado de este episodio fue de 57 personas fallecidas, miles de animales muertos y cientos de kilómetros de terreno arrasados, superando la cifra de los mil millones de dólares en daños materiales. Los lahares llegaron a recorrer más de 120 km desde el cráter (Janda et al., 1981), por lo que desde ese momento los investigadores orientaron sus estudios hacia la gestión y prevención de estos sucesos, intentando establecer, con más o menos acierto, los mecanismos que originan estos fenómenos, así como los potenciales periodos de retorno que suscitan.

Algunos de los trabajos más destacables son los de Janda y colaboradores en la década de los 80, cuya temática acapara fundamentalmente el impacto geomorfológico e hidrológico sufrido por las áreas afectadas en la catástrofe del Mount St. Helens y su sedimentología (Janda et al., 1984a y 1984b). Cabe matizar que la gran mayoría de las investigaciones realizadas en esa época sobre estos flujos (Pierson et al., 1990, Meyer y Martinson, 1989 o Rodolfo, 1989) centran su interés en el lapso de tiempo inmediatamente posterior a la erupción, momento en el que se produce la mayor perturbación de la red de drenaje y se desarrollan lahares primarios. Los lugares más estudiados fueron los volcanes de Japón, Indonesia, México, Nueva Zelanda o Filipinas.

A lo largo de los años, la temática de estudio ha ido evolucionando e incorporando nuevas técnicas de observación, pudiendo destacar en un primer momento el empleo de imágenes remotas (fotointerpretación y pares estereoscópicos) en la delimitación de lahares y sus áreas de inundación (Chorowicz et al., 1997 o Iverson et al., 1998). El cénit del desarrollo científico

llegó posteriormente con el empleo de los datos recogidos mediante satélites y su posterior tratamiento en los SIG (Sistemas de Información Geográfica), pudiendo destacar los trabajos de Hubbart et al., 2007 o Joyce et al., 2009.

La utilización de esta nueva tecnología supuso un enorme avance en cuanto a la precisión, accesibilidad, continuidad y tratamiento de los datos, por lo que en la actualidad se sigue utilizando como base en la mayoría de los estudios, sobre todo en zonas de difícil acceso. Uno de los principales avances que los SIG han supuesto para la investigación es la capacidad de integrar gran volumen de información, la compatibilidad de formatos y su facilidad de manejo para el usuario. Gracias a la posibilidad que suponen al interrelacionar Modelos Digitales de Elevación (MDT o DEM en inglés), con datos recogidos directamente del campo, como hidrología, meteorología o geología, los SIG han servido de plataforma para el desarrollo de modelos de simulación, tanto numérica como empírica, de lahares, desde finales del siglo XX hasta nuestros días (Pierson et al., 1995). Algunos de los autores que han empleado este tipo de técnicas con el ánimo de establecer las áreas de inundación potencial por lahares son Stevens et al., 2002, Namikawa, 2006, Huggel et al., 2008, Schneider et al., 2008, Williams et al., 2008, Muñoz-Salinas et al., 2008 y 2009, Haddad et al., 2010 o Procter et al., 2010 y 2012. En la actualidad se sigue trabajando para conseguir datos rentables con mayor precisión, que generen cartografía SIG de mayor calidad y utilidad en la gestión del riesgo y permitan en un futuro automatizar su actualización (Macias et al., 2008; Martelli et al., 2008; Xu et al., 2009; Charbonnier & Gertisser, 2012; Lagios et al., 2013; Fujii & Yamasato, 2015; Saccorotti et al., 2015).

Otros investigadores han centrado su estudio hacia el análisis de características más específicas de los flujos laháricos, como el cálculo de su velocidad, carga sedimentaria (Pierson & Janda, 1994), tiempo de tránsito (Pierson, 1998), o las características texturales y sedimentarias de los depósitos, aunque la proliferación de los mismos se ha visto claramente afectada por el desarrollo de los SIGs (Lavigne & Thouret, 2002; Capra et al.,2002 y 2004; Fagents & Baloga, 2005; Gómez & Lavigne, 2010; De Bélizal et al., 2013).

Algunos autores han seguido estudiando las posibles causas que desencadenan los lahares, pudiendo destacar los trabajos de Lavigne & Thouret (2002) o Capra (2006), sobre la relación existente entre la intensidad y duración de lluvia con el origen de los mismos, o los relativos a la sismicidad de Kumagai et al. (2009), Arámbula-Mendoza et al. (2011) y Vázquez et al., 2015.

En el ámbito geomorfológico también se han realizado avances, como los de Salinas & López-Blanco o Tanarro et al. en 2010, así como los trabajos sedimentológicos tras la erupción del Pinatubo, de Hayes et al., 2002 y Gran & Montgomery, 2005.

Por último, cabe recalcar la existencia de escasos trabajos de seguimiento a largo plazo, como los desarrollados por Major (Major et al., 2000 ; Major, 2003), o de compilaciones como las de Lavigne et al., 2000 o Capra et al., 2012, haciéndose evidente la dispersión temática de los estudios y la falta de una metodología global aplicable a las zonas en riesgo, fundamentalmente áreas volcánicas activas como el volcán Merapi (Lavigne et al., 2000; Lavigne and Thouret, 2002), Semeru (Doyle et al., 2010), Soufriere (Carn et al., 2004), o el Volcán de Colima (Dávila et al., 2007; Vázquez et al., 2015).

A) Origen y clasificación

Basándonos en la información de los estudios realizados por los investigadores anteriores, los mecanismos desencadenantes de los lahares se pueden clasificar en dos grupos:

- un ***aporte repentino de grandes volúmenes de agua***; la cual puede provenir de la fusión del manto nival o glacial, del drenaje de lagos volcánicos debido a la rotura de los cráteres, de erupciones subglaciales (que a su vez pueden formar lagos subglaciales) y por último de fuertes lluvias que pueden tener lugar después de la erupción.

- inducidos por ***avalanchas de rocas o por deslizamientos***; los cuales además del proceso mecánico requieren de una adecuada fuente de agua, material fácilmente movilizable, y laderas abruptas en el área fuente.

En las últimas décadas diversos autores han ampliado los criterios de clasificación de los lahares con las propiedades reológicas, hidrológicas, sedimentológicas y geomorfológicas de los mismos. Un ejemplo de ello fue la clasificación propuesta por Smith y Lowe en 1991, en la que el origen de los lahares se relacionó con los periodos de actividad volcánica, y que sirvió de base posteriormente a Lavigne y Thouret (Lavigne, 1998; Lavigne et al., 2000; Thouret & Lavigne, 2000) para proponer una clasificación atendiendo al tipo de proceso desencadenante, y la relación del material con la erupción volcánica que lo generó, obteniéndose:

- **Lahares primarios**; dentro de los que se diferencian:
  - *Lahares sin-eruptivos*, cuyo desencadenante es la erupción volcánica , que produce la fusión de los glaciares y cubiertas nivales, así como avalanchas de derrubios que se mezclan con corrientes fluviales próximas o precipitaciones abundantes. También pueden originarse a través de un lago volcánico (en un cráter o red fluvial).
  - *Lahares post-eruptivos*, los cuales se forman a partir de precipitaciones copiosas, a la vez que el episodio eruptivo principal, o de forma posterior (meses o años).
- **Lahares secundarios**, también llamados *sin erupción*; generados a partir del drenaje de un lago o la rotura de una presa natural en un ámbito volcánico.

Por tanto los lahares se caracterizan por ser una mezcla compleja entre una fase fluida y otra sólida, que puede generarse a partir de uno o varios procesos discretos, y cuyo movimiento puede variar atendiendo a la proporción de sedimentos y agua que los caractericen, denominándose:

- *Corriente de flujo* (stream flow). Se corresponde, según Lavigne & Suwa, 2004, con un flujo caracterizado por una concentración de sedimento inferior al 20% en volumen.
- *Hiperconcentrado*. Posee un volumen de material que varía entre el 40-60 %, lo que supone una variación de entre el 60- 80 % de su peso (Smith & Lowe, 1991). Hay autores que amplían su rango del 20 a 60% de concentración de material (Lavigne & Suwa, 2004).

- *Flujo saturado de material* (debris flow). Contiene un volumen de sedimentos entre 60-80%, lo que supone más del 80% de su peso total (detalles en Coussot & Meunier, 1996).

- *Avalancha de escombros*. Cuando el volumen de material supera el 80% del peso total (Beverage & Culbertson, 1984).

De manera general, al igual que en este estudio, el término lahar se aplica únicamente al movimiento asociado a los flujos hiperconcentrados y los saturados en material (fig.2.), siendo usual la variación del tipo de movimiento a lo largo del tiempo, incluso dentro del mismo evento (Sohn et al., 2002). Este proceso se relaciona con la capacidad de incorporación por arrastre (bulking) o disgregación de material durante su recorrido, pudiendo alternarse ambas fases en función del incremento, o no, de la dilución.

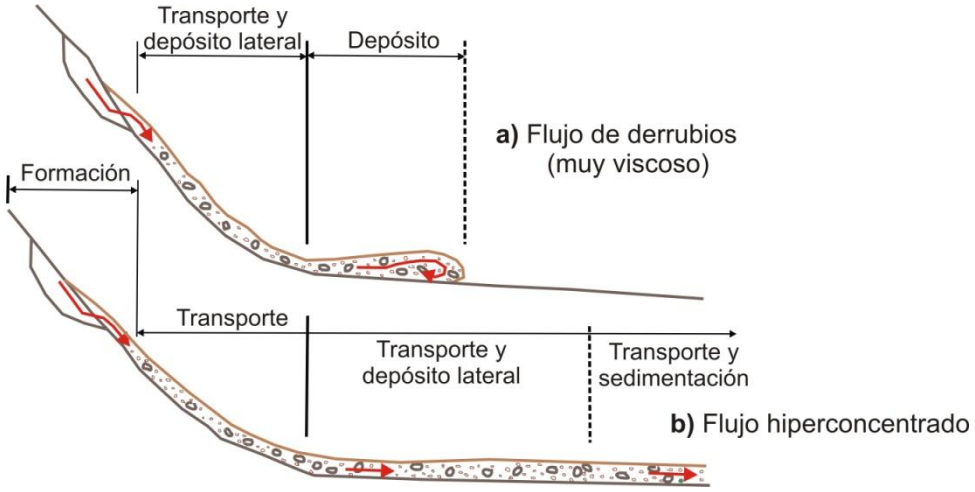


Fig.2. Esquema de los diferentes tipos de flujo que caracterizan el movimiento de un lahar.

La alternancia de fases se traduce en la presencia de cierta diferenciación textural en los propios depósitos laharicos a lo largo de su recorrido (fig.3).

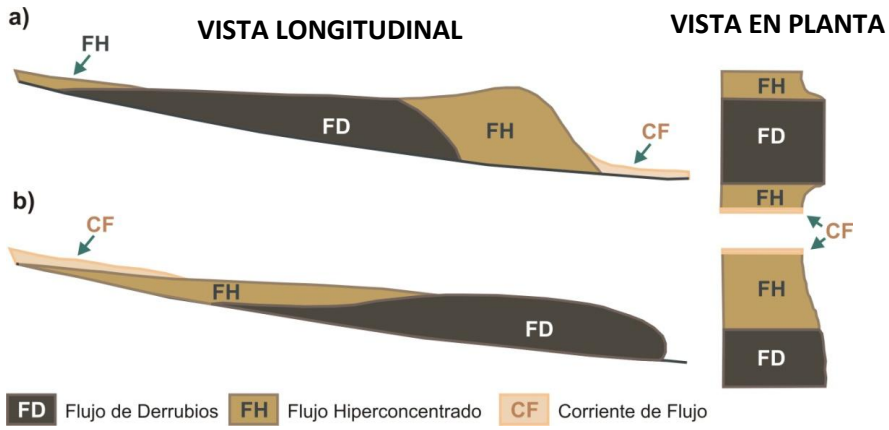


Fig.3. Esquema de dos posibles flujos laháricos multifásicos, **a)** dilución de sedimentos hiperconcentrada que evoluciona a flujo de derrubios y posteriormente a flujo hiperconcentrado debido a la presencia de un aporte de agua, y **b)** flujo hiperconcentrado que evoluciona a flujo de derrubios por incorporación de material grueso.

Puede ocurrir que se parta de una dilución de sedimentos que al descender por la ladera incorpore material, generándose un flujo de derrubios que da lugar a un depósito viscoso y con mayor porcentaje de clastos. Sin embargo ese mismo flujo, tras la acción de un mecanismo de dilución, como puede ser un aporte de agua o la presencia de roturas de pendiente que generen pequeñas cascadas, puede pasar a considerarse un flujo hiperconcentrado, cuyo depósito resultante se caracteriza por sedimentos más finos.

Atendiendo al tipo de flujo, o flujos, que se hayan desarrollado a lo largo del lahar, las propiedades de su depósito variarán significativamente, por tanto resulta de vital importancia realizar una caracterización de las mismas.

B) Características reológicas

La reología es una parte de la física mecánica de medios continuos en la que se estudia la relación entre el esfuerzo y la deformación en los materiales que son capaces de fluir, por tanto supone un método válido para la diferenciación del tipo de flujo que caracteriza a un determinado lahar, ya que la única fuerza que actúa normalmente sobre ellos es la gravedad. Se pueden clasificar en:

- *Flujo hiperconcentrado*: Posee cierta resistencia a fluir ya que es no-Newtoniano, es decir que la deformación no es directamente proporcional al esfuerzo aplicado, pudiendo llegar a considerarse viscoplástico (Capra et al., 2004).

- *Flujo de derrubios*: Sigue considerándosele no-Newtoniano pero posee una resistencia al movimiento mucho mayor que los hiperconcentrados. Atendiendo al contenido inicial de agua y el material parental, pueden ser de dos tipos:

    - **Cohesivos**: Poseen un contenido de arcilla entre el 3 y 5% del volumen total, lo que les confiere una viscosidad muy alta, haciendo que las partículas de la fase sólida floten (Cortés et al., 2010). Son característicos de las primeras etapas de la erosión hídrica (bulking) y/o al final del proceso de dilución (Capra et al., 2004), generándose normalmente por deslizamientos del terreno o colapsos (Capra & Macías, 2002). El modelo Bingham es el más utilizado para explicar el comportamiento de estos lahares.

    - **No cohesivos**: Se caracterizan por un contenido de arcilla mucho menor, dado su origen en las zonas de deshielo durante la erupción (Capra et al., 2002), por lo que al no ser suficientemente viscosos las partículas sólidas no flotan y chocan entre sí. El modelo reológico de Bagnold es el utilizado en la descripción de su comportamiento (Lavigne et al., 2000).

C) Características hidrológicas

Los lahares constan de una fase fluida, por lo que la importancia relativa de ésta va a determinar el comportamiento hidráulico del conjunto. A partir del estudio y observación de estos fenómenos, se ha comprobado que tanto los flujos hiperconcentrados como los de derrubios mantienen unas pautas comunes, como que el desplazamiento se realiza mediante pulsos, es decir oleadas de diferente intensidad a lo largo del tiempo (Lavigne et al., 2000;

Vázquez et al., 2015), o la creación y rápida rotura de represamientos naturales a lo largo de su recorrido.

En general se considera que el régimen en el que se produce el movimiento es laminar, a excepción de la zona en contacto con el lecho o substrato, donde éste se asume como turbulento, aunque el grado de turbulencia puede usarse como parámetro característico a la hora de diferenciar el tipo de flujo:

- *Flujo hiperconcentrado*: Se caracterizan por poseer material en movimiento gracias a la acción de las fuerzas dispersivas, la flotabilidad y la turbulencia (Smith & Lowe, 1991). La velocidad que alcanzan este tipo de flujos es superior a la de las corrientes de flujo, por lo que poseen una alta capacidad de incorporación o pérdida de material. Cuando se reduce esta velocidad predomina el proceso de deposición en función del peso de las partículas.

- *Flujo de derrubios*: En este tipo de evento el movimiento del material dentro del flujo se debe fundamentalmente a la acción de la cohesión y fuerzas dispersivas, quedando en un segundo plano los efectos de la flotabilidad y turbulencia. En base a esto se consideran flujos laminares, lo que se traduce en una mayor velocidad respecto de los hiperconcentrados (Lavigne & Suwa, 2004). Se diferencian dos tipos:

    - **Cohesivos**: Atendiendo a la deformación del flujo durante el movimiento se pueden diferenciar dos partes dentro del mismo (fig.4). Una interna, donde las partículas se mueven a la misma velocidad que la matriz (predominan la flotación y cohesión), ya que la fase líquida envuelve a la sólida en su interior y rara vez se producen colisiones entre ellas. Y otra externa, en la que el material en contacto con el canal por el que discurre se deforma por la resistencia al movimiento. La presencia de arcilla favorece la movilidad, por el aumento de la presión en los poros, lo que se traduce en el incremento de la distancia recorrida respecto de los no cohesivos (Capra et al., 2002).

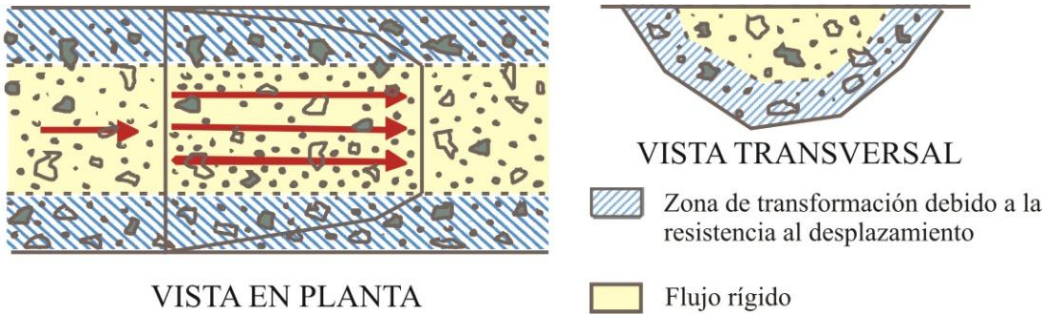


Fig.4. Vista transversal y en planta de un flujo cohesivo.

    - **No cohesivos**: Al igual que en el caso de los cohesivos, el comportamiento de la parte interna es diferente de la que está en contacto con el substrato, pero en este caso el movimiento de las partículas en la interna se debe a la acción de las fuerzas dispersivas. Este hecho supone una "criba cinética" de las partículas, que consiste en la migración de las partículas pequeñas al fondo y las gruesas a la superficie del flujo, donde se ven desplazadas por la diferencia de velocidades hacia los laterales del mismo (fig.5).

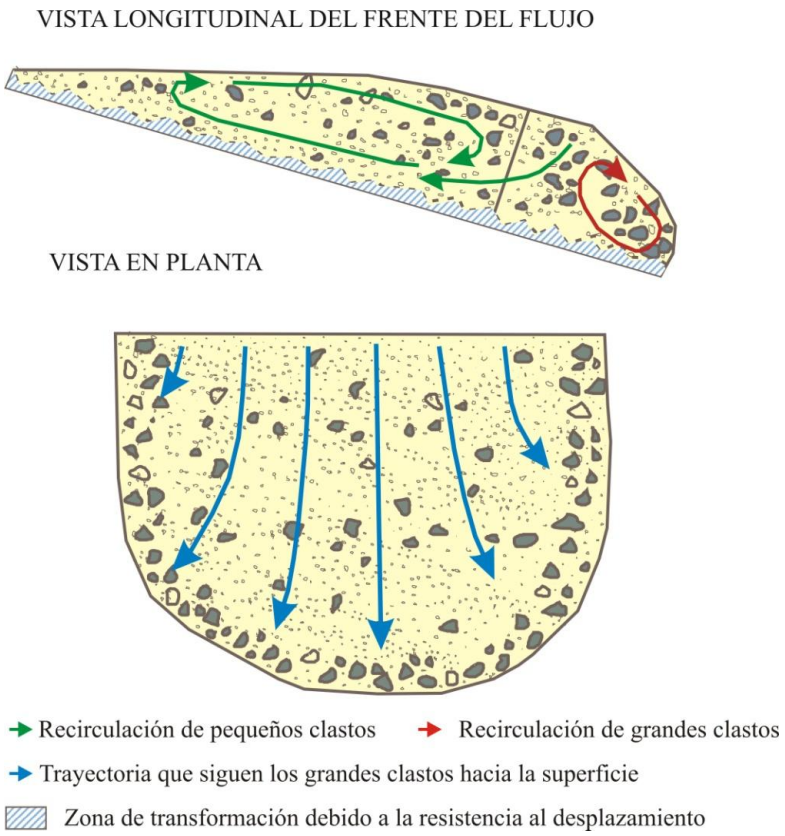


Fig.5. Vista longitudinal y en planta de un flujo no cohesivo.

Por último se debe recalcar que, aunque la incorporación de agua y material es posible en los flujos de derrubios, ésta se produce de manera más lenta que en los hiperconcentrados (Muñoz Salinas, 2007).

D) Características geomorfológicas

Otro aspecto característico de los lahares es el modelado del relieve que ocasionan, siendo claramente erosivo en las zonas cercanas al origen, donde normalmente predominan las grandes pendientes, y de carácter dispersivo o sedimentario en las zonas donde el relieve se suaviza. Dentro de los flujos de estudio podemos diferenciar los siguientes atributos:

- *Flujo hiperconcentrado*: El rasgo que los caracteriza es la formación de pequeños canales en "V" como resultado del rebote de las partículas sólidas durante su transporte en el flujo, lo que genera marcas en el lecho y paredes del canal. Otro hecho característico es la presencia, en algunas márgenes del canal, de grandes clastos soportados por una matriz, los cuales se denominan arcenes de bloques (*boulder berms*), aunque su origen no está del todo claro (Muñoz Salinas, 2007). Los depósitos que forman este tipo de flujos pueden llegar a medir varios metros de espesor si se encuentran canalizados, pero en zonas donde el cauce se abre (ej. abanicos) su potencia se reduce notablemente.

- *Flujo de derrubios*: A diferencia de los anteriores, estos flujos se caracterizan por formar canales en forma de "U", y su espesor de depósito es de varios metros

independientemente de su ubicación. En zonas de baja pendiente forma lóbulos con frentes y márgenes escarpados, mientras que comúnmente en las paredes del canal, se observan pequeños montículos, compuestos por una mezcla de material grueso y fino de forma paralela al flujo. Estas últimas formaciones se conocen con el nombre de *leveés* y su origen se relaciona con una alta viscosidad, lo que produce una mayor resistencia al movimiento. A diferencia de los arcenes de bloques, los leveés no poseen una matriz que soporte las partículas de gran tamaño. Dentro de estos flujos se puede diferenciar en:

- **Cohesivos:** Generan depósitos más consistentes y por tanto más difíciles de dragar aunque con cavidades milimétricas que aportan porosidad (Capra & Macías, 2002).

- **No cohesivos**: Los depósitos que generan no son tan consistentes pero poseen una disposición característica de las partículas, en la zona inferior se encuentra el material fino y en la superficie las partículas más gruesas.

E) Características sedimentológicas

Los depósitos laháricos poseen generalmente carácter masivo, aunque la variación longitudinal, tanto a nivel textural como granulométrico, de estos depósitos, indica la variación en la capacidad de transporte que caracterizó al flujo. Este hecho puede explicarse si se tienen en cuenta diversos factores como la presencia de numerosas roturas de pendiente a lo largo del recorrido, donde se favorece la transformación del lahar de flujo de derrubios a un flujo hiperconcentrado diluido, así como la acumulación de grandes cantidades de material en la base de las "cascadas de lahares" que se forman. La repentina adición de material por parte de los afluentes laterales, produce el efecto contrario, un aumento en la carga de sedimentos del flujo hasta llegar a su capacidad máxima, momento a partir del cual predomina la deposición (Lavigne and Thouret, 2002; Capra et al., 2012).

En estas zonas donde predomina la deposición, a diferencia de las áreas de cabecera donde la pendiente impide la parada del flujo, los depósitos están formados por material heterogéneo, diverso tanto litológicamente como cronológicamente, puesto que a su paso el lahar erosiona depósitos previos e incorpora el material que encuentra a su paso, independientemente de que sea litológico, vegetal,...

Atendiendo al tipo de flujo, las características sedimentológicas son las siguientes:

- *Flujo hiperconcentrado*: El proceso deposicional en estos flujos viene determinado por la velocidad y peso de las partículas, encontrando las más gruesas en la parte inicial y las más finas en la distal. Los depósitos suelen presentar una ligera estratificación, pero eso depende de la turbulencia, así como una fuerte imbricación y disposición paralela de las partículas en la dirección del flujo.

- *Flujo de derrubios*: Se caracterizan por ser oleadas masivas, por lo que no hay diferenciación por peso de las partículas a lo largo del depósito (Lavigne & Suwa., 2004).Se pueden diferenciar en:

- **Cohesivos:** Depósitos masivos, dentro de los cuales puede haber grandes bloques embebidos en una matriz, normalmente ordenada. La imbricación entre los clastos es infrecuente (Capra et al., 2002).

- **No cohesivos**: Son masivos pero presentan estratificación inversa, e incluso la imbricación de las partículas es más frecuente que en los cohesivos (Saucedo et al., 2008).

A parte del propio origen de los eventos, así como de las propiedades intrínsecas mencionadas anteriormente (relación sólidos-agua, sedimentología del flujo,…) existen otros factores externos que influyen en la caracterización final de los mismos, como la forma y pendiente de los valles, que afecta la longitud total, área de inundación y velocidad de los lahares. Un valle angosto con cierta pendiente permitirá que un cierto volumen se pueda mover a gran distancia alcanzando cotas superiores, mientras que un valle amplio y de poca pendiente dará lugar a que el mismo flujo se disperse lentamente y se detenga dentro de una distancia más corta.

F) Metodología de control de lahares en zonas tropicales

En vista de las particulares características de los lahares descritas con anterioridad, así como los efectos que estos flujos pueden producir, se hace patente la necesidad de tomar medidas al respecto.

Desde tiempos históricos, y conforme se ha avanzado en el conocimiento de los lahares hasta la actualidad, las comunidades afectadas por estos procesos vienen adoptando medidas preferentemente paliativas que se centran en limitar los efectos de los lahares. Entre estas medidas destacan la construcción de diques, represamientos y encauzamientos artificiales (Lavigne et al., 2000; Shieh et al., 2008; Koi et al., 2005; Lockwood & Hazlett, 2010). En general son estructuras que pretenden reducir la energía del flujo en los cursos mediante barreras, o el "filtrado" del material más grande (fig.6.).



Fig.6. Ejemplos de ingeniería Sabo para flujos laháricos; **a)** canalización del cauce del río Haramatsu y represamiento tubular para contener los bloques más grandes en volcán Sakurajima, **b)** canalización del río Arimura (Sakurajima) y **c)** presa de diseño mixto en Takayama (Japón). *Fuente:* Instituto de investigación en la prevención de desastres (Universidad de Kyoto).

1- INTRODUCCIÓN

El drene parcial del reservorio de agua en el caso de los lahares producidos a partir de lagos y lagunas, como es el caso del Mount Kelut, al este de la isla de Java, Indonesia, constituye un claro ejemplo de medida preventiva efectiva. Es la denominada ingeniería "Sabo" (Chanson, 2004), cuyo inicio se encuadra en Japón durante los siglos XVII y XVIII, aunque su uso se popularizó en el siglo XX, fundamentalmente en la década de los 90, con el fin de apoyar y mejorar la capacidad de control de desastres naturales relativos a sedimentos en áreas volcánicas. Se viene aplicando fundamentalmente en países en vías de desarrollo, aunque en la mayoría de los casos, no han resultando muy efectivas y su aplicación sigue levantando polémica.

En este sentido, los investigadores de la década de los 90 promovieron la generación de mapas de amenaza, a partir de la información recolectada en campo, como documento base en la delimitación del riesgo y vulnerabilidad de los habitantes de estas zonas (Capra et al., 2008). En ellos se destacó la necesidad de conocer con detalle las particularidades morfológicas de los canales por los que se encauzan los lahares, tanto para establecer de forma precisa los parámetros del flujo, como para la realización, a partir de Modelos Digitales de Elevación, de simulaciones que permitan prevenir futuros episodios laharicos.

Actualmente la identificación del riesgo, la aplicación y desarrollo del software adecuado, así como la implicación pública, están convirtiéndose en uno de los temas principales en el campo de control de desastres. De hecho con el auge de la tecnología, así como de la cooperación institucional, se está trabajando en la implementación de sistemas de alerta lahárica en tiempo real, diseñados a partir del monitoreo, más o menos continuo, de las áreas volcánicas.

Estos sistemas de alerta, suelen constar de equipos científicos adaptados a las necesidades del emplazamiento, pudiendo llegar a trabajar de forma remota, lo que supone una ventaja importante en zonas de difícil acceso o de cara a eventos como los lahares, ya que el estudio *in situ* de los mismos implica un riesgo, siendo imprescindible estar presente en el mismo momento en el que ocurre el evento, aunque esto no siempre es posible. Algunos de los dispositivos más comunes con los que cuentan los sistemas de vigilancia volcánica son estaciones pluviométricas para controlar la precipitación efectiva que pueda dar lugar a la generación de lahares, así como sismógrafos, geófonos, cámaras de vigilancia visual y sistemas acústicos de alerta (Lavigne et al., 2000; Lagios et al., 2013; Fujii & Yamasato, 2015; Saccorotti et al., 2015).

Además del monitoreo llevado a cabo por los investigadores o entidades responsables de los mismos, resulta de vital importancia la concienciación social de la población, así como una correcta instrucción de la misma en caso de peligro (Leonard et al., 2008), de forma que se eviten casos de exclusión social o desarticulación de la dinámica comunitaria. Cada vez existe mayor conciencia de los problemas sociales que pueden derivar este tipo de catástrofes, pero son pocos los trabajos realizados al respecto, pudiendo destacar los llevados a cabo por Cuevas-Muñiz et al., 2005. Wood & Soulard, 2009 o Gavilanes-Ruiz et al., 2009.

A lo largo de estas experiencias, se ha aprendido que la cooperación técnica será más efectiva cuando los factores de riesgo de desastres sean adecuadamente compartidos con el público local y se establezca con prontitud un efectivo sistema de alarma. En estos momentos se están desarrollando trabajos en los que se pretende explotar la potencial utilidad de los dispositivos "inteligentes" (PDA o Smartphones, entre otros) en este ámbito, mediante la

creación de aplicaciones que se conecten en red y en tiempo real, a un servidor donde se actualicen los datos y alertas (Open Geospatial Consortium, 2009; Kung et al., 2012).

G) Aplicación de modelos de simulación a los lahares tropicales

Como se ha indicado con anterioridad, en las últimas décadas el estudio de los deslizamientos en forma de lahares ha ido en aumento, propiciado fundamentalmente por el gran número de víctimas (30.734 víctimas mortales durante el siglo XX según Witham, 2005) y daños económicos que se han venido registrando. Gracias al estudio y evaluación de estos fenómenos y su impacto, se puso de manifiesto la necesidad de diseñar a partir de los datos reales (valores de velocidades de flujo, trayectoria o extensión alcanzada por la masa movilizada) modelos que permitan simular estos eventos catastróficos (Pierson et al., 1995), de forma que a partir de ellos se puedan definir y diseñar medidas para mitigar los efectos de los mismos.

En este sentido, el desarrollo de modelos de simulación que plantean múltiples escenarios para un mismo fenómeno, ha resultado de vital importancia, ya que si estas herramientas se usan con buen criterio permiten obtener resultados con un buen nivel de precisión y bajo coste, tanto económico como de tiempo, si se compara con otro tipo de técnicas.

La desventaja más destacable en la creación de los modelos de simulación de lahares reside en que al ser un fenómeno complejo es muy difícil de simplificar la realidad y generar un buen acoplamiento del aparato numérico donde se resuman las principales características físicas y reológicas de los mismos. Por ello, conforme se ha aumentado el conocimiento intrínseco de los lahares, se han ido desarrollando modelos más complejos que incorporan la nueva información.

En un primer momento, estos métodos basaban únicamente su funcionamiento en aproximaciones teóricas e hidrológicas de los fenómenos en una dimensión para la predicción del tiempo de tránsito (Takahashi, 1978 y 1980; Savage 1993; Mizuyama & Yazawa, 1987; Chen 1988 a y b; Laenen & Hansen, 1988), por lo que la falta de calibración, parametrización o escalado de los mismos supusieron un inconveniente importante a su uso generalizado. Por ello se crearon, a partir de los datos históricos disponibles, aproximaciones basadas en ecuaciones semi-empíricas calibradas estadísticamente (Iverson et al., 1998), con las que se obtenía una idea muy general del área de inundación de un determinado volumen, aunque sin tener en cuenta la capacidad de incorporación o deposición de material a lo largo del trayecto (ej. Schneider et al., 2006; Dávila et al., 2007; Hubbard et al., 2007; Huggel et al., 2008; Muñoz-Salinas et al., 2009).

Posteriormente la ampliación de los modelos desde una perspectiva geofísica más amplia, desembocó en la creación de métodos numéricos en 2 dimensiones (2D), cuyos resultados proporcionan mayor información y precisión a cerca de los sucesos que los empíricos. Estos métodos basan su funcionamiento en las ecuaciones de conservación de masa y *momentum* para simular la velocidad, el espesor y el desarrollo del un flujo que se desplaza por una superficie. La evolución de estos modelos ha ido de la mano de la concepción de los lahares como un flujo complejo formado por un esqueleto sólido y una fase fluida, por lo que se pueden diferenciar dos períodos. Los métodos más simples de la etapa inicial, dentro de los cuales se incluyen la adaptación de modelos concebidos para otro tipo de flujos en masa a los lahares (Delaite et al., 2004; Muñoz, 2004), y los de la segunda generación, (McDougall & Hungr, 2004; Bonet &

Rodríguez-Paz, 2005; Pitman & Le, 2005; Sheridan et al., 2005; Williams et al., 2008; Procter et al., 2010 y 2012) que poseen ecuaciones que disciernen y consideran las dos fases que conforman los lahares.

En los últimos años se viene trabajando en modelos 3D para la simulación del flujo, pero el coste computacional y temporal es todavía demasiado elevado. Diferentes métodos de simulación así como sus ventajas y desventajas se desarrollan posteriormente en el apartado 2.3.

Pese a la aplicación de estos modelos en estudios dirigidos a establecer el área de inundación de los lahares (ej. Williams, 2006; Schneider et al., 2008; Macías et al., 2008; Procter et al., 2010), a penas se ha prestado atención a la simulación de los flujos más pequeños que circulan a través de barrancos angostos (Pierson, 2010). La capacidad erosiva y de incisión de estos flujos resultan ser factores claves para considerarlos peligrosos desde el punto de vista de las comunidades cercanas y sus infraestructuras (especialmente de las vías de evacuación). Parte de la dificultad del estudio de estos lahares es la usual inaccesibilidad del área donde se producen y la falta de depósitos debido a la erosión y posterior incorporación de ese material al flujo. Este es precisamente el ámbito de estudio que se plantea a lo largo de esta tesis, así como la verificación y calibración de un modelo numérico que pueda servir de base a las autoridades para generar cartografía donde se plasmen estos riesgos y la amenaza que suponen para las poblaciones.

1.2.- Planteamiento del problema e hipótesis de la investigación

Conforme a lo descrito en el apartado 1.1 sobre la ausencia de estudios relativos a la canalización de lahares en zonas tropicales, se ha decidido paliar ese vacío y analizar los efectos que estos flujos suponen. Para ello se ha seleccionado el Volcán de Colima como área de estudio.

El estratovolcán tropical de Colima, también denominado Volcán de Fuego, es considerado el más activo de México. Posee una altitud estimada en 3.860 m s.n.m. y forma parte del Complejo Volcánico de Colima (CVC). Además este volcán constituye un claro ejemplo de la falta de estudios globales en la formación y en la prevención de lahares, mencionada anteriormente.

El Volcán de Colima (VdC) se caracteriza por poseer una actividad eruptiva significativa, que se ha manifestado intermitentemente durante los últimos 500 años. En los últimos siglos, esta actividad ha generado eventos con un índice de explosividad volcánica (VEI) 4, lo que se corresponde con erupciones de carácter Pliniano (Breton et al., 2002; Roverato et al., 2013), pudiendo destacar las de 1818 y 1913.Tras la erupción de alta energía de 1913 se han registrado fases intermitentes de menor intensidad, hasta que en 1998, 2010 y 2013 se produjo una renovación de la actividad, caracterizada por el colapso parcial de columnas vulcanianas, la generación de domos o la extrusión de lavas. Como consecuencia de estos colapsos se generaron gran cantidad de flujos de bloques y cenizas que se acumularon en los canales de drenaje del volcán.

Otro factor importante en la dinámica lahárica es la localización del Volcán de Fuego en la Zona de Convergencia Intertropical. Como su propio nombre indica, esta franja se caracteriza por ser un área de bajas presiones situada en la región intertropical, donde convergen las masas

de aire cálido y húmedo procedentes de latitudes al norte y sur del ecuador. La variación de posición de la Zona de Convergencia a lo largo del año afecta directamente a las precipitaciones, produciendo estaciones diferenciadas fundamentalmente por el grado de humedad. La estación húmeda se extiende de junio a octubre en el área de Colima, lo que provoca que sea en verano cuando se registran la mayor parte de los lahares, especialmente a partir del mediodía. Este hecho se debe a que por las tardes se generan lluvias locales intensas que arrastran los materiales acumulados previamente en los canales de drenaje como resultado de la actividad volcánica, hasta desarrollar importantes lahares.

Las peculiaridades climáticas descritas anteriormente se ven notoriamente afectadas por otros factores derivados de la ubicación del VdC, como la abrupta topografía o la vegetación. En cuando a la caracterización del relieve destacan las continuas variaciones de pendiente, que van de los 40 a los 10º a lo largo de la ladera, así como la presencia de "saltos" o "cascadas" a lo largo de la profunda red de drenaje que forman las barrancas del volcán. Concretamente, la elevación y orientación de las laderas del edificio volcánico influyen en que exista una distribución irregular de la precipitación. Este efecto se ve acentuado junto con el aumento de la escorrentía superficial cuando las barrancas poseen una cubierta vegetal bien desarrollada. La localización de las comunidades vegetales del VdC se encuentra estrechamente vinculada con la altitud, pudiendo destacar la presencia de bosque mesófilo de montaña (bosque de niebla) y formaciones de selva baja caducifolia. Precisamente la existencia de formaciones vegetales densas de pinos (fundamentalmente de *Pinus hartwegii* asociado a *Pinus rudis*, *Juniperus monticola*, *Pinus pseudostrobus*, *Abies sp*., *etc*.), o encinos (*Quercus sp*.) formando parte del bosque de niebla, supone un factor decisivo en el aporte hídrico derivado del escurrimiento. La presencia de estas especies arbóreas perennes supone la impermeabilización parcial del suelo por la producción de cera y resina. Además las acículas de los pinos tienden a acumularse en el suelo lo que disminuye aún más su capacidad de infiltración. Este cambio en las propiedades del substrato se relaciona con la mayor frecuencia de lahares al inicio de la estación húmeda (Capra et al., 2010), ya que posteriormente la acumulación de cera y resina combinada con acículas es arrastrada por lluvias de mayor intensidad y su efecto desaparece. Por último, la existencia de abundante vegetación en los márgenes de las barrancas supone un importante aporte de material vegetal adicional para los lahares.

Como resultado de la combinación de los factores anteriores se facilita la canalización y variación reológica de los lahares que se forman en las barrancas del Volcán de Colima, aumentando la distancia total que pueden alcanzar y su capacidad destructiva.

El VdC se ubica en la república Mejicana, concretamente en el límite administrativo de los estados de Colima y Jalisco, por lo que la división territorial de competencias hace que sea más compleja su gestión. Precisamente las Administraciones de los dos Estados son las responsables de gestionar la seguridad de la población que habita en las inmediaciones del VdC, estimada en unas 10.000 personas en un entorno de 12-15 km. Estas sociedades se caracterizan por un profundo arraigo a la tierra donde habitan, ya que en la mayoría de los casos la agricultura y ganadería son sus principales fuentes de ingresos y subsistencia. Las principales actividades económicas se desarrollan en los sectores del volcán donde la topografía deja de ser tan accidentada, consistiendo fundamentalmente en la cría de ganado bovino y el cultivo extensivo de caña de azúcar o sorgo. Las poblaciones con mayor vulnerabilidad frente al volcán son La Yerbabuena (8 km del cráter), en el estado de Colima, y Juan Barragán (9,5 km) en Jalisco.

1- INTRODUCCIÓN

Los principales daños ocasionados por los lahares a los que ha de hacer frente la población local son la pérdida de vidas humanas, sepultamiento o aflicción de heridas severas si llegan a ser alcanzados por uno de estos eventos, así como pérdidas económicas al cubrirse los campos fértiles, ganado o inmuebles con árboles, peñascos u otros sedimentos que los lahares arrastran a su paso. Un ejemplo de las consecuencias de la canalización de estos flujos fue la catástrofe acontecida en la localidad de Atenquique en 1955 en la que 23 personas perdieron la vida al inundarse la barranca donde se ubica el municipio (Saucedo et al., 2008). Más recientemente, en el año 2000, otra localidad del Estado de Colima llamada Becerrera se vio afectada por el aterramiento de viviendas y campos de cultivo. También suelen verse afectadas las infraestructuras viarias, como puentes, caminos y carreteras, o las comunicaciones, cuyos restos se incorporan al movimiento produciendo un mayor grado de devastación. Muestra de ello es la destrucción de dos torres eléctricas situadas en el tramo final de la barranca de Montegrande por lahares en 1999 y 2007.

Atendiendo a una revisión bibliográfica exhaustiva de los trabajos realizados por los diferentes investigadores en el VdC se aprecia cierta dispersión temática, fomentada principalmente por la falta de integración de los conocimientos alcanzados en trabajos previos como los que se muestran a continuación.

Diversos autores como Saucedo et al., 2002, 2004, 2005 y 2010, Cortés et al., 2005, Macías et al., 2006, Verma & Lhur, 2010 o Roverato et al., 2013, centran su trabajo en el origen e historia eruptiva del Volcán de Fuego, debido principalmente al interés despertado por las erupciones históricas (siglos XIX y XX) VEI 4 y el aumento de la actividad registrada desde 1998 a la actualidad.

Son numerosos los trabajos relativos a la estratigrafía, cronología y geoquímica de los depósitos de piroclastos asociados al colapso de las columnas de ceniza y la actividad eruptiva del Volcán de Colima (Saucedo et al., 2004; Namikawa, 2006; Sarocchi, 2007; Lhur et al., 2009: Capra et al., 2010; Sarocchi et al., 2011; Roverato et al., 2013), así como los referentes a la modelización de la dispersión de las cenizas generadas en estos eventos, con los que se pretende determinar el peligro que suponen para las comunidades cercanas (Saucedo el at., 2005; Sulpizio et al., 2010; Bonasia et al., 2011).

Otras investigaciones llevadas a cabo, aunque menos numerosas, son las dedicadas al estudio del ámbito tectónico; tanto de carácter regional, donde destacan las consagradas al estudio y evaluación de la localización del VdC dentro del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y sus implicaciones (Garduño-Monroy et al., 1998; Domínguez et al., 2001; López-Loera et al., 2011), como a nivel local. En este último ámbito de trabajo se engloban los trabajos que relacionan la actividad del VdC con el registro de señales sísmicas (Zobin et al., 2009; Arámbula-Mendoza et al., 2011; Vázquez et al., 2015), así como los enfocados al análisis de la existencia de evidencias de sucesivos colapsos parciales del edificio volcánico a lo largo de la historia (Robin et al., 1987; Lhur & Prestegaard, 1988; Komorowsky et al., 1997; Cortés et al., 2009). Estos colapsos han dado lugar a la presencia de depósitos de avalancha que han sido estudiados por autores como Stoopes & Sheridan en 1992 o Capra et al. (2002). La Dra. Capra fue un paso más allá y relacionó la ocurrencia de estos colapsos volcánicos con cambios climáticos acusados que trajeron con sigo un aumento de la humedad, como es el caso del deshielo posterior al Younger Dryas (Capra, 2006).

Entre los trabajos relativos a los flujos laháricos en el VdC destacan los que versan sobre el origen de los flujos y la caracterización de los depósitos. Dentro de los dedicados al estudio de los mecanismos de iniciación existen autores como Macías et al. (2006) que han centrado su atención en la relación existente entre los eventos eruptivos de VEI≥ 2 y la generación de lahares, mientras que otros investigadores analizan la influencia que las condiciones climáticas actuales (Saucedo et al., 2008) suscitan en la generación de estos fenómenos. En este grupo destacan los trabajos de Capra et al., 2010 y 2012 o Vázquez et al., 2014 y 2015 donde se establece la relación entre la cantidad de lluvia efectiva, es decir la fracción de precipitación total que llega a formar parte del flujo lahárico, ya sea de forma directa o por escurrimiento, y la ocurrencia de lahares. En cuanto al estudio de los depósitos generados son relevantes los trabajos sobre sedimentología realizados por Saucedo et al. (2008), Cortés et al. (2009) o Capra et al. (2010), además de los dedicados a la recolonización vegetal tras la perturbación ocasionada (Biondi et al., 2003; Franco-Ramos et al., 2013). También se conocen estudios sobre el volumen de los eventos, obtenidos a partir de estimaciones aproximadas (Gavilanes-Ruiz, 2003), así como análisis espacio-temporales de los drenajes por los que se encauzan los lahares realizados mediante el empleo de imágenes espectrales (Dávila et al., 2007).

Además de la obtención de datos *in situ*, o mediante la utilización de sensores remotos, existe una red de vigilancia volcánica activa en el Volcán de Fuego, dependiente del Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima en colaboración con el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Esta red cuenta con un complejo instrumental científico que conforma un sistema integral dividido en 3 subsistemas; 1) monitoreo visual, 2) sísmico y 3) pluvial, cuyos objetivos se explicarán más ampliamente en el apartado 3.3.

El interés que los lahares suscitan en la comunidad científica se centra fundamentalmente en el riesgo que entrañan para la población local, ya que es frecuente la generación anual de los mismos durante la estación de lluvias (junio-octubre) y la afección de las infraestructuras adyacentes (como puentes, líneas de alta tensión y caminos rurales), aunque no existen trabajos que evalúen este problema.

Los estudios más afines al respecto, aunque sin llegar a valorar el riesgo real, son el de Dávila et al. (2007), en el que se aplica un modelo empírico en la simulación de lahares para crear un mapa de peligrosidad, el de Gavilanes-Ruiz et al. (2009), en el que se analizan los factores que influyen en la percepción del riesgo volcánico general en la población, o el de Muñiz et al. (2005), sobre el impacto social que supone el desalojo de una población. Este último trabajo es el único que otorga un mayor peso al componente social, centrándose en los desajustes económicos y sociales acontecidos por la reubicación en 1999 de la comunidad que residía en la localidad de La Yerbabuena, como consecuencia de la actividad del Volcán de Colima. También es destacable, debido a su carácter precursor, la investigación de García Castillo (2010), en la que se analiza el posible efecto económico de la caída de ceniza en los cultivos de caña y ágave azul presentes en las faldas del volcán, aunque no entra dentro de la temática de estudio de esta tesis.

Para intentar predecir el recorrido de los lahares, así como la magnitud de los mismos, e identificar qué infraestructuras o poblaciones podrían verse afectadas por ellos, se propone la realización de un estudio multidisciplinar en el que se integren metodologías clásicas del estudio físico de los lahares junto con técnicas hidrometeorológicas y erosivas.

Basándonos en esta idea y teniendo en cuenta las características específicas del VdC, esta investigación se asienta sobre las siguientes hipótesis:

- La intensidad de los lahares viene definida por la combinación de dos factores; la existencia de un clima tropical y las fuertes pendientes que caracterizan el edificio volcánico. Partiendo de la concepción de que el único aporte de agua desencadenante de los lahares en el VdC es la precipitación, tanto la directa, como la aportada por escurrimiento de la vegetación, un aumento de la escorrentía sumado a la existencia de fuertes pendientes en el edificio volcánico supondrá un incremento de la capacidad destructiva de los lahares.

- La existencia de profundas barrancas que surcan las laderas del volcán favorecerá la canalización de los lahares a través de ellas, incrementándose a su vez el alcance de los mismos y por tanto su área de inundación.

- Un aumento de la actividad volcánica supondrá un incremento en el volumen de material no consolidado disponible a ser transportado y una mayor inestabilidad del edificio, lo que se traduce en un posible aumento de la magnitud y frecuencia de lahares.

- Dada la presencia de una red de vigilancia volcánica activa, se pretende potenciar el aprovechamiento de la misma en la obtención de información precisa y actualizada para la prevención de lahares, de forma que se aumente la eficacia de la gestión.

- Posibilidad de mejorar la eficacia relativa de los modelos de simulación de lahares mediante su calibración e implementación a eventos canalizados, de forma que se valide su empleo como metodología global.

1.3.- Objetivos y Organización de la tesis

El objetivo general que se pretende alcanzar con esta investigación se puede resumir en:

- caracterizar los lahares que se canalizan por las barrancas del Volcán de Fuego de Colima (México), y prever su comportamiento mediante la aplicación de metodologías integradas.

A partir de la línea de estudio general anterior, se pueden extraer los siguientes objetivos parciales:

- Identificar y caracterizar los factores que originan y promueven la formación y canalización de lahares en el Volcán de Colima.

- Delimitar las implicaciones de la canalización de los flujos laharicos desde una perspectiva física, de forma que se alcance un enfoque global en su percepción.

- Validar el estudio de los lahares desde un punto de vista multidisciplinar mediante la

aplicación integrada de técnicas que se consideran adecuadas a las necesidades. Es decir cuya relación coste-beneficio se considera asumible.

- Calibrar y verificar la aplicación de un modelo predictivo de lahares en el que se plantean posibles escenarios a los que han de hacer frente las comunidades locales.

- Contribuir a mejorar el conocimiento de los lahares que se producen en el Volcán de Colima con el fin de adoptar medidas preventivas adecuadas y mejorar la gestión de su riesgo.

La tesis se desarrolla en un total de siete capítulos, siendo éste el primero de ellos. Este ***primer capítulo*** se corresponde con la introducción al estudio, abarcando la definición de conceptos básicos sobre el origen, efectos y estado del arte de los lahares en latitudes tropicales, especialmente en el área del Volcán de Colima (fig.7). En el ***segundo capítulo*** se recogen los fundamentos teóricos de la metodología aplicada, mientras que en el ***tercero*** se desarrollan las características geográficas del emplazamiento estudio, así como la relación de éstas con la formación de lahares en la barranca de Montegrande, situada en la vertiente SW del volcán. La elección de esta barranca se debe fundamentalmente a la frecuente ocurrencia de lahares, lo que se refleja en la existencia de unidades de monitoreo pertenecientes a la red de vigilancia de la Universidad de Colima a lo largo de su trazado.

Partiendo de la hipótesis de que los procesos laháricos del Volcán de Colima se generan teniendo como único aporte hídrico la precipitación, se realizará un análisis de su importancia como recurso y amenaza en el contexto de estudio. Para tal fin, en el ***capítulo 4*** se propone la delimitación y análisis del comportamiento de las cuencas de captación de las diferentes barrancas por las que se canalizan los lahares. Este análisis se llevará a cabo mediante la aplicación integrada de métodos hidrometeorológicos tradicionales combinados con el empleo del software Arc GeoWEPP, en el entorno de ArcGIS, para la simulación de las tasas de erosión y sus potenciales escenarios. El análisis anterior se completará con la aplicación de un modelo de simulación numérica, denominado SPH, con el que se pretende predecir el trazado y forma de dispersión de los lahares. Previamente a su aplicación sobre el terreno, en el ***capítulo 5*** se realiza un análisis de sensibilidad de los principales parámetros que gobiernan el modelo. En el ***capítulo 6*** se recogen los principales resultados de la calibración y verificación de la aplicación de SPH a los lahares del Volcán de Colima, utilizando como base la información derivada del análisis realizado en el capítulo 4.

Por último, el ***capítulo 7*** engloba el análisis y discusión de los resultados obtenidos a lo largo de la investigación, así como a la validación de la metodología y propuesta de futuras líneas de investigación.

Tras la bibliografía (***capítulo 8***) se incluyen dos ***Anexos***, donde se desarrolla la actividad eruptiva y lahárica que caracteriza al Volcán de Colima (VdC).

Todos los capítulos anteriores se resumen en el esquema de la figura 7.

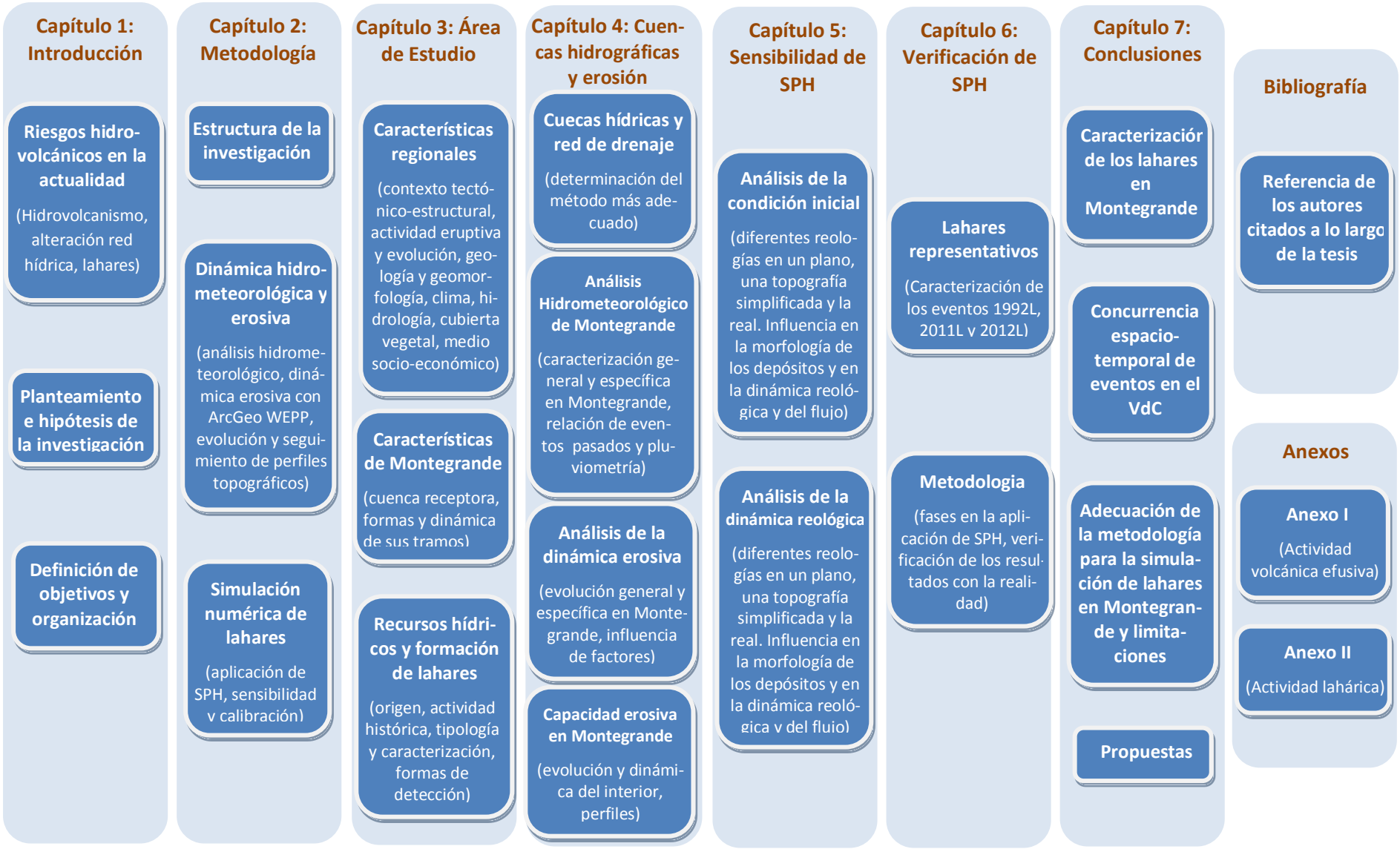


Fig.7. Organización y resumen del contenido de los capítulos de la tesis.

CAPÍTULO 2.- METODOLOGÍA

En las últimas décadas el estudio de los flujos hidrovolcánicos ha ido en aumento, propiciado fundamentalmente por el gran número de víctimas y daños económicos que se han venido registrando.

Conforme ha aumentado el interés suscitado por estos eventos en la comunidad científica, también se ha producido un desarrollo de las técnicas empleadas en su estudio, hecho que se ha citado anteriormente en el apartado 1.1.

Las principales ciencias que se han encargado del estudio de los lahares hasta la fecha han sido la geología, la geofísica y la geomorfología, por lo que los métodos y técnicas empleadas se corresponden con los enfoques teóricos desarrollados de manera específica por cada una de ellas.

Para alcanzar los objetivos propuestos en la presente investigación ha sido necesario combinar técnicas procedentes de diversas ciencias. A continuación se procede a la descripción general de los métodos usados en el estudio del comportamiento de los lahares en el Volcán de Colima.

2.1 Estructura de la investigación

El presente estudio estudia la frecuente ocurrencia de lahares en el Volcán de Colima (VdC), y sus diversas afecciones en el entorno, tanto en el natural, como en el antrópico. Para caracterizar y prever el comportamiento de los lahares que habitualmente se canalizan por las barrancas del Volcán de Colima (VdC), y en especial a los producidos en la barranca de Montegrande, se ha aplicado un conjunto de técnicas cuyos resultados resultan complementarios entre sí. A continuación se describe someramente el planteamiento de la investigación llevada a cabo.

La primera fase de la investigación consistió en la recopilación y búsqueda exhaustiva de información acerca del VdC y sus peculiaridades, así como de trabajos previos en los que basar el estudio. Se partió del conocimiento de las características geográficas generales del territorio y su compleja evolución según diferentes criterios, como el tectónico-estructural, eruptivo, geológico, geomorfológico, climático, hídrico, vegetal o socioeconómico (***capítulo 3***). Tras este primer encuadre de la dinámica del área de interés, y observada la complejidad que entraña, se procedió a revisar la ocurrencia y efectos de los lahares pasados (***Anexo II***).

Una vez entendida la magnitud del problema e identificadas las áreas afectadas por la sucesión de lahares, se decidió acotar el análisis a una de las barrancas más activas en la formación de lahares. En la elección de la barranca de estudio se tuvo en cuenta, además de los factores anteriores, la posible afección de estos eventos a poblaciones aledañas, así como la disponibilidad de datos de campo actuales y pasados. La barranca elegida fue Montegrande, situada en la vertiente SW del volcán y en cuyas proximidades se ubica el municipio de Quesería con 8.600 habitantes aproximadamente. Esta barranca cuenta además con un sistema integral de alerta lahárica, con unidades de monitoreo pertenecientes a la red de vigilancia de la Universidad de Colima a lo largo de su trazado, lo que permite obtener datos in situ de manera semiautomática. Se acordó con las autoridades el empleo de algunos de estos registros como base para la investigación, fundamentalmente sobre pluviometría, humedad del suelo e

imágenes de los eventos. Esta información resultó insuficiente para el estudio, por lo que se tuvo que completar con datos recogidos *in situ* durante las campañas de campo realizadas en 2011 y 2012, así como otras fuentes de acceso público, como registros meteorológicos, censos de población de los municipios situados en el entorno del Volcán de Colima, o imágenes de satélite. Tras ello se procedió a diseñar una metodología de análisis donde se integrase de forma eficiente toda la información disponible con el objetivo de mejorar la comprensión a cerca de los lahares, ya que hasta el momento no se ha conseguido entender en detalle los mecanismos de formación y dispersión de estos eventos (***capítulo 2***).

En función del enfoque temporal de los datos de partida se diferenciaron dos ramas de análisis. Por un lado se estudió la ocurrencia de eventos pasados, con el ánimo de que los resultados del mismo sirviesen de base para caracterizar y prever eventos futuros, y por otro se analizó el contexto actual en el que se producen los lahares.

El estudio a cerca de los lahares ocurridos en el pasado, englobó el análisis y comparación de la información de los eventos obtenida de diversas fuentes, como publicaciones científicas, informes oficiales, tesis,… con registros de actividad volcánica o pluviometría. De esta manera se acotaron los principales factores que pudieron influir en la formación de los lahares, con especial interés en la barranca de Montegrande, y los efectos producidos en su entorno. Además se identificaron algunos de los parámetros más importantes de estos lahares, como su volumen, tipo de flujo, duración, depósitos,…

Una vez identificados los factores desencadenantes de los eventos pasados se procedió al estudio de su dinámica en el presente, aunque con grandes limitaciones. La primera de ellas fue la incapacidad de predecir de forma precisa la ocurrencia de fases efusivas del volcán y por tanto del volumen de material disponible a ser arrastrado por los lahares. Pese a ello se asumió que la intermitente actividad del VdC y la constante construcción y destrucción de domos en el cráter (A***nexo I***), así como la existencia de depósitos laháricos previos en el interior del canal de las barrancas, permite la presencia permanente de material suelto potencialmente arrastrable, incluso sin que se produzca una fase efusiva del VdC.

Tras ello se procedió a analizar la información meteorológica disponible, pero al ser muy puntual y limitada en el tiempo, los datos se tuvieron que extrapolar al área de interés. Para ello se recurrió a un análisis hidrometeorológico (***capítulo 4***). Primero se caracterizó regionalmente el entorno del VdC. Se delimitó la red de drenaje y las cuencas hídricas de las principales barrancas, y se extrapoló los valores de precipitación, temperatura y evaporación según la altitud en un SIG. Posteriormente se acotó el estudio a la barranca de Montegrande, donde se relacionó la ocurrencia de lahares en el periodo 2007-2011 con la precipitación acumulada e intensidad de lluvia en ese área, así como con los registros de humedad del suelo disponibles. Como resultado se obtuvo el valor de cada uno de los parámetros anteriores a partir del cual se produjo la formación de lahares. Es decir la capacidad de retención del agua de lluvia acumulada en el suelo (capacidad de campo) y la influencia de la intensidad de lluvia, en el origen de los lahares. Complementariamente se relacionó la ocurrencia de eventos en Montegrande con la generación simultánea de lahares en otras barrancas del VdC por un mismo aguacero, como La Lumbre o La Arena, de forma que se observasen las diferencias y semejanzas en su comportamiento.

Para cuantificar el volumen de material susceptible a ser incorporado a los eventos laháricos como consecuencia de la precipitación acontecida e identificar las zonas donde se produce el mayor aporte de detritos, se analizó la situación de las laderas por las que discurre el agua. Se partió de un análisis general de las principales barrancas del VdC por donde se canalizan los lahares, y se terminó con el estudio específico de Montegrande. Para ello se utilizó un modelo de erosión denominado GeoWEPP, donde se integró información topográfica, climática, geológica, granulométrica y de cubierta vegetal. Los resultados sobre dinámica erosiva permitieron evaluar la importancia de los diferentes factores en los lahares, así como la influencia de los lahares en la situación actual de algunos de ellos, como el mosaico de vegetación.

El análisis anterior se realizó con la única topografía de resolución adecuada disponible, Lidar de 2005 (5x5m), por lo que para efectuar un análisis erosivo/sedimentario real y actualizado se tuvo que completar con datos in situ obtenidos durante las campañas de campo realizadas en 2011 y 2012. Los cambios geomorfológicos producidos en el interior de la barranca de Montegrande durante ese periodo se registraron en 16 perfiles transversales, donde se representaron datos de altura máxima del evento y las modificaciones topográficas generadas en su canal. Estos datos se trataron en Matlab, obteniendo como resultado la evolución erosivo/sedimentaria real del interior de la barranca de Montegrande en relación con las condiciones hidrometeorológicas predominantes en el área, y los volúmenes removidos y sedimentados durante el periodo de análisis.

Por último, se combinaron técnicas de detección remota con datos de campo e informes para delimitar las zonas del territorio que se han visto afectadas por los lahares históricamente, lo que permitió recalcular el volumen total de material transportado por algunos eventos de interés (***todo ello se desarrolla en el capítulo 4***).

El contraste de los resultados alcanzados hasta el momento permitió caracterizar de forma detallada la ocurrencia de lahares en el VdC, así como estimar los principales parámetros característicos de los eventos.

Una vez caracterizado el comportamiento de los lahares canalizados por la barranca de Montegrande se procedió a la simulación de tres de ellos (***capítulo 6***). La elección de los eventos atendió a la representatividad de los mismos en relación al abanico de naturalezas de los flujos que se producen en el área de estudio, y a la disponibilidad de información más o menos detallada de cada uno de ellos. Los resultados de las simulaciones con el modelo numérico SPH, tanto el trazado de los eventos, como el punto de parada, el volumen, la altura o la velocidad alcanzadas, se compararon con los resultados de la caracterización de los lahares realizada con anterioridad, para verificar la adecuación de la utilización del modelo numérico SPH en la simulación de los lahares del VdC.

Previamente a la aplicación de SPH en el área de estudio hubo que analizar su sensibilidad y proceder al calibrado del modelo (***capítulo 5***).

El planteamiento de la investigación desarrollado anteriormente se resume en la figura 8 y complementa la descripción realizada en la figura 7.

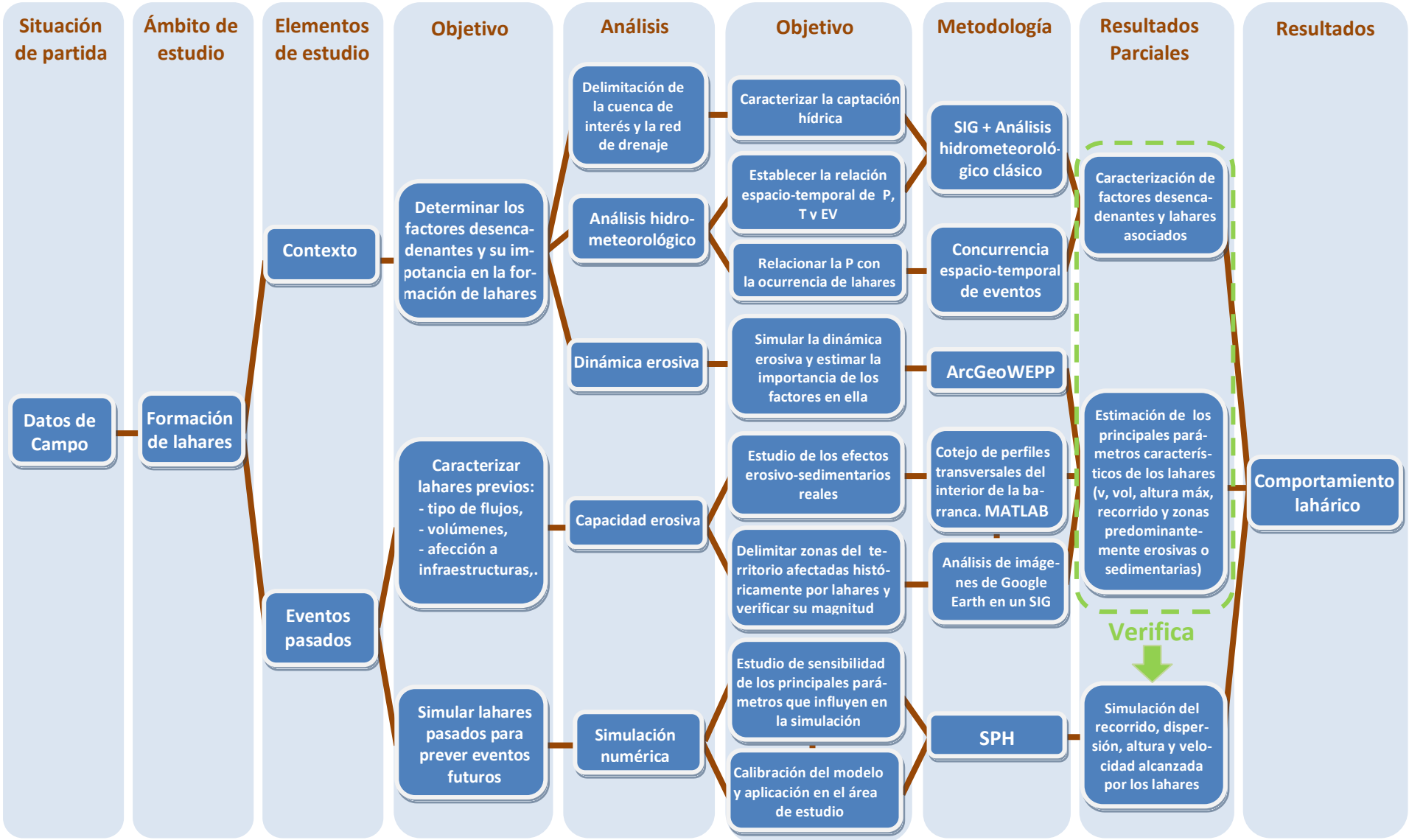


Fig.8. Esquema conceptual en el que se estructura la investigación. *Leyenda: P: precipitación, T: temperatura, EV: evaporación, v: velocidad, y vol: volumen.*

2.2.- Análisis de la hídrología y dinámica erosiva de las barrancas

Como ya se ha comentado con anterioridad, el único aporte de agua que promueve la formación de lahares en el Volcán de Colima es la precipitación. Por este motivo fue necesario realizar un análisis detallado de los datos meteorológicos del área.

La metodología empleada combinó técnicas tradicionales, como son los análisis hidrometeorológicos, con técnicas más innovadoras, como son los Sistemas de Información Geográfica (SIGs). Este enfoque multimetodológico abarcó tanto aspectos puramente hídricos, como de erosión potencial asociada, donde destacó el empleo del software ArcGeoWEPP, que permitió obtener, no solo una delimitación más exhaustiva de las diferentes cuencas, si no también una simulación de la tasa de erosión a la que se ven sometidas cada una de ellas como consecuencia de la precipitación.

Además, el estudio anterior se complementó con el análisis y seguimiento de la morfología del interior de la barranca de Montegrande, donde se centró la investigación. Para ello se trazaron perfiles topográficos transversales de la misma, lo que permitió observar los cambios acontecidos tras la ocurrencia de determinados eventos laháricos a lo largo del periodo 2011-2012.

Por último, se realizó un análisis visual de las imágenes disponibles en Google Earth y se delimitó en un SIG las zonas que se vieron afectadas por los lahares, de manera que sirvieran de base para el cálculo de la magnitud de los eventos y se confirmase o no la veracidad de los valores propuestos por otros autores.

Este estudio multimetodológico permitió complementar e incluso verificar la información obtenida de la simulación de lahares con SPH, mejorando la comprensión del comportamiento de estos eventos en el Volcán de Colima.

2.2.1 Análisis Hidrometeorológico

En este apartado se desarrolla un conjunto metodológico empleado tradicionalmente en los análisis hidrometeorológicos, que engloba el estudio de los parámetros climáticos y la respuesta hidrológica del suelo, aunque adaptado a las tecnologías actuales, los SIGs.

A) Delimitación de cuencas y su red de drenaje

En primer lugar se delimitaron las cuencas hídricas en el entorno de las barrancas que surcan el cono del volcán, de forma que se concentrase el análisis en unidades hidrográficas superficiales independientes. Para la delineación de estas unidades, así como la identificación de la red de drenaje dentro de ellas, se emplearon tres métodos basados en los SIGs. Dos de ellos partieron de la aplicación directa del módulo hidrológico del que dispone ArcGIS 10 (denominado *Hidrology)*, y el tercero del uso indirecto de este mismo software como plataforma para el modelo de simulación ArcGeoWEPP.

Dentro del módulo hidrológico de ArcGIS se emplearon dos herramientas. La primera de ellas fue la denominada *basin*, en la que el programa delimitó automáticamente la extensión

general de todas las posibles cuencas que englobaba el DEM de estudio, a partir de la estimación de sus puntos de cierre de flujo (pour points). La segunda fue *watershed*, en la que a diferencia de la anterior es el usuario el que establece los puntos de cierre de cada cuenca de interés, lo que posibilitó un análisis individualizado. En cualquiera de los dos casos, el análisis partió de la creación de ficheros raster de dirección y acumulación de flujo, basados en el método de los 8 vecinos. Este cálculo se realizó automáticamente, teniendo en cuenta el valor de los 8 pixeles colindantes al píxel de interés durante el proceso.

Tras la obtención de los ficheros anteriores se procedió a la definición de un umbral de flujo y acumulación para el trazado de la red hídrica, de forma que se diferenciasen el trazado principal y los afluentes. En el caso de *watershed*, además se calculó el orden de importancia de los tramos con el método Strahler, así como los puntos de unión y cierre de la red. El método Strahler supone un incremento del orden de la corriente cuando se cruzan dos drenajes del mismo orden en la red. La elección de los puntos de cierre de la red permitió al usuario elegir conscientemente el ámbito de estudio y delimitar la cuenca hidrográfica, o una parte, de interés.

El tercer método consistió en la aplicación del modelo de simulación ArcGeoWEPP, cuyas características específicas se desarrollan en el subapartado 2.2.2, en su vertiente puramente hídrica. Para ello, y en relación al cálculo de la red de drenaje, el usuario tuvo de especificar dos parámetros; el área crítica de captación (CSA) y la mínima longitud del canal de captación (MSCL). El CSA hace referencia a la superficie mínima necesaria para generar un canal, es decir el valor del área de captación más pequeño que se considera para el trazado de la red de drenaje. El concepto anterior se complementa con la MSCL, siendo ésta la distancia más corta recorrida por un canal de primer orden antes de converger con otro, es decir la mínima longitud considerada que ha de cumplir un tramo para que se clasifique como tal. Estas especificaciones por parte del usuario permitieron a TOPAZ (TOpographic PArameteriZation Software), modulo topográfico de análisis que incorpora ArcGeoWEPP, calcular la dirección y acumulación de flujo.

El trazado de la red hídrica resultante (fig.9.) se vio profundamente influenciado por la resolución de la topografía empleada, mientras que la densidad de la red fue determinada por los valores de CSA y MSCL.

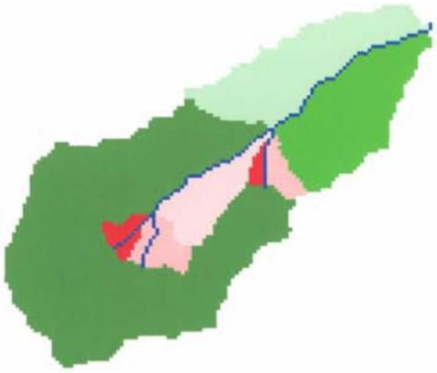


Fig.9. Ejemplo de trazado de una red hídrica con GeoWEPP.

El procedimiento empleado en el cálculo de la red de drenaje de los tres métodos anteriores, fue el mismo (8 vecinos), lo que permitió en cierto modo que los resultados fuesen comparables.

B) Análisis hidrometeorológico

Una vez delimitadas las cuencas, establecida la red de drenaje y seleccionada la información meteorológica disponible, se realizó el cálculo de una serie de parámetros hidrometeorológicos en el entorno del volcán, pudiendo destacar la extrapolación de los valores de Temperatura, Precipitación y Evaporación, en ArcGIS, así como la caracterización pluvio-lahárica de sus barrancas, en especial de Montegrande.

Para el análisis de la evolución espacial y altitudinal de la Temperatura, Precipitación y Evaporación, se siguió la metodología propuesta por Fries et al. (2012). Estos autores propusieron un método para la elaboración de cartografía adaptada al gradiente altitudinal, dividido en 4 pasos. El primero de ellos consistió en el *cálculo de la media mensual* y posteriormente *anual* de los parámetros de estudio de cada estación considerada, excluyendo aquellos meses con más de 8 días sin información (New et al., 2000; Dai, 2006). Tras la criba inicial se ajustaron los valores previos a una *altitud de referencia* mediante la siguiente expresión (ec.2.1).

$$P_{Zdet} = P + (m \cdot (Zdet - Z) \qquad \textbf{ec.2.1}$$

donde:

P_{Zdet}=Valor del parámetro estudiado en la altitud de referencia
P = Valor real del parámetro estudiado en la estación
m = Gradiente altitudinal o pendiente
Z_{det} = Altitud de referencia
Z = Altitud real de la estación

Una vez normalizados los datos a la altitud de referencia, se produjo su *extrapolación geoestadística* mediante dos métodos, Kriging e IDW. Para ello se utilizó el módulo de análisis espacial del programa ArcGIS 10.

El método Kriging cuantifica la estructura espacial de los datos mediante el uso de variogramas estadísticos, asumiendo que los datos más cercanos a un punto conocido tienen mayor peso o influencia sobre la interpolación. Este método también es capaz de elaborar mapas de probabilidades y cuantiles (Johnston et al. 2001), pero como menciona Benmostefa (2006), requiere de supuestos estadísticos muy fuertes, como la existencia de una fuerte estacionalidad. Por su parte, el IDW o método de ponderación de distancias inversas (Burrough y McDonnell 1998) es similar al Kriging, ya que da más peso a los valores cercanos a un punto, pero posee una menor complejidad del cálculo porque emplea un algoritmo simple basado en la relación inversa de la distancia para establecer el peso de los valores (Johnston et al. 2001; Schloeler et al. 2001). Este hecho resulta en una mayor agilidad en los cálculos, así como a una tendencia a producir patrones poco reales conocidos como "ojo de buey" alrededor de los puntos muestreados.

Por último, se *reconstruyó la distribución altitudinal* del parámetro de estudio a partir de los resultados de su extrapolación y el DEM del área correspondiente al año 2005. En concreto se empleó la siguiente expresión:

$$P_{rec} = P_{Zdet} + ((m) \cdot (DEM - Zdet) \qquad \textbf{ec.2.2}$$

donde:

P_{rec}=Valor del parámetro estudiado en función de la altitud
DEM = Modelo digital de elevación

Tras la reconstrucción altitudinal de los resultados en base a la topografía de 2005 se comprobó la veracidad de los mismos comparando los valores obtenidos con dos altitudes de referencia diferentes, ya que ambos casos tenían que proporcionar la misma cartografía final.

Para la caracterización pluvio-lahárica de la barranca de Montegrande, se recopiló toda la información pluviométrica disponible de tres de las barrancas más activas en cuanto a formación de lahares del volcán, Montegrande, La Lumbre y La Arena, y se relacionó gráficamente con la ocurrencia de determinados eventos en el periodo 2007-2011. Se comparó la duración de los eventos, se estimó su intensidad (ec.2.3 y 4) y lluvia acumulada en un intervalo temporal cercano a la formación de los lahares, se observó la variabilidad espacial de los aguaceros entre las barrancas y se completó la información anterior con datos de humedad del suelo cuando fue posible.

$$I_N = \sum \frac{P_N - P_{N-1}}{t_N - t_{N-1}} \qquad \textbf{(Ec.2.3)}$$

$$\bar{I_N} = \frac{\sum_{N=1}^{nI} I_N}{n_I} \qquad \textbf{(Ec.2.4)}$$

donde

I_N = intensidad instantánea
P_N = precipitación acumulada en el tiempo t_N
t_N = tiempo en el que se produce la precipitación
n_I = número de intensidades
$\bar{I_N}$ = intensidad media del intervalo en el tiempo t_N

Precisamente la escasez de registros amplios de precipitación y sobre todo de humedad del suelo, limitada esta última a eventos de junio y julio de 2011 en las barrancas de Montegrande y La Lumbre, no permitió la obtención de unos resultados representativos, aunque sí de un umbral provisional de la capacidad de campo.

Los datos obtenidos de este análisis fueron de vital interés en la caracterización hídrica del área de influencia directa y la formación de lahares, especialmente en la barranca de Montegrande.

2.2.2 Dinámica Erosiva

Después de haber caracterizado la importancia de la fase hídrica en la generación de los lahares en el Volcán de Colima mediante el análisis hidrometeorológico anterior, se consideró preciso conocer la posible implicación que ésta tiene en la erosión del edificio y el potencial aporte de sedimentos (fase sólida) que supone al flujo lahárico. Con esta finalidad, se empleó el modelo de simulación ArcGeoWEPP en el análisis temporal de la dinámica erosiva general del Volcán de Colima, así como de la barranca de Montegrande. Las principales características de este modelo se resumen a continuación.

A) Modelo de simulación ArcGeoWEPP

Esta metodología se sirve de una interfaz geo-espacial en el entorno de ArcGIS para la aplicación del proyecto de predicción de la erosión hídrica (WEPP, Water Erosion Prediction Project) desarrollado por el grupo de investigación del LESAM , perteneciente al departamento de Geografía de la Universidad Estatal de Buffalo (SUNY UB) y al Centro Nacional de Información Geográfica y Análisis (NCGIA). Este grupo colaboró en su desarrollo con el Departamento de Agricultura y Servicio Forestal de los EE.UU. (USDA- FS), la Agencia de Protección del Medioambiente (US EPA), así como instituciones gubernamentales de diversa índole (fig.10).

Gracias a este apoyo e interés institucional, WEPP se perfila como la herramienta de evaluación de la erosión del suelo que se empleará en la generación de las futuras políticas de conservación de suelos en USA.

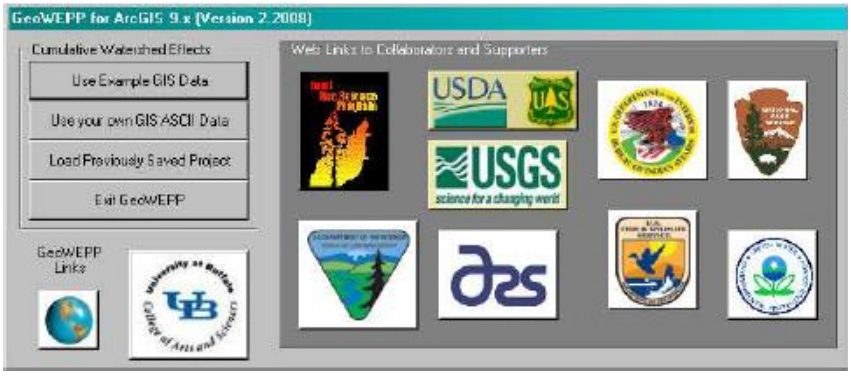


Fig.10. Captura de la pantalla inicial de GeoWEPP.

El modelo WEPP se clasifica como un *modelo numérico paramétrico* que permite la delimitación y simulación *continua* de la erosión hídrica sufrida por pequeñas cuecas hidrográficas (subcuencas) y/o en laderas incluidas en una cuenca de mayor entidad (fig.11). De hecho la naturaleza del modelo WEPP, basada en procesos geomorfológicos erosivos y factores que los controlan a diferentes escalas (parcelas, laderas y cuencas), hace posible que se aplique a cuencas no monitorizadas sin necesidad de calibración (Minskowski & Renschler, 2002; Regoyos, M., 2003; Renschler, C. S., 2003).

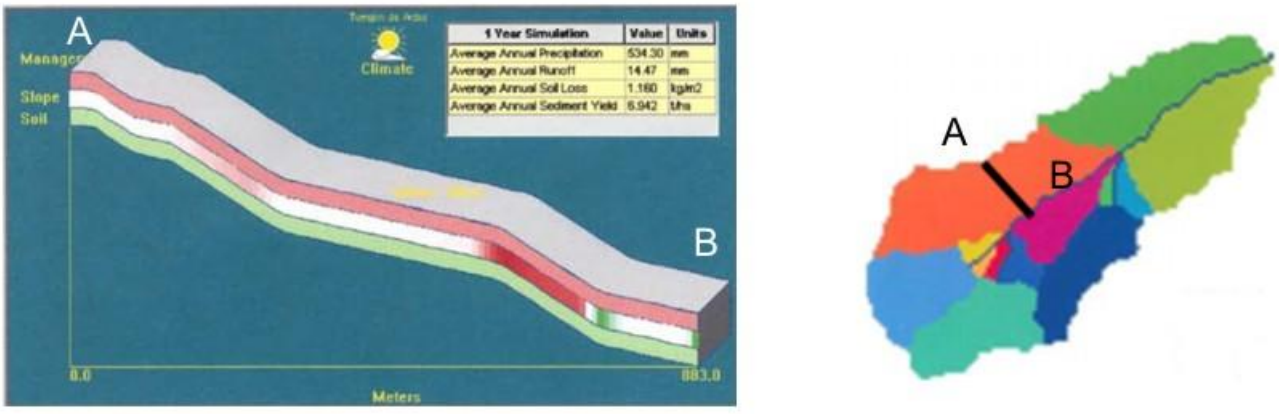


Fig.11. Representación del análisis en ladera y en subcuencas realizado por GeoWEPP.

WEPP se complementa con en el empelo de TOPAZ, un programa creado por Grazing Lands Reseach Laboratory del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos y el Departamento de Geografía de la Universidad de Saskatchewan, Canadá, para el análisis automatizado de la topografía del terreno (Minskowski & Renschler, 2002; Centeno, I., 2009). Además WEPP emplea la misma versión de la ecuación de continuidad que el modelo CREAMS (Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management). Utiliza el mismo procedimiento para determinar el desprendimiento de las partículas del suelo y su deposición por el flujo, aunque sin tener en cuenta los valores de los factores de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE).

Pese al continuo esfuerzo realizado en la mejora de la interfaz de WEPP para Windows, la interfaz geo-espacial que emplea ArcGIS como plataforma de lanzamiento (GeoWEPP), es la más adecuada y comúnmente empleada. La principal ventaja de ***GeoWEPP*** reside en la utilización de información digital georreferenciada, como los MDE y mapas topográficos, para la preparación y generación de parámetros de entrada válidos para el modelo.

Existen dos opciones de cálculo; "*Watershed method*", en el que para cada subcuenca se configura un único perfil de ladera representativo, y el "*Flowpath method*", en el que se calcula la ruta que sigue el agua de una celda a otra hasta llegar al cauce, deduciendo la escorrentía y sedimentos liberados en ese punto. El método *Flowpath* se emplea en áreas de pequeña extensión, dado el mayor detalle de los cálculos y el gran volumen de memoria RAM que necesita para obtenerlos, mientras que *Watershed* es capaz de analizar mayor extensión de terreno hasta alcanzar un límite de 2.900 subcuencas o 1.000 canales. Para el cálculo del desprendimiento neto o deposición, GeoWEPP se basa en la siguiente ecuación de continuidad:

$$\frac{dG}{dx} = D_f + D_i \qquad (\mathbf{Ec.\,2.\,5}) \qquad \text{si} \quad \begin{matrix} G > Tc & \text{depósito} \\ G < Tc & \text{desprendimiento} \end{matrix}$$

donde

G = carga de sedimentos.
x = distancia
D_f = desprendimiento en regueros
D_i = sedimentos liberados entrerregueros a los regueros
Tc = capacidad de trasporte del flujo

Desprendimiento o erosión

$$D_f = D_c\left(1 - \frac{G}{Tc}\right) \qquad (\mathbf{Ec.\,2.\,6})$$

siendo

$$D_c = K_r(\tau_f - \tau_c) \qquad (\mathbf{Ec.\,2.\,7})$$

donde

D_c = capacidad de arranque del flujo del reguero
τ_f = esfuerzo cortante del flujo en el suelo
τ_c = esfuerzo crítico de resistencia del suelo
K_r = factor base de erosionabilidad en regueros

si $\tau_f < \tau_c$ no hay erosión

$$D_i = K \cdot I_e \cdot \sigma_{ir} \cdot SDR_{RR} \cdot Fnozzle \cdot \left(\frac{R_s}{W}\right) \qquad \textbf{(Ec. 2. 8)}$$

donde

K = ajuste de erosionabilidad entre regueros
I_e = intensidad de lluvia efectiva
σ_{ir} = velocidad de la escorrentía de la zona de regueros
SDR_{RR} =tasa de distribución de sedimentos en la zona entre regueros
Fnozzle = factor de ajuste de irrigación Fnozzle =1 en condiciones naturales
R_s = espaciado de los regueros
W = ancho del reguero

$$Tc = k_t \tau^{3/2} \qquad \textbf{(Ec. 2. 9)}$$

donde

k_t = coeficiente de trasporte al final de la ladera
τ = fuerza cortante hidráulica que catúa sobre el terreno

Nota: para una explicación matemática más detallada consultar De Regoyos, M. 2003.

Deposición

$$D_f = \frac{\beta V_f}{q}(Tc - G) \qquad \textbf{(Ec. 2. 10)}$$

donde

V_f = velocidad de caída efectiva
q = descarga de flujo por unidad de anchura
β = coeficiente de turbulencia inducido por las gotas de lluvia al impactar en el flujo. β = 0,5

Los datos de entrada necesarios para el funcionamiento del modelo GeoWEPP incluyen ficheros climáticos (formato CLIGEN) y topográficos (ascii), así como información relacionada con la geología del substrato y los usos del suelo (cobertura).

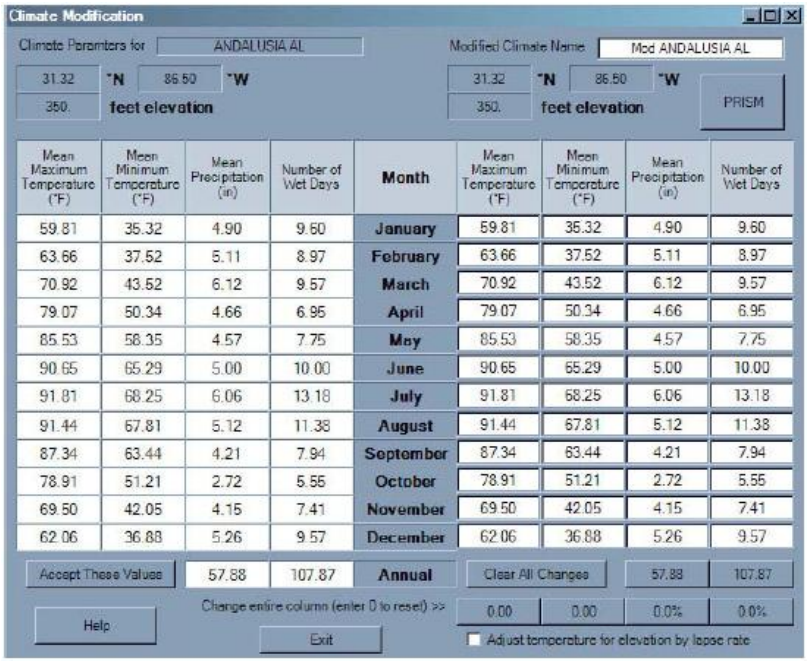


Fig.12. Ventana de introducción de datos climáticos en PRISM.

En cuanto a los datos climáticos (fig.12), destaca el empleo de las temperaturas y precipitaciones medias, así como el número de días de lluvia, de forma que al combinarse con la topografía se obtenga un gradiente altitudinal característico de la zona.

Por su parte, en el fichero geológico se recogen las propiedades del suelo (albedo, saturación inicial, erosionabilidad entre regueros y en regueros, esfuerzo cortante o conductividad hidraúlica) y su litología hasta 1,8 m de profundidad.

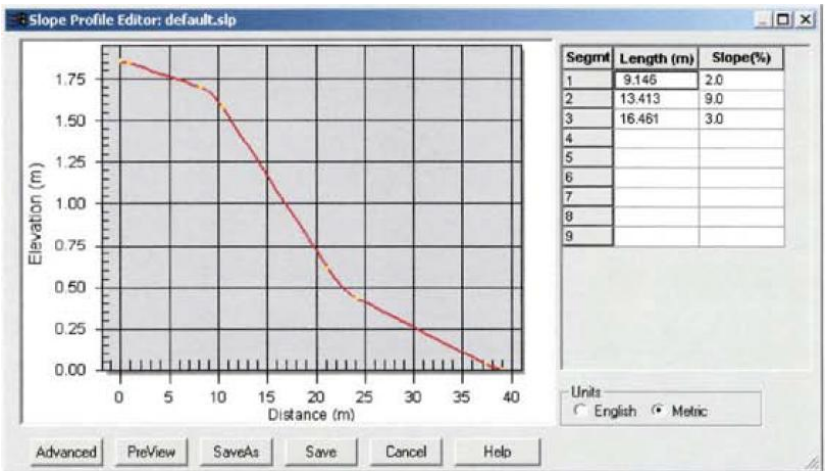


Fig.13. Ventana donde se introducen los datos de pendiente de los perfiles de estudio.

Al igual que en el caso del fichero geológico, el modelo incorpora una serie de archivos base a cerca de vegetación y usos de suelo más comunes, aunque pueden adaptarse a las particularidades del área de estudio.

La inclusión de ortofotos, datos agrícolas, así como otro tipo de información adicional relacionada con el ámbito de estudio en el análisis está actualmente en desarrollo, por lo que no ha podido emplearse en la ejecución de esta tesis.

Una de las ventajas de GeoWEPP es que permite el acceso a los usuarios con un nivel de conocimientos de SIG no muy especializado a una interfaz sencilla, de manera que sean capaces de emplear diversos tipos de fuentes de datos en formato estándar, generalmente de acceso gratuito, para sus análisis, o incluso utilizar las suyas propias.

Una de las principales limitaciones que presenta es su uso acotado a versiones de ArcGIS 9x, 10.1 y 10.2, no pudiendo acoplarse a las ediciones 10 y 10 beta. Otra es la necesidad de usar TOPAZ (TOpographic PArameteriZation en DOS) para la delineación de la red y las subcuencas, o para la ordenación e incorporación de los ficheros de información que se usan posteriormente durante la simulación en WEPP.

Dado que el desarrollo del programa se realizó exclusivamente por instituciones y agencias de EE.UU., las bases de datos y productos complementarios generados (PRISM, Parameter-elevation Regressions on Independent Slopes Model) están centrados exclusivamente en el territorio de este país, por lo que su aplicación en el caso de el Volcán de Colima supone un uso

de datos específicos del área, extrapolados a áreas de similares características en EE.UU, como por ejemplo la altitud.

Como resultado de la aplicación de este modelo se obtuvo una nueva delineación de las cuencas y trazado de la red hídrica, así como datos acerca de la tasa de erosión que sufre la zona de estudio por acción del agua de lluvia medida en t/(ha·año). Dentro del término tasa de erosión se incluyen los procesos de golpeteo de las gotas de lluvia (salpicadura), la meteorización mecánica y bioquímica del substrato, el laboreo sufrido por el mismo, así como la generación de corrientes de agua que sirven de transporte a las partículas liberadas.

B) Aplicación de ArcGeoWEPP a las laderas del Volcán de Colima

La metodología que englobó el empleo de ArcGeoWEPP en el VdC atendió a una doble vertiente; evaluar las implicaciones erosivo-sedimentarias de los factores hidrometeorológicos que dan lugar a los lahares, y el estudio de la influencia en el proceso de otros componentes naturales como la vegetación, la topografía, o la extensión del área que nutre de material a estos eventos.

Por tanto, el análisis se dividió en dos partes: la simulación de la dinámica erosiva general de las principales barrancas del VdC con el paso del tiempo, y el estudio específico del aporte de sedimentos en la barranca de Montegrande.

En el caso del análisis general de la dinámica del edificio volcánico, se utilizaron tres topografías de tres fechas diferentes (1995,2000 y 2005), cuyos formatos y resoluciones se tuvieron que adaptar previamente al análisis de erosión. La utilización concreta de estos DEMs atendió a la disponibilidad de fechas encontradas, ya que fue compleja y tediosa la búsqueda y obtención de este tipo de información de manera oficial. El DEM de 2005 fue proporcionado por la Dra. Lucía Capra, mientras que los DEMs de 1995 y 2000 fueron cedidos por el Dr. Laercio Namikawa.

El tratamiento previo de las imágenes se llevó a cabo mediante el empleo de software especializado como ENVI, ArcGIS o Workstation, donde se georreferenciaron las imágenes y se adecuaron a una resolución de 90 m (herramientas *shift* y *resample*), ya que esa fue la mínima resolución inicial de uno de los modelos de elevación empleados (SRTM, Shuttle Radar Topography Mission data, del año 2000).

Para la superposición de los DEMs se emplearon diferentes técnicas de ajuste, aunque la única que permitió solapar adecuadamente los archivos para su análisis posterior fue la "rotación topográfica sistemática". Esta técnica consiste en la rotación de un DEM respecto de otro un determinado número de grados en el intervalo de -180 a 180, tanto en el eje *x* como en el *y*, donde los valores negativos representan un desplazamiento hacia el S y/o W, y los positivos hacia el N y/o E (fig.14).

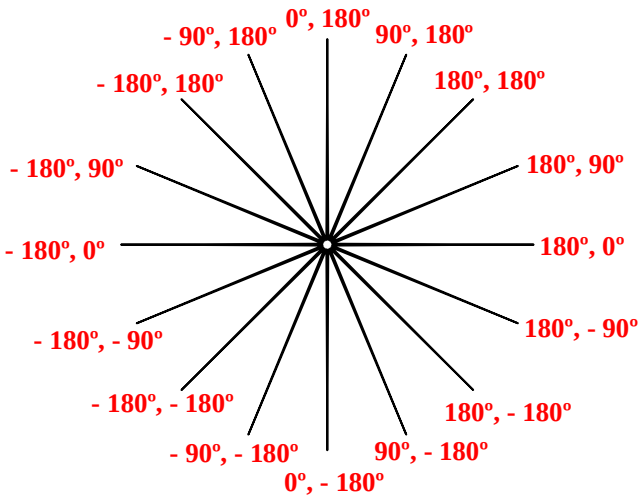


Fig.14. Esquema de la técnica denominada rotación topográfica sistemática.

Tras el ajuste de los diferentes modelos se produjo una comparación de los mismos en ArcGIS 10. Para ello se utilizó la herramienta de *resta* de capas raster, obteniendo como resultado las variaciones topográficas generales del edificio volcánico durante el periodo 1995-2005.

Una vez obtenida la evolución general del Volcán de Colima, se empleó el modelo ArcGeoWEPP en la simulación de la evolución de la dinámica erosivo-sedimentaria de algunas de las barrancas más importantes para 1, 5 y 10 años. Concretamente en las barrancas de La Lumbre, San Antonio, Montegrande y El Muerto.

Los ficheros utilizados en las simulaciones, así como las fases del proceso de simulación se detallan en el capítulo 4.

En el caso del análisis de la evolución de la dinámica erosiva en la barranca de Montegrande, la topografía empleada fue únicamente la Lidar de 2005, con 5x5 m de resolución, mientras que los ficheros de clima, suelo y canales fueron los mismos que los usados en el análisis anterior. En este estudio además se analizó la influencia de la vegetación y del punto de cierre de la zona de captación de sedimentos.

Para el análisis de la *influencia de las formaciones vegetales* en el proceso de erosión, el fichero de vegetación se varió en base a 3 escenarios:

- uno en el que se partió de las *formaciones reales* presentes en la barranca de estudio.

- otro que empleó la *vegetación potencial* que existiría en el edificio si no se produjesen lahares.

- un último escenario en el que se asumió que todo el cono del VdC poseía un *único tipo de vegetación*. En él se intentó recoger los procesos y formaciones observadas en los escenarios anteriores.

El punto de cierre empleado en todos los escenarios anteriores se correspondió con el propuesto por Capra et al., 2010. Tras la simulación de todos los escenarios se calculó la deposición de material mediante la resta de las pérdidas de suelo parciales obtenidas en el canal y las laderas de la barranca, a la descarga anual de sedimento.

Por el contrario, en el análisis de la *influencia del punto de cierre del área de captación de sedimentos*, se empleo únicamente el fichero de vegetación real y se modificó la ubicación del punto conforme a 3 localizaciones:

- el considerado como inicio de los lahares en Montegrande, situado a 19º 28' 49,0" N, 103º 37' 30,0" W.

- el establecido por Capra et al. (2010) en base a un valor de H/L=0,4, localizado en 19º 28' 31,6" N, 103º 37' 34,1" W

- punto derivado del análisis temporal en el periodo 2011-2012 de los perfiles de campo desarrollados en el capítulo 4, ubicado en 19º 27' 20,8" N, 103º 37' 19,1" W (PMG5).

Al igual que en el análisis anterior, tras la simulación de todos los escenarios se calculó, no solo la erosión, sino también la deposición de material.

2.2.3 Evolución y seguimiento de perfiles topográficos

De manera complementaria al análisis realizado con ArcGeoWEPP, se estudió la variación morfológica longitudinal producida por los procesos erosivo/sedimentarios en el interior de la barranca de Montegrande. Para ello se trazaron perfiles topográficos transversales a lo largo de su recorrido, justo por donde existían evidencias y registros del paso de lahares, y se evaluó la variación temporal de las áreas de inundación afectadas por estos eventos.

Para el seguimiento de la variación morfológica del interior de la barranca se trazaron 16 perfiles transversales in situ durante la campaña de campo realizada en septiembre de 2012, y se compararon con los perfiles derivados del análisis de las imágenes de la campaña llevada a cabo en noviembre de 2011 en los mismos puntos del recorrido. Este estudio se completó con tres perfiles de 2009 incluidos en la tesis de Alanís Anaya (2011) y la caracterización de los depósitos observados en la campaña de campo de 2012.

En el caso de los datos in situ, la toma de datos de los perfiles se realizó a partir de la ubicación de un distanciómetro láser en un trípode de altura conocida, para mejorar la estabilidad del mismo, preferentemente en el canal central de la barranca, aunque esta ubicación se modificó en función de la presencia de irregularidades que impedían la correcta obtención de los datos (fig.15).

Las medidas de desnivel, o ángulo respecto la horizontal (θ), y distancia proporcionadas por el distanciómetro se trataron y representaron en Matlab, obteniéndose una reproducción precisa de la morfología interna del canal por donde discurrían los lahares.

El trazado de los perfiles de 2011 se estimó a partir de las imágenes escaladas de ese año en Matlab y CorelDraw12, donde también se realizó el tratamiento y posterior representación de los datos de campo.

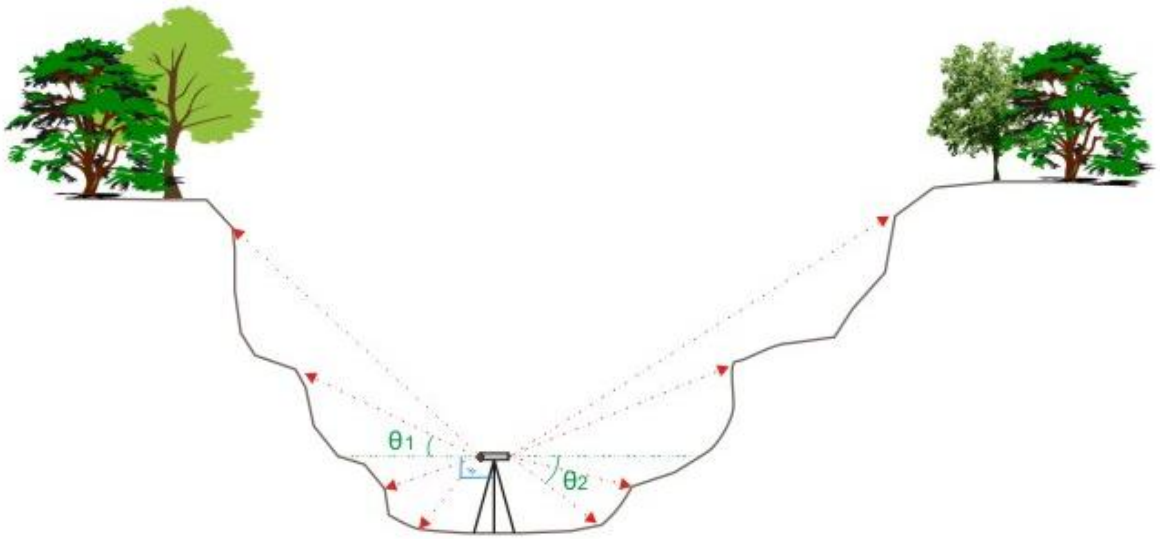


Fig.15. Esquema de la metodología seguida en la obtención in situ de los perfiles transversales de la barranca. *Leyenda: θ es el ángulo respecto la horizontal.*

Los perfiles resultantes sirvieron para una doble finalidad. Por un lado, se emplearon para la *verificación de la adecuación con la realidad de las simulaciones de los lahares* 2011L y 2012L realizadas con el modelo numérico SPH, que se describe en el apartado 2.3. Para ello se representaron simultáneamente sobre los perfiles los valores de altura máxima y media simulada y real, de forma que visualmente se verificó su similitud o diferencia entre ambas. Y por otro, la comparación de los perfiles de ambos años sirvió para *cuantificar la dinámica erosivo/sedimentaria real del interior de la barranca*. Para ello se compararon en Matlab los perfiles de 2011 y 2012 en un mismo punto del recorrido, y se calculó la superficie erosionada o sedimentada a lo largo del periodo de estudio (1 año). Los valores de superficie obtenidos se utilizaron para calcular el volumen erosionado o sedimentado entre cada par de perfiles consecutivos. Para hallar ese volumen se empleó la fórmula general para el cálculo de volumen en cuerpos irregulares (ec.2.11).

Ec.2.11 $$V = \frac{D_i\left(S_i + S_{i+1} + \sqrt{S_i \cdot S_{i+1}}\right)}{3}$$

donde V= volumen de material erosionado o sedimentado
D_i= distancia real entre cada par de perfiles considerados siguiendo el trazado del canal
S_i= superficie de variación positiva o negativa entre dos fechas en el perfil i
S_{i+1}= superficie de variación positiva o negativa entre dos fechas en el perfil i+1

La suma del valor real de los volúmenes parciales de erosión y sedimentación obtenidos a lo largo del recorrido, complementó la estimación obtenida por ArcGeoWEPP del valor de erosión y sedimentación total registradas a lo largo de 1 año en la barranca de Montegrande.

Este análisis se completó con la caracterización de los depósitos realizada durante el trabajo de campo de 2012 y las imágenes de la cámara de monitorización visual del lahar que tuvo lugar ***15 de Septiembre de 2012.***

Para el estudio de la evolución temporal de las áreas de inundación por lahares, se emplearon las imágenes históricas de la barranca disponibles en Google Earth, junto con las observaciones in situ del trabajo de campo de 2012 y la cartografía de los lahares de 2005 realizada por Dávila et al. (2007).

A partir de las imágenes capturadas en Google Earth se crearon mosaicos de alta resolución (0,5 m) en CorelDraw 12, y se georreferenciaron en base a la topografía de 2005 en ArcGIS. Estos mosaicos también fueron utilizados como base en la cartografía de unidades de vegetación para ArcGeoWEPP, pero en este caso sobre las imágenes se cartografiaron las áreas de máxima inundación derivadas de los lahares de 2002, 2005, 2007, 2010, 2012 y 2014. Una vez delimitado cada evento se calcularon sus áreas de máxima inundación y volumen, comparándose los resultados obtenidos con los propuestos por otros autores, y obteniendo una estimación de la evolución de la dispersiónde los lahares en la barranca.

2.3 Simulación numérica de los flujos hidrovolcánicos

Esta metodología se basa en el empleo de equipos informáticos para recrear una simplificación de la realidad, lo que se traduce en la posibilidad de obtener una aproximación cuantitativa de problemas analíticos sin solución.

Esta simplificación o idealización de la realidad se denomina "modelo" y puede realizarse de diferentes formas. Los más simples son los modelos *conceptuales*, en los que se representa un determinado proceso en base a una idea predeterminada sin importar la magnitud concreta que alcanza el evento de estudio (ej. esquemas). Por otro lado están los modelos de planteamiento *matemático*, que intentan expresar o traducir esa realidad física a través de términos matemáticos más o menos complejos.

Mediante la aplicación de un *modelo matemático* se pretende dar solución analítica a las ecuaciones que gobiernan el proceso de interés, de manera que se posibilite la predicción de su comportamiento. Existen diversos tipos de modelos matemáticos atendiendo a la caracterización y tratamiento de las variables empleadas en el proceso. Una posible clasificación resulta de la diferenciación según el origen de la información utilizada para construir el modelo. De acuerdo con este criterio, los modelos matemáticos se dividen en 1) submodelos empíricos, que se basan en el cálculo de índices a partir de ecuaciones calibradas estadísticamente, 2) submodelos de base física y 3) submodelos mixtos, los cuales emplean la estadística y la física para la resolución del problema de interés (Griswold & Iverson, 2004).

En la práctica, la aplicación de modelos matemáticos a situaciones reales supone, en la mayoría de los casos, enfrentarse a la resolución de ecuaciones muy complejas, resultando imposible hacerlo de forma "analítica" (o sea, con papel y lápiz). Para solventar este inconveniente se emplean los ***modelos numéricos***. Este término hace referencia a un tipo de modelo matemático que se apoya en la utilización de ordenadores para la resolución de las ecuaciones mediante aproximaciones. De esta forma se implementan los algoritmos matemáticos del modelo y se les da una solución "numérica", no analítica. La principal consecuencia de la aplicación de un modelo numérico es que permite generar diferentes escenarios representativos de un mismo proceso, teniendo en cuenta todas las posibilidades

reales, lo que supone una gran ventaja respecto a los modelos matemáticos tradicionales que proporcionan un único escenario.

La aplicación de los modelos numéricos se ha extendido a gran número de ciencias, por lo que no es de extrañar que también sean empleados como herramienta a la hora de simular eventos catastróficos como los lahares. Este hecho se debe principalmente a que el planteamiento de múltiples escenarios para un mismo evento supone mayores facilidades a la hora de diseñar medidas para la mitigación de sus efectos (Hubbard et al. 2007; Macías et al. 2008; Schneider et al. 2008; Williams et al. 2008). Además, permiten obtener unos resultados con buen nivel de precisión y bajo coste, tanto económico como de tiempo.

La principal limitación del empleo de modelos numéricos de simulación a lahares es la incapacidad de representación de su componente espacial, aunque se ha solventado mediante el uso combinado de estos modelos con los Sistemas de Información Geográfica (SIGs). Los SIGs permiten localizar los lahares espacialmente y representar sus diferentes atributos geográficos de manera simultánea, por lo que es común su utilización conjunta.

El modelo numérico de simulación empleado durante este trabajo se denomina SPH (*Smoothed Particle Hydrodynamics o* modelo *Hidrodinámico de Partícula Suavizada* en castellano), y sus características, así como las ventajas e inconvenientes derivados de su aplicación, se desarrollan en el subapartado siguiente.

2.3.1 Aplicación del modelo SPH

Según la clasificación propuesta anteriormente, SPH se cataloga como un *método numérico de base física sin malla*. Este último término hace referencia a un grupo de métodos numéricos de simulación desarrollado en la última década que se caracterizan por no tener la información asociada a una malla, si no que la aproximación de funciones y cálculo de derivadas se realiza en puntos o elementos. Esta innovadora alternativa resulta especialmente interesante en el estudio de casos de superficie libre, interfases o grandes extensiones, ya que no presenta errores frente a deformaciones del material.

Otros ejemplos representativos de métodos sin malla son; el de Elementos Difusos propuesto por Nayroles, Touzot & Villon (1992), el método *Element Free Galerkin* de Belytschko, Lu & Gu (1994), el de Partición de la Unidad (*Partition of Unity*) de Babuska & Melenk (1995), o el método de Puntos Finitos de Oñate & Iddlesohn (1998).

El modelo numérico SPH fue propuesto de manera independiente por Lucy (1977) y Gingold & Monaghan (1977) para la resolución de problemas astrofísicos, aunque con el tiempo, su aplicación se ha ampliado a otros ámbitos. Algunas de las principales aplicaciones del método SPH se engloban dentro del campo de estudio se la hidrodinámica, tales como las descritas por Gingold & Monaghan (1982), Monaghan & Gingold (1983), Takeda, et al. (1994), Monaghan (1994), Monaghan & Kocharyan (1995), Monaghan & Kos (1999), Monaghan, et al. (1999), Bonet & Kulasegaram (2000), o Monaghan et al. (2003), pudiendo resaltar su aplicación a la modelización de deslizamientos rápidos (Haddad et al., 2010; Montull et al., 2015). También se ha aplicado a problemas de mecánica de sólidos, donde destacan los trabajos de Libersky & Petschek (1990), Libersky et al. (1993), Randles & Libersky (2000), Bonet & Kulasegaram (2000) y Gray et al. (2001).

Para la realización de esta tesis se ha contado con una versión de SPH implementada por el equipo del Dr. Manuel Pastor (Escuela de Caminos, Canales y Puertos de la UCM) en lenguaje de programación Fortran 90. Gracias a su labor, se ha podido incorporar a SPH el acoplamiento hidromecánico del esqueleto sólido y el fluido contenido en los poros del material, hecho que no se tenía en cuenta con anterioridad (Okada et al. 2004; Igwe et al. 2006; Pailha et al. 2008; Pastor et al., 2009a y b). Esta versión de "doble fase" ha sido posteriormente validada mediante la reproducción de problemas sin solución analítica como el de Riemann y a partir de eventos reales como la avalancha de material granular que tuvo lugar en Valpola (Italia) en 1987 o los lahares acontecidos en el Popocatépetl (México) (Haddad et al., 2010).

La elección de SPH como modelo base en esta investigación se debe fundamentalmente al abanico de reologías que posibilita en la simulación de lahares, el menor tiempo computacional requerido durante su ejecución y la oportunidad de calibración del mismo en el Volcán de Colima.

Al igual que la mayoría de métodos de simulación de flujos de derrubios y fenómenos similares, la versión de SPH aplicada en este trabajo se basa en 3 componentes fundamentales o submodelos (Pastor et al., 2009 b; Montull et al., 2015):

- Un *modelo matemático*, de formulación integrada en profundidad, acoplada, no lineal y planteada en una forma "pseudo-Lagrangiana", donde se cumplen los principios fundamentales de conservación de la masa y del momento lineal en el contexto de la mecánica del continuo.

- Un *modelo reológico*, que aporta una expresión matemática adicional al sistema anterior (ecuaciones del modelo matemático), en la que están relacionadas las tensiones y las velocidades de deformación del material.

- Un *modelo numérico*, con el que se realiza la integración en el espacio y en el tiempo del sistema de ecuaciones diferenciales hiperbólico de primer orden que conforman los submodelos matemático y reológico. De forma análoga al método de simulación el esquema de resolución se denomina SPH.

Con el ánimo de conocer mejor el funcionamiento del método SPH, se desarrollan a continuación las características de cada uno de sus componentes o submodelos.

A) Modelo matemático

Conforme a lo descrito con anterioridad, el modelo matemático de la versión de SPH aplicada consiste en una descripción del acoplamiento de las fases sólida y fluida que forman el lahar mediante ecuaciones. Para lograr la traducción matemática de la realidad física se asumen ciertas simplificaciones de la misma:

- *el flujo de estudio se considera un **medio continuo** en el que se promedian las tensiones, presiones y otras variables de acuerdo con la **teoría de mezclas**.*

- *la **densidad** del flujo posee una variación tan pequeña, si se compara con las sufridas por otras variables, que se **considera constante**.* Las deformaciones por corte, dilatación y contracción se concentran muy cerca del fondo, pudiéndose considerar que el material en el resto del perfil posee densidad uniforme (Denlinger e Iverson, 2004),

lo que permite realizar importantes simplificaciones en las ecuaciones sin que la precisión de los resultados se vea afectada (Brufau et al., 2000).

- *las **condiciones de frontera** están bien definidas por las tensiones y cinemática.* Las tensiones en la parte superior del flujo (interfaz del deslizamiento con la atmósfera) son nulas, mientras que en la inferior (zona de contacto del deslizamiento con la superficie por la que se desplaza) son máximas, lo que se traduce en la existencia de una distribución lineal de presiones en el eje vertical del perfil (denominada de ahora en adelante x_3).

- *el movimiento se desarrolla en **2D** gracias a la **integración en profundidad** de las ecuaciones*. Se elimina la profundidad, aunque los resultados se visualizan en 3D por el efecto de la topografía del terreno.

No obstante hay ocasiones en que los lahares transportan algunos elementos de tamaño considerable que generan tensiones localizadas, aunque desde el punto de vista práctico los resultados no se ven significativamente afectados.

En cuanto a la formulación matemática concreta que emplea el método SPH, destaca como base la utilización del modelo general *u-p_w*, también denominado *Ecuaciones de Biot-Zienkiewicz,* que consiste en la combinación de las ecuaciones propuestas por Biot y Zienkiewicz et al. (1980) para describir el acoplamiento de las fases de un material de comportamiento no lineal. En este ámbito se engloban los lahares, cuyo comportamiento viene determinado por el acoplamiento de los materiales que los componen, propiciándose incluso la disgregación de las fases al incrementarse la presión entre ellas.

Además de las simplificaciones generales citadas anteriormente, el modelo *u-p_w* asume que las velocidades relativas de los fluidos en los poros con respecto al esqueleto sólido del suelo (Ley de Darcy) son pequeñas, y por tanto sus aceleraciones pueden ser ignoradas en la formulación de las ecuaciones de *conservación de masa* y *de momento lineal* cuando el suelo está saturado:

Balance de masa y momento lineal para el fluido

$$-div\left(k_w grad(p_w)\right) + div\,(v_s) + \frac{1}{Q}\frac{D^{(s)}p_w}{Dt} = 0 \qquad siendo \qquad \frac{1}{Q} = \left\{\frac{(1-n)}{K_s} + \frac{n}{K_w}\right\}$$

(Ec. 2.12)

donde

k_w= coeficiente de permeabilidad
p_w= presión de poros
v_s= velocidad del esqueleto sólido
Q = parámetro de rigidez volumétrica global
$D^{(s)}$= derivada material relativa a las partículas del suelo y la rigidez volumétrica equivalente
K_s= coeficiente de rigidez volumétrica de las partículas sólidas
K_w= coeficiente de rigidez volumétrica del agua

Balance de momento lineal para la mezcla

$$\rho \frac{D^{(s)} v_s}{Dt} = \rho b + div(\sigma) \qquad \textbf{(Ec. 2.13)}$$

donde

ρ = densidad de la mezcla
b = fuerzas del esqueleto
σ = tensor de tensión de Cauchy

El modelo de *Biot-Zienkiewicz* se complementa con la formulación de *ecuaciones constitutivas* en las que se relaciona reológica y cinemáticamente el tensor de tensiones (σ) con su deformación (d), así como la tasa de deformación del tensor con el campo de velocidades (υ_s). Es lo que se conoce como modelo de *Propagación-Consolidación*. Este modelo se basa en la descomposición de las expresiones del campo de velocidades y presiones (ec.2.14 y 2.15), referidas con los subíndices 0 y 1 respectivamente, en base a los procesos de propagación (movimiento y deformación continua del material) y consolidación (disipación de las presiones intersticiales según la vertical), obteniéndose las siguientes expresiones empleadas por Iverson & Deligner (2001) o Pastor et al. (2004b):

$$\upsilon = \upsilon_0 + \upsilon_1 \qquad \textbf{(Ec. 2.14)}$$

$$p_w = p_{w0} + p_{w1} \qquad \textbf{(Ec. 2.15)}$$

Propagación: $\rho \frac{Dv_0}{Dt} = \rho b + div\sigma \quad siendo \quad div\, v_0 = 0$ **(Ec. 2.16)**

Consolidación: $\frac{Dp_w}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_3}\left(C_v \frac{\partial p_w}{\partial x_3}\right)$ **(Ec. 2.17)**

donde

x_3 = eje vertical
C_v = coeficiente de consolidación

siendo

$$C_v = \frac{k_w}{\gamma_w c} = K_T k_w \qquad \textbf{(Ec. 2.18)}$$

donde

k_w= permeabilidad
γ_w= peso específico del fluido
c= compresibilidad del material
K_T= rigidez volumétrica del material

Para facilitar los cálculos se simplifican las ecuaciones del modelo de *Propagación-Consolidación* descrito anteriormente mediante su integración a lo largo del eje vertical, ya que en los flujos de derrubios la profundidad resulta muy pequeña respecto de la longitud y la anchura. El modelo en 2D resultante de esta integración se denomina modelo *Integrado en profundidad* o *Ecuaciones de aguas someras* y se caracteriza por ser más eficiente que las aproximaciones 3D. El modelo 2D proporciona una buena relación coste-fiabilidad de

resultados, pudiendo destacar los relativos a velocidad de propagación, tiempo que dura el evento, área inundada o altura alcanzada por el flujo.

Para mantener la continuidad del flujo y evitar fluctuaciones generadas por el movimiento individual de los elementos que componen el lahar, el número de elementos representado debe ser grande y su tamaño pequeño en comparación con la menor de las dimensiones que caracterizan al flujo. Así no se pierde información relevante tras su integración en profundidad.

Puesto que el nivel de aproximación del modelo pasa a considerarse bidimensional, el sistema de referencia en el que se desarrolla el estudio de los elementos que conforman el lahar también varía (Pastor et al., 2002, 2003 y 2004b), expresándose mediante coordenadas curvilíneas asociadas a un eje orientado en la normal del terreno (Quecedo & Pastor, 2003), como se muestra en la figura 16.

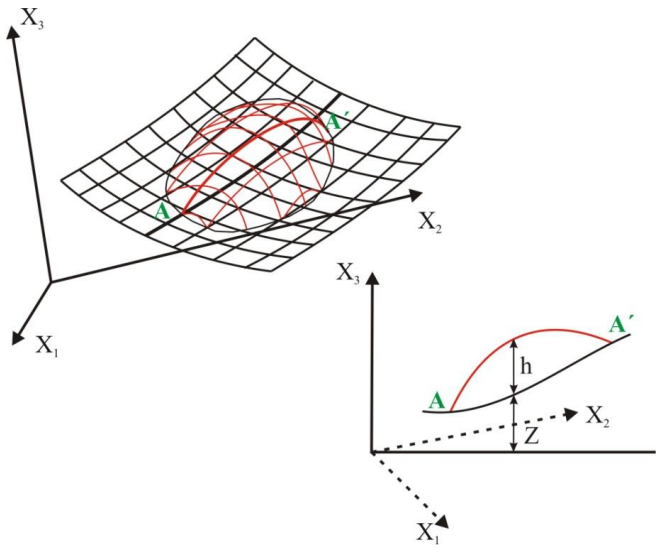


Fig.16. Sistema de referencia empleado en el modelo SPH.

Otra variación derivada del empleo de las *ecuaciones integradas en profundidad* es la forma de enunciar las expresiones matemáticas, ya que la integración no se produce en un volumen material y por tanto los ***puntos en movimiento no tienen una conexión exacta con las partículas materiales***. La principal implicación de este hecho es que no se puede usar una formulación Lagragiana ni Euleriana para expresar las ecuaciones del modelo, si no una mixta en la que se asuma que los valores velocidad de los puntos de movimiento equivalen a las velocidades integradas en profundidad. Esta última formulación también se denomina *pseudo-Lagrangiana* o *Lagrangiana Euleriana Arbitraria* (*ALE*) y se caracteriza por combinar los enfoques de las dos anteriores y aplicarlas de forma específica atendiendo a los componentes de la mezcla.

La *ALE* expresa de forma Lagrangiana las ecuaciones relativas al esqueleto sólido, describiendo su movimiento en función de las posiciones iniciales de cada partícula tanto en el espacio como en el tiempo. En contraste, el empleo de la formulación Euleriana se limita a las respectivas ecuaciones de la fase fluida, describiendo la posición y desplazamiento del fluido intersticial en función de la posición actual, no de la inicial. Gracias al doble enfoque que supone, la *ALE* es comúnmente empleada en geotecnia y mecánica del suelo.

El mismo inconveniente se presenta al expresar la variación de cualquiera de las propiedades del flujo lahárico, por lo que se recurre a incorporación de otro término denominado *Derivada material*, también conocido como derivada total del tiempo o derivada global (ec. 2.19).

$$\frac{D\phi}{Dt} = \frac{\partial \phi}{\partial t} + v.grad\phi = \frac{\partial \phi}{\partial t} + \bar{v}_j \frac{\partial \phi}{\partial \bar{x}_j}$$

(Ec. 2.19)

donde

$\frac{\partial \phi}{\partial t}$ = derivada local. Representa el cambio de una magnitud ϕ en el tiempo en un punto fijo (punto de vista Euleriano)

$v.grad\phi$ = derivada convectiva. Representa el cambio de ϕ ocasionado por el movimiento de la partícula del fluido de una posición a otra, donde las propiedades de flujo son espacialmente distintas (punto de vista Lagrangiano)

$\overline{v_j}$ = componente según x_j de la velocidad promediada en profundidad.

La *integración en profundidad* de las ecuaciones de masa y momento lineal en el modelo se realizan atendiendo a la regla de Leibniz:

$$\int_a^b \frac{\partial}{\partial s} f(r,s)dr = \frac{\partial}{\partial s}\int_a^b F(r,s)dr - F(b,s)\frac{\partial b}{\partial s} + F(a,s)\frac{\partial a}{\partial s}$$

(Ec. 2.20)

donde

a, b = intervalo que define la función, siendo a y b derivables

F (r,s) = función primitiva de *f*(r,s) o campo vectorial en la posición espacial r en el momento s

A partir del empleo de la derivada material (formulación pseudo-Lagrangiana), la integración en la dirección normal del terreno de las ecuaciones del modelo de *Propagación-Consolidación* siguiendo la regla de Leibnitz y haciendo uso de la descomposición de Reynolds, se obtienen las siguientes expresiones:

<u>Fase de Propagación</u>

Balance de masa integrado en profundidad

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j}\left(h\overline{v_j}\right) = 0 \qquad j = 1,2 \qquad \textbf{(Ec. 2.21)}$$

donde

h= altura de la capa saturada en el fondo del flujo (Hungr, 1995)

$\overline{v_j}$ = velocidad promediada

Balance de momento lineal integrado en profundidad

$$\rho\left[\frac{\partial}{\partial t}\int_z^{z+h} v_i dx_3 + \frac{\partial}{\partial x_i}\int_z^{z+h} v_i v_j dx_3\right] = \frac{\partial}{\partial x_j}\int_z^{z+h} \sigma_{ij} dx_3 + t_i^A + t_i^B + \rho b_i h \qquad \textbf{(Ec. 2.22)}$$

donde

t_i^A= tensión de la superficie
t_i^B= tensión de la base del deslizamiento
σ_{ij}= el tensor de tensiones promediado en profundidad
b = término que hace referencia a las fuerzas exteriores

siendo

$$t_3^B = -\frac{\partial}{\partial x_3}\left(h\bar{\sigma}_{3j}\right) - t_3^A - \rho b_3 h \qquad \textbf{(Ec. 2.23)}$$

Fase de Consolidación

Balance de masa integrado en profundidad

$$\frac{\bar{d}h}{dt} + h\frac{\partial \bar{v}_j}{\partial x_j} = e_R \qquad \textbf{(Ec. 2.24)}$$

donde

e_R= velocidad de erosión, siendo e_R=0

Balance de momento lineal integrado en profundidad

$$h\frac{\bar{d}}{dt}\bar{v}_i - \frac{\partial}{\partial x_i}\left(\frac{1}{2}b_3 h^2\right) = -e_R\bar{v}_i - \alpha\frac{\partial}{\partial x_j}(h\bar{v}_i\bar{v}_j) + b_i h + \frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial x_j}(h\bar{\sigma}_{ij}^*) + \frac{1}{\rho}|N^A|t_i^A + \frac{1}{\rho}|N^B|t_i^B$$

(Ec. 2.25)

donde

$\bar{\sigma}_{ij}^*$= componente no hidrostática del tensor de tensiones integrada en profundidad
α= coeficiente de corrección del momento lineal que se deriva del tipo de reología del fluido
t_i^A= fuerzas de superficie libre
t_i^B= fuerzas de fondo o tensión normal de la superficie basal
N^A= vector normal a la superficie libre
N^B= vector normal al fondo

siendo

$$\bar{\sigma}_{ij}^* = \bar{p}\delta_{ij} + \bar{\sigma}_{ij} \qquad \textbf{(Ec. 2.26)}$$

$$\bar{p} = \frac{1}{2}\rho b_3 h \qquad \textbf{(Ec. 2.27)}$$

$$|N^B| = \left(\frac{\partial Z^2}{\partial x_1} + \frac{\partial Z^2}{\partial x_3} + 1\right)^{1/2} \qquad \textbf{(Ec. 2.28)}$$

donde

Z = altura de la superficie basal
$\bar{p}$ = presión termodinámica integrada en profundidad

En el caso de la simulación de lahares en terrenos con fuertes pendientes y lechos curvos, como el caso del Volcán de Colima, se ha de incluir el efecto de la aceleración centrípeta en la simulación del evento. Para ello el modelo se basa en la ecuación de momento lineal integrada en profundidad (ec.25) y el incremento constante de tensión vertical producido por la curvatura del lecho. La disipación de estas presiones intersticiales se expresa mediante la ecuación de consolidación, haciéndose necesaria su integración en profundidad.

Integración de la ecuación de consolidación

$$\frac{\bar{d}P_1}{dt} + \frac{1}{h}P_1 e_R + \frac{\pi}{2h} C.T. = -\frac{\pi^2}{4h^2} c_v P_1 \qquad \textbf{(Ec. 2.29)}$$

donde

C.T.= término que se evalúa de acuerdo a las propiedades reológicas del flujo

P_1= presión de poros concentrada en una banda estrecha de flujo muy próxima al fondo del lecho.

La mayoría de los modelos integrados en profundidad que se aplican en la actualidad a la simulación de lahares no tienen en cuenta la presión de poros en el fondo, a pesar del papel primordial que esta desempeña, lo que hace aún más interesante el empleo de SPH.

A raíz de la pérdida del término de fricción basal y del tensor de tensiones integrado en profundidad ($\bar{\sigma}_{ij}^{*}$) a lo largo de la estructura vertical del lahar, ocasionada por la integración en profundidad de las ecuaciones, así como para resolver la ecuación de consolidación integrada en profundidad y completar el modelo matemático descrito en este subapartado, se requiere conocer las propiedades reológicas específicas del evento de estudio.

B) Modelo reológico

En consonancia con lo descrito anteriormente a cerca del planteamiento desarrollado por el modelo matemático y su necesidad de ser completado, el modelo reológico describe el comportamiento de los materiales que componen el flujo según los esfuerzos y deformación a los que se ven sometidos. Esta caracterización se realiza mediante la formulación de ecuaciones constitutivas para cada una de las fases, donde se relacionan los tensores de tensión o su velocidad de variación, con los tensores de deformación o su velocidad de deformación, incluyendo las implicaciones cinemáticas entre deformaciones y velocidades.

Pese al gran esfuerzo dedicado al desarrollo de modelos constitutivos precisos, existen diferencias muy marcadas entre las etapas de iniciación y propagación de un deslizamiento rápido, por lo que hasta el momento no se ha conseguido un modelo que exprese ambas etapas. Como posible solución, el modelo reológico de SPH se basa en la simplificación de la concepción del deslizamiento rápido, en nuestro caso los lahares, como:

- un ***continuo***, es decir que se considera una sustancia infinitamente divisible, por lo que no nos preocuparemos por el comportamiento de los elementos individuales sino de la conducta global.

- un tipo de flujo ***estacionario***, donde la velocidad de los elementos que forman el lahar es constante e igual a la velocidad integrada en profundidad.

- un medio ***isótropo***, es decir que las propiedades que lo caracterizan son independientes de la dirección en la que se midan. Por ello la tensión (σ) puede expresarse en función del tensor de velocidad de deformación (d):

Tensión: $\sigma = -pI - \Phi_0 I + \Phi_1 d + \Phi_2 d^2$ **(Ec. 2.30)**

donde

p = presión termodinámica
I= tensor identidad
d= tensor de velocidad de deformación
Φ_k= funciones escalares de los invariantes de d, k= 0..2

Tensor de velocidad de deformación: $d_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{dv_i}{dx_j} + \frac{dv_j}{dx_i}\right)$ **(Ec. 2.31)**

- es ***incompresible*** y por tanto posee una estructura vertical uniforme, es decir se considera un flujo tangencial simple. Esto se traduce en que el primer invariante del tensor de deformación (I_{1d}) sea 0. Además ciertas limitaciones en la experimentación permiten despreciar el tercer invariante de *d*, aunque solo es aplicable a la fase de propagación.

$I_{kd} = \frac{1}{k} tr(d^k)$ **(Ec. 2.32)** $\quad I_{1d} = tr(d) = 0$ **(Ec. 2.33)** $\quad I_{3d} = \frac{1}{3} tr(d^3) = 0$ **(Ec. 2.34)**

por tanto $\Phi_k = \Phi_k(I_{2d})$ **(Ec. 2.35)** $\quad I_{2d} = \frac{1}{2} tr(d^2) = \frac{1}{4}\left(\frac{\partial v_1}{\partial x_3}\right)^2$ **(Ec. 2. 36)**

- es ***isócoro,*** lo que significa que se no producen cambios de volumen y por ende la componente hidrostática del tensor de tensiones es 0, caracterizándose *d* por su naturaleza desviadora (ec. 2.37). Esto implica que las tensiones cortantes y las tensiones normales dependen de la velocidad de deformación, lo que se denomina tensión dispersiva.

$$s = -\frac{2}{3}\Phi_2 I_{2d} I + \Phi_1 d + \Phi_2 d^2 \quad \text{siendo} \quad d = dev(d)$$

(Ec. 2.37)

donde

s = componente desviadora del tensor de velocidad d deformación
I_{2d} = segundo invariante del tensor de deformación

y por tanto

$$\sigma = -pI - \Phi_0 I + \Phi_1 dev(d) + \Phi_2 \{dev(d)\}^2$$

(Ec. 2.38)

donde

σ = tensión

- el ***movimiento*** se realiza ***en 2D*** correspondiente al plano x_1x_3. Para poder complementar las expresiones del modelo matemático las leyes reológicas han de integrarse en profundidad. Como resultado de la simplificación, la formulación del tensor de tensiones en función de la velocidad de deformación pasa a complicarse, resultando difícil determinar directamente el factor de corrección (α), las tracciones en el fondo (t^B_i) y las tensiones una vez integradas en profundidad.

Tensor de tensiones integrado en profundidad: $\bar{\sigma}_{ij} = -\bar{p}\delta_{ij} + \bar{\sigma}^*_{ij}$

(Ec. 2.39)

$$\bar{\sigma}^*_{ij} = \int_z^{z+h} \sigma^*_{ij}\, dx_3$$

Presión integrada en profundidad: $\bar{p} = \frac{1}{2}\rho b_3 h$ **(Ec. 2.40)**

A partir de las simplificaciones anteriores (*modelo de deslizamiento infinito*) se obtienen las siguientes expresiones formuladas en términos de profundidad del flujo, velocidades y tensiones promediadas, incluyendo las tensiones en la superficie y en el fondo.

Factor de corrección: $\alpha = \frac{\int_z^{z+h} v_i^* v_j^* dx_3}{\bar{v}_i \bar{v}_j} = \int_0^1 (f(\xi) - 1)^2 d\,\xi$ **(Ec. 2.41)**

Velocidad media: $v_i^* = \bar{v}_i(f(\xi) - 1) \qquad v_j^* = \bar{v}_j(f(\xi) - 1)$ **(Ec. 2.42)**

Tensión tangencial: $\tau = \rho g(h - z)sin\theta = \tau_B\left(1 - \frac{z}{h}\right)$ **(Ec. 2.43)**

Tensor de velocidad:

$$\bar{d}_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial \bar{v}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{v}_j}{\partial x_i}\right) \qquad i,j = 1,2$$

$$\bar{d}_{33} = \frac{1}{h}\int_Z^{Z+h} \frac{\partial v_3}{\partial x_3} dx_3 = \frac{1}{h}(v_3|_{Z+h} - v_3|_Z) \approx \frac{1}{h}\frac{\partial h}{\partial t}$$ **(Ec. 2.44)**

$$\bar{d}_{13} = \frac{1}{h}\int_Z^{Z+h} \frac{\partial v_1}{\partial x_3} dx_3$$

donde

ρ= densidad de la mezcla
g = aceleración de la gravedad
θ = pendiente
τ_B = fricción con el fondo
$\bar{\sigma}_{ij}$ = tensor de tensiones integrado en profundidad
$\bar{p}$= presión termodinámica integrada en profundidad
$\bar{d}_{ij}$= tensor de velocidad de deformación integrado en profundidad

Atendiendo al comportamiento de las propiedades de cohesión, rozamiento y viscosidad del lahar, se distinguen varios regímenes reológicos. Dentro de ellos destaca el empleo de los modelos que consideran a los flujos laharicos como fluidos de tipo newtoniano, Bingham o friccionales, aunque la integración en la vertical requerida no es aplicable en todos los casos. El modelo friccional no admite la simplificación a 2D, aunque si el Newtoniano y el de Bingham.

1) Fluido en Régimen Macroviscoso

Modelo reológico Newtoniano

El fluido Newtoniano corresponde al modelo reológico más simple, caracterizándose por un sólo parámetro constitutivo: la viscosidad del fluido (μ).

De este modo la resistencia al corte (σ_{13} y σ_{33}) viene dada por:

$$\sigma_{13} = \mu \frac{\partial v_1}{\partial x_3} = \frac{1}{2} \Phi_1 \frac{\partial v_1}{\partial x_3} \qquad \text{obteniéndose} \qquad \Phi_1 = 2\mu \qquad \textbf{(Ec. 2. 45)}$$

$\sigma_{33} = -p$

Expresándose de manera general como:

$$\sigma = -pI + 2\mu\, dev(d) \qquad \textbf{(Ec. 2.46)}$$

Una vez integradas en profundidad, las formulaciones de velocidad media, tensión tangencial en el fondo, factor de corrección de momento lineal y las componentes del tensor de velocidades de deformación se expresan como:

$$\alpha = 0{,}2 \qquad \textbf{(Ec. 2.47)}$$

$$\bar{v} = \frac{h\tau_B}{\mu}\left(1 - \frac{z}{2h}\right)\frac{z}{h} = \frac{h\tau_B}{3\mu} \qquad \text{ya que la velocidad es nula en el fondo} \qquad \textbf{(Ec. 2.48)}$$

$$\tau_B = \frac{3\mu\bar{v}}{h} \qquad \textbf{(Ec. 2.49)}$$

$$\bar{d}_{33} = \frac{1}{h}\frac{\partial h}{\partial t} \qquad \bar{d}_{13} = \frac{\tau_B}{4\mu}(1-\eta)^2 \qquad \textbf{(Ec. 2.50)}$$

2) Fluido en Régimen Viscoplástico

Modelo reológico para fluidos tipo Bingham

Este tipo de fluidos, a diferencia de los Newtonianos que se deforman con esfuerzos de corte, han de superar un umbral de tensión tangencial para que el flujo tenga lugar. Ese valor se corresponde con el concepto de *tensión de fluencia* (τ_y) y explica algunos fenómenos que se manifiestan en eventos tipo flujo de derrubios, tales como la parada repentina del flujo o la formación de represamientos. Por tanto en los fluidos tipo Bingham se pueden diferenciar dos zonas de movimiento bien diferenciadas; la parte superior o "tapón" (h_p de la fig.17) en la que la velocidad es constante, y la parte inferior (h_s) en la que, a diferencia de la anterior, la tensión movilizada es mayor que τ_y.

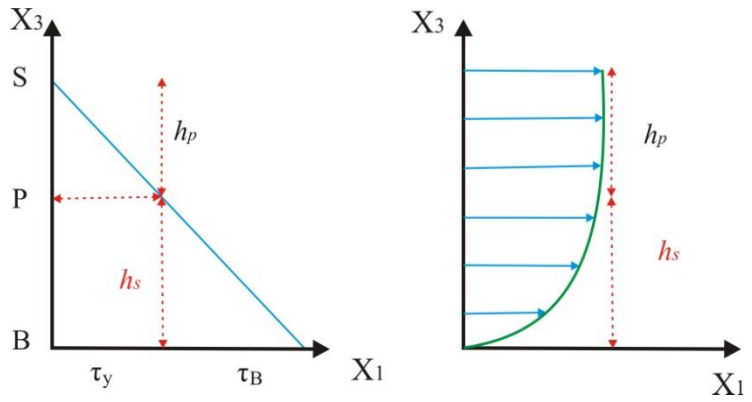


Fig.17. Estructura del flujo de un fluido Bingham en condiciones tangenciales simples.

siendo

$$h_p = \frac{\tau_y}{\rho g sin\theta} \qquad \textbf{(Ec. 2.51)}$$

$$h_s = h - h_p \qquad \textbf{(Ec. 2.52)}$$

$$\eta = \frac{h_p}{h} = \left(1 - \frac{h_s}{h}\right) = \left(1 - \frac{\tau_y}{\tau_B}\right) \qquad \textbf{(Ec. 2.53)}$$

donde

h_p = altura del tapón o región de velocidad constante
τ_y = tensión de fluencia
h_s= altura de la zona de cizalla
h = altura total del flujo
$\boldsymbol{\eta}$ = altura relativa del tapón
τ_B= tensor de corte en el fondo o fricción

En condiciones en las que el flujo es tangencial la ley de Bingham se puede escribir como:

$$\sigma_{33} = -p \longrightarrow \sigma_{33} = -p - \Phi_0 + \frac{1}{4}\Phi_2\left(\frac{\partial v_1}{\partial x_3}\right)^2 = -p \qquad \textbf{(Ec. 2.54)}$$

$$\sigma_{13} = \tau_y + \mu\frac{\partial v_1}{\partial x_3} \longrightarrow \sigma_{13} = \sigma_{31} = \frac{1}{2}\Phi_1\frac{\partial v_1}{\partial x_3} = \tau_y + \mu\frac{\partial v_1}{\partial x_3} \qquad \textbf{(Ec. 2.55)}$$

donde

σ = tensor de tensiones
τ_y= tensor de fluencia
μ= viscosidad

$$\sigma = -pI + \left(\frac{\tau_y}{\sqrt{I_{2d}}} + 2\mu\right) dev(d) \qquad \textbf{(Ec. 2.56)}$$

Este tipo de reología se ha empleado para modelizar mezclas de suelos granulares finos con alto contenido en agua, pudiendo encontrar en diversas referencias bibliográficas rangos de valores para los parámetros de tensión de fluencia (τ_y) y viscosidad (μ) empleados por diversos autores (tabla 1).

Tabla.1. Resultados obtenidos en la simulación de diversos flujos de derrubios por diferentes autores.

Autores	Lugar de Aplicación	ρ (Kg/m^3)	τ_y (Pa)	μ (Pa.s)
Rickenmann & Koch (1997)	Kamikamihori		100-800	400-800
	Saas			
Jan (1997)			100 - 160	40-60
Johnson (1996)		2000 - 2400	60; 170 - 500	45
Sharp & Nobles (1953)		2400		20-60
Pierson (1986)		2090	130-240	210-810
Jin & Fread (1997)	Anhui	1570	38	2.1
	Aberfan	1764	4794	958
	Rudd Creek	1575	956	958

En las últimas décadas, el modelo original de Bingham ha sido mejorado (Pastor et al., 2004a) para considerar efectos tales como los componentes de la viscosidad no lineal (ec.2.54 y 2.55).

$$\sigma = -pI + \left\{ \frac{\tau_y}{\sqrt{I_{2d}}} + 2\mu(4I_{2d})^{\frac{\eta-2}{2}} \right\} dev(d)$$

(Ec. 2.57)

Nota: cuando η=1 implica que el modelo reológico utilizado es el de Bingham.

Una vez integrado el modelo en profundidad, las formulaciones obtenidas para los fluidos tipo Bingham son:

$$\alpha = \frac{3}{5}\left(\frac{7\eta+8}{(\eta+2)^2}\right) - 1 \qquad \textbf{(Ec. 2.58)}$$

$$\bar{v} = \frac{1}{h}\left(\eta h v_p + \frac{2}{3}(1-\eta)h v_p\right) = \frac{v_p}{3}(\eta+2) = \frac{\tau_B h}{6\mu}\left(1-\frac{\tau_y}{\tau_B}\right)^2\left(2+\frac{\tau_y}{\tau_B}\right) = \frac{\tau_y h}{6\mu}(1-\eta)^2(2+\eta)$$

(Ec. 2.59)

$$\tau_B = \frac{\tau_y}{\eta} \qquad \textbf{(Ec. 2.60)}$$

$$\bar{d}_{33} = \frac{1}{h}\frac{\partial h}{\partial t} \qquad \bar{d}_{13} = \frac{\tau_B}{2\mu}(1-\eta)^2 \qquad \textbf{(Ec. 2.61)}$$

$$\bar{\sigma} = -\bar{p}I + \left(\frac{\tau_y}{\sqrt{I_{2d}}} + 2\mu\right) dev(\bar{d}) \qquad \textbf{(Ec. 2.62)}$$

$$\bar{p} = \frac{1}{2}\rho b_3(Z + h - x_3) \qquad \textbf{(Ec. 2.63)}$$

donde

v_p = velocidad característica del tapón

3) Fluido en Régimen Friccional

Dentro de este tipo de flujos se engloban todos aquellos cuyas propiedades son las de un material plástico, es decir no existe correspondencia entre las tensiones y la velocidad de deformación aplicada. Además, se asume que la relación entre las tensiones normales y tangenciales es constante, despreciando la cohesión y los términos viscosos.

Precisamente es en la zona de la base del flujo, donde el material es más fino y suele estar saturado, el lugar en el que se espera que estén concentradas las tensiones tangenciales.

En el caso que se produzcan diferencias significativas entre los ángulos de rozamiento a lo largo del recorrido del lahar, es importante que dichas diferencias sean introducidas en el análisis, ya sea friccional puro o de Voellmy, y se divida la trayectoria en tramos para obtener un mejor ajuste.

Modelo reológico Friccional Puro

En este tipo de fluidos las tensiones se caracterizan por:

$$\sigma_{13} = \sigma_n \tan\phi$$

$$\sigma_{33} = -p \qquad \textbf{(Ec. 2.64)}$$

donde

σ_n=tensión normal (puede incluir a parte de σ_{33} la debida a la aceleración centrípeta)
ϕ= ángulo de rozamiento

Sin información adicional no se puede obtener el perfil de distribución de velocidad, ni determinar el factor de corrección de momento lineal o las tensiones integradas en profundidad, sin embargo si se puede aproximar la tensión tangencial en el fondo teniendo en cuenta la acción de las presiones de poros en la banda donde se concentran:

$$\tau_B = -\left(\rho_d' \, gh \tan\phi_b - p_w^b\right)\frac{\bar{v}_i}{|\bar{v}|} \qquad \textbf{(Ec. 2.65)}$$

donde

ϕ_b = ángulo de fricción con el fondo

ρ_d' = densidad sumergida del esqueleto sólido del suelo

p_w^b = presión de poros actuante en el fondo (adicional a la hidrostática)

Por último, cabe destacar que los modelos friccionales puros suelen complementarse mediante información tomada en los canales del flujo acerca de la fricción con el fondo.

Modelo reológico de Voellmy

Diversos investigadores como Körner (1976), Perla et al. (1980), Hungr et al. (2002), Revellino et al. (2004) o Rickemann y Koch (1997); han usado con éxito la reología de Voellmy para simular avalanchas de roca, flujos deslizantes o flujos de derrubios.

En este tipo de fluidos las tensiones se caracterizan por:

$$\sigma_{13} = \sigma_n \tan\phi + \rho g \frac{v^2}{\xi}$$

(Ec. 2.66)

$$\sigma_{33} = - p$$

donde

ϕ= ángulo de rozamiento interno
ρ= densidad del material que desliza
g = aceleración de la gravedad
ξ = coeficiente de turbulencia

Al igual que ocurre en el modelo friccional puro, y por las mismas razones, no es posible conseguir la distribución de velocidad, el factor de corrección del momento lineal, ni las tensiones integradas en profundidad, pero sí la aproximación de la tensión tangencial de fondo:

$$\tau_B = -\left[\left(\rho'_d\, gh\, tan\phi_b - p_w^b\right)\frac{\bar{v}_l}{|\bar{v}|} + \rho g \frac{|\bar{v}|}{\xi}\bar{v}_l\right] \qquad \textbf{(Ec. 2.67)}$$

El término adicional que se incorpora a la ecuación con respecto al modelo friccional hace referencia tanto a la presión del aire o turbulencia, como a todas aquellas posibles fuentes de resistencia que afectan a la velocidad.

C) Modelo numérico

El sistema de ecuaciones integradas en profundidad constituido por el modelo matemático y el reológico no posee una solución analítica exacta, por lo que se debe recurrir a la modelización numérica para obtener una solución aproximada. La aproximación puede realizarse aplicando diferentes técnicas, siendo SPH el modelo elegido en nuestro estudio.

Para la construcción de aproximaciones numéricas se emplean un conjunto de *nodos* o *partículas* donde se produce la integración numérica, y cuyo movimiento puede analizarse desde diferentes perspectivas. Si se asocia el concepto de nodo a una partícula material del medio continuo se estará empleando un punto de vista Lagrangiano, mientras que si los nodos permanecen fijos, éste será Euleriano. Como ya se ha comentado anteriormente, ninguno de estos enfoques se ajusta en su totalidad al movimiento descrito por las fases de un lahar, por lo que se ha optado por una solución intermedia. El esquema pseudo-Lagrangiano empleado se basa en el uso de dos mallas independientes a efectos de cálculo:

- ***malla topográfica*** muy fina, generalmente obtenida a partir de un DEM

- ***malla de espaciamiento regular***, en la que están ubicados inicialmente las partículas de estudio y por tanto contiene la información básica del material. Es en esta segunda malla donde se realizan todos los cómputos.

La disgregación de la información en dos mayas independientes que se deslizan una sobre otra, permite una reducción notable tanto en el tiempo de cómputo como en la representación de los resultados, lo que resulta muy interesante.

La técnica numérica de discretización de ecuaciones empleada, se denomina, de forma análoga al método general, SPH, y consta de dos etapas; en la ***primera***, se aproxima una función dada ϕ (x) y sus derivadas mediante aproximaciones integrales caracterizadas por un núcleo (o kernel, fig.18 a), mientras que en la ***segunda etapa*** se introduce un conjunto de nodos o "partículas" que se emplean para construir aproximaciones numéricas sin tener que recurrir a "mallas" o "elementos".

Una descripción rigurosa del método y de los fundamentos de las aproximaciones y reglas empleadas requiere el empleo de un complejo aparato matemático que parte del concepto de distribución o función generalizada, por lo que se ha optado por renunciar a este rigor en aras de una mayor claridad de la exposición. Para un mayor desarrollo se recomienda consultar Haddad, 2010 o Sánchez Morales, 2009.

PRIMERA ETAPA: Aproximaciones integrales

Se parte de una función escalar ϕ (x), donde $x \in \Omega \subset \mathbb{R}$, como la que se muestra en la ecuación 2.68, la cual se aproxima de forma integral mediante el empleo de otras funciones "auxiliares" denominadas núcleos o kernels (fig.18 a)

$$\phi(x) = \int_{\Omega}^{-} \phi(x')\, \delta(x' - x) dx' \qquad \textbf{(Ec. 2.68)}$$

donde

Ω = dominio donde se ha definido la función y la igualdad (se considera abierto)
δ (x) = función de distribución denominada delta de Dirac

El empleo de funciones auxiliares lineales o Núcleos como argumento en la resolución de la función de interés, p.ej. la distribución Delta de Dirac en la ecuación 2.68, permite su transformación a números reales, por tanto las propiedades del Núcleo W*(x,h)* determinan la precisión de las aproximaciones. En este sentido cabe destacar el empleo de núcleos *W(x´-x,h)* o *W* (ξ), que se corresponden con funciones que poseen simetría radial.

$$r = |x' - x| \qquad \textbf{(Ec. 2.69)}$$

o

$$\xi = \frac{|x'-x|}{h} = \frac{r}{h} \qquad \textbf{(Ec. 2.70)}$$

donde

r = radio
h = longitud

Las condiciones requeridas para que una función *W(x,h)* pueda emplearse como núcleo de aproximación en SPH son:

- que cuando la longitud h tienda a 0, la función *W(x´-x,h)* aproxima su comportamiento al de una Delta de Dirac δ (x), es decir que tiende a una amplitud infinito para un determinado punto.

$$\lim_{h \to 0} W(x' - x, h) = \delta(x) \qquad \textbf{(Ec. 2.71)}$$

- que el área de *W* (*x´-x.h*) sea unitaria. Esto denota la habilidad de la aproximación para reproducir una constante, es decir, un polinomio de grado cero.

$$\int_{\Omega}^{-} W(x' - x, h)dx' = 1 \qquad \textbf{(Ec. 2.72)}$$

donde

Ω = radio que contiene el intervalo en el que se localiza lafunción

- que el núcleo *W(x´-x,h)* sea positivo y posea un soporte compacto, es decir que el conjunto de puntos donde la función no es 0 esté acotado.

$$W(x' - x, h) = 0 \qquad si \ \ |x' - x| \geq kh \qquad \textbf{(Ec. 2.73)}$$

donde

k = número entero. Normalmente k=2

- que el núcleo *W(x´-x,h)* sea una función monótona decreciente de ξ

$$\xi = \frac{|x' - x|}{h} \qquad \textbf{(Ec. 2.74)}$$

- que el núcleo *W(x´-x,h)* sea una función simétrica de *(x´-x)*.

La aproximación resultante del conjunto de condiciones anteriores se acota a un polinomio de segundo orden de precisión y puede expresarse como:

$$\langle \phi(x) \rangle = \int_{\Omega}^{-} \phi(x')W(x' - x, h)dx' = \phi(x) + O(h^2) \qquad \textbf{(Ec. 2.75)}$$

donde

$\langle \phi(x) \rangle$ = o aproximación integral de ϕ (*x*) a un número real

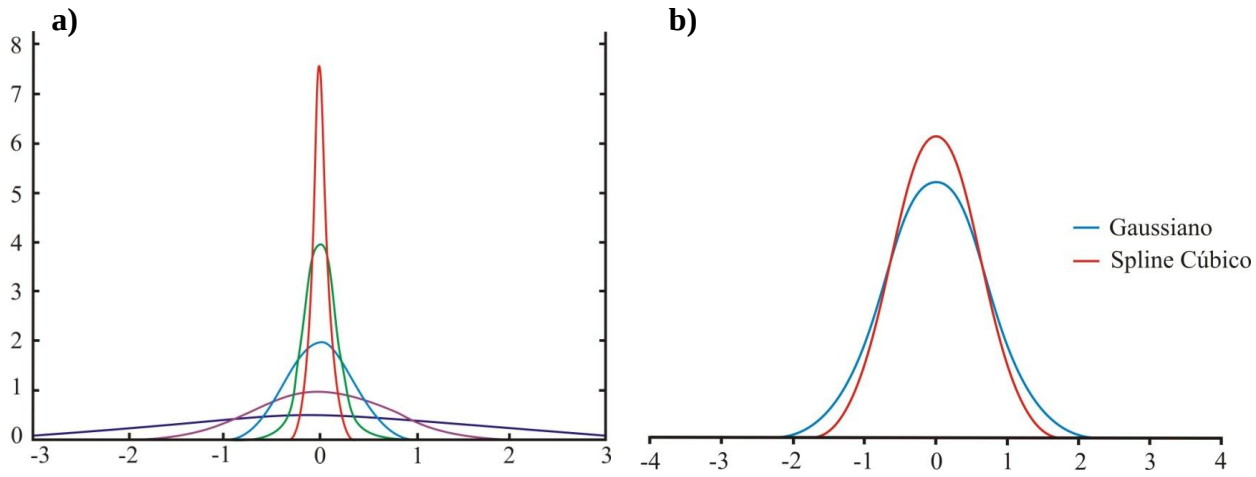


Fig.18. **a)** Representación de los núcleos o kernels ($W_k(x,h)$) empleados para aproximar la delta de Dirac con diferentes valores de h (longitud) y k (número entero) y **b)** Comparación de la aplicación de los núcleos Gaussiano y Spline Cúbico para el caso unidimensional. Fuente: Haddad, B., 2007.

siendo

$$W_k(x, h) = \frac{1}{\sqrt{2\pi h}} exp\left(-\frac{x^2}{h}\right) \quad donde \ h = \frac{1}{k} \qquad \textbf{(Ec. 2.76)}$$

Dos de los núcleos más destacados propuestos dentro del marco de las formulaciones SPH son:

a) El *núcleo Gaussiano* propuesto por Gingold & Monaghan (1977). Supone desventajas desde el punto de vista computacional, ya que no cumple la condición de unidad en la integral de la función.

b) El *spline cúbico* introducido por Monaghan (Monaghan & Gingold 1983; Monaghan & Lattanzio 1985). Es más eficiente que el anterior ya que su soporte es muy compacto.

Para el caso de problemas unidimensionales en SPH, la aproximación integral derivada (ec.2.75) se expresa:

$$\langle \phi'(x) \rangle = -\int_{\Omega}^{-} \phi(x') W'(x' - x, h) dx' \qquad \textbf{(Ec. 2.77)}$$

Esta expresión, obtenida como resultado de la integración por partes de la ec.2.75 y teniendo en cuenta el soporte compacto de los kernels, también puede generalizarse para aproximar las derivadas en los casos bi- o tridimensionales, incluyendo las expresiones de los operadores diferenciales empleados en el estudio de la mecánica de medios continuos como:

$$\langle grad \phi(x) \rangle = -\int_{\Omega}^{-} \phi(x') \frac{1}{h} W' \frac{x' - x}{r} d\Omega \qquad siendo\ r = |x' - x| \qquad \textbf{(Ec. 2.78)}$$

$$\langle grad\ u(x) \rangle = -\int_{\Omega}^{-} u_i(x') \frac{1}{h} W' \frac{x_j' - x_j}{r} d\Omega = -\int_{\Omega}^{-} \frac{1}{h} W' \frac{u(x') \otimes (x' - x)}{r} d\Omega \qquad \textbf{(Ec. 2.79)}$$

$$\langle div\ u(x) \rangle = -\int_{\Omega}^{-} u(x') grad\ W d\Omega = -\int_{\Omega}^{-} \frac{1}{h} W' \frac{u(x') \cdot (x' - x)}{r} d\Omega \qquad \textbf{(Ec. 2.80)}$$

$$\langle div\ \sigma(x) \rangle = -\int_{\Omega}^{-} \sigma grad\ W d\Omega = -\int_{\Omega}^{-} \frac{1}{h} W' \frac{\sigma(x' - x)}{r} d\Omega \qquad \textbf{(Ec. 2.81)}$$

donde

$\langle grad \phi(x) \rangle$ = gradiente de una función escalar
$\langle grad\ u(x) \rangle$ = gradiente de un campo vectorial
$\langle div\ u(x) \rangle$ = divergencia de una función vectorial
$\langle div\ \sigma(x) \rangle$ = divergencia de un campo tensorial

SEGUNDA ETAPA: Discretización

El método SPH introduce el concepto de "partículas", donde se localiza la información referida a las variables de campo y sus derivadas, es decir el equivalente a los denominados "nodos" de los métodos de elementos finitos y diferencias finitas. Esto supone pasar del nivel continuo desarrollado en la etapa anterior al discreto. Por tanto, en esta segunda etapa las aproximaciones de las funciones y sus derivadas dejan de ser válidas, teniéndose que adaptar mediante su discretización.

Esta discretización se hace en función de las partículas, por lo que el nivel de aproximación depende directamente del número de ellas ($\{x_k\}$ con K = 1,..,N), su distribución y localización. Como consecuencia, es aplicable la estrategia empleada por el método de elementos finitos en la

que los nodos se concentran en las zonas donde se espera un mayor gradiente. A diferencia de la estrategia anterior, en SPH no existe una regla general de integración que abarque la infinidad de casos posibles, puesto que los nodos o partículas circundantes al nodo donde se evalúa la integral pueden tener cualquier posición. Ya que la información se concentra en un número N de nodos, la aproximación integral puede evaluarse empleando técnicas de integración numérica del tipo:

$$\langle \phi(x_I) \rangle_h = \sum_{J=1}^{N} \phi(x_J) W(x_I - x_J, h) \omega_J = \sum_{J=1}^{N} \phi(x_J) W_{IJ} \omega_J = \phi_I$$

(Ec. 2.82)

donde

h = subíndice referente a la aproximación discreta

ω_J = pesos de la fórmula de integración

W_{IJ} = núcleo centrado en el nodo I en la posición J. Al ser simétricos los nodos en SPH $W_{IJ} = W_{JI}$

Si se tiene en cuenta que el núcleo posee soporte local, p.ej es cero cuando $|x_I - x_J| > 2h$, el sumatorio solo se extiende a un número Nh de puntos que cumplen con esa condición, como se muestra en la figura 19.

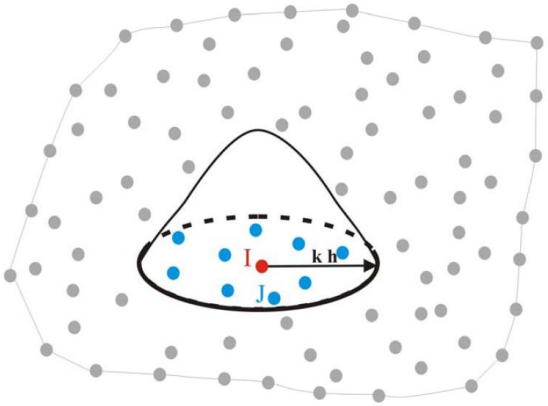


Fig.19. Representación de nodos e integración numérica en la malla SPH.

Otro aspecto interesante del método SPH es la existencia de diversas alternativas en la forma de discretización de los operadores diferenciales. Estas expresiones engloban tanto una forma general como las denominadas formas simetrizadas, que mejoran la precisión del cálculo por su simetría. En esta tesis solo se recogen las expresiones generales, por lo que si se está interesado en la derivación de las distintas alternativas se propone la consulta de Liu &Liu, 2003 y 2004.

$$grad\phi_I = \langle grad\phi(x_I) \rangle_h = \sum_{J=1}^{Nh} \frac{m_J}{\rho_J} \phi_J gradW_{IJ} \qquad \textbf{(Ec. 2.83)}$$

$$divu_I = \langle gradu(x_I) \rangle_h = \sum_J \frac{m_J}{\rho_J} u_J gradW_{IJ} \qquad \textbf{(Ec. 2.84)}$$

$$gradv_I = \langle gradv(x_I) \rangle_h = \sum_{J=1}^{Nh} \frac{m_J}{\rho_J} v_J \otimes gradW_{IJ} \qquad \textbf{(Ec. 2.85)}$$

$$grad\sigma_I = \langle grad\sigma(x_I) \rangle_h = -\sum_J \frac{m_J}{\rho_J} \sigma_J gradW_{IJ} \qquad \textbf{(Ec. 2.86)}$$

donde

grad ϕ_I = forma discretizada básica del gradiente de una función escalar
m_J = masa ficticia asociada al nodo J en la columna de base Ω_J. Se calcula: $m_J = \Omega_J h_J$
Ω_J = área 2D asociada al nodo J. En 3D es el volumen y en 1D la longitud asociada a J.
h_J = altura del deslizamiento en el nodo J
ρ_J = densidad asociada al nodo J. Se calcula: $\rho_J = \frac{m_J}{\Omega_J}$
div u_I = forma discretizada básica del gradiente de un campo vectorial
grad v_I = forma discretizada básica de la divergencia de una función vectorial
grad σ_I = forma discretizada básica de la divergencia de un campo tensorial

A partir del procedimiento anterior, el modelo numérico SPH es capaz de aproximar las ecuaciones integradas en profundidad propuestas en el modelo matemático (ecuaciones 2.24, 2.25 y 2.29) en función del número de nodos y sus variables, obteniéndose:

Aproximación SPH para el Balance de masa:

$$\frac{\bar{d}h_I}{dt} = -h_I \sum_J \frac{m_J}{h_J} \bar{v}_I grad W_{IJ}$$

(Ec. 2.87)

Nota: Para mejorar la aproximación en el contorno se suele normalizar la altura.

donde

h_I =altura del deslizamiento en el nodo I.
Se calcula: $h_I = \langle h(x_I) \rangle = \sum_J h_J \Omega_J W_{IJ} = \sum_J m_J W_{IJ}$
$\langle h(x_I) \rangle$ = aproximación integral de $h(x_1)$
$\bar{v}_I$ = velocidad en I integrada en profundidad
W_{IJ} = *núcleo*

Aproximación SPH para el Balance de momento lineal.

$$h_I \frac{\bar{d}}{dt}\bar{v}_I - \frac{\partial}{\partial x_I}\left(\frac{1}{2}\rho b_3 {h_I}^2\right) = -e_R \bar{v}_I - \alpha \frac{\partial}{\partial x_J}\left(h_I \bar{v}_I \bar{v}_J\right) + \frac{\partial}{\partial x_J}\left(h_I \bar{\sigma}^*{}_{IJ}\right) + b_I h_I + |N^A| t_I^A + |N^B| t_I^B$$

(Ec. 2.88)

$$h_I \frac{\bar{d}}{dt}\bar{v}_I = grad\, \bar{p}_I + div\left(h_I \bar{\sigma}^*{}_{ij}\right) + b h_I + \left|N^B\right| t^B \qquad \textbf{(Ec. 2.89)}$$

donde

b = término que hace referencia a las fuerzas exteriores
e_R = término de erosión
α = factor de corrección
t_I^A= tensión de la superficie
t_I^B= vector de la tensión de superficie en la base del deslizamiento
$\bar{p}_I$ = presión integrada en profundidad.
Se calcula: $\bar{p}_I = \frac{1}{2}\rho b_3 h_I^2$
$\bar{\sigma}^*{}_{ij}$ = tensor de tensiones integrado en profundidad modificado

Aproximación SPH para la Ecuación de Consolidación

$$\frac{\bar{d}}{dt} P_{1I} = -\frac{\pi^2 c_v}{4h_I} P_{1I}$$

(Ec. 2.90)

donde

P_{1I} = presión de poros en la superficie basal
C_v = coeficiente de consolidación

Las ecuaciones resultantes de la discretización (ec. 2.87, 2.88-89 y 2.90) se consideran ecuaciones diferenciales ordinarias (EDO) que pueden integrarse en el tiempo utilizando el esquema Leap Frog o Runge Kutta (2ndo o 4ndo orden). Normalmente el esquema de Runge Kutta de Segundo orden el más adecuado, ya que proporciona un equilibrio razonable entre el esfuerzo computacional y la precisión de los resultados obtenidos.

El sistema de EDO anterior se complementa con la aproximación y discretización de los valores nodales de tensión y presión de las ecuaciones del modelo reológico.

Aproximación SPH de la tensión

$$\sigma_I = -\bar{p}_I I + \Phi_0 I + \Phi_1 d_I + \Phi_2 {d_I}^2 \qquad \textbf{(Ec. 2.91)}$$

Aproximación SPH de la presión

$$p_I = \bar{p}_I + \Phi_0 - \frac{1}{3}\Phi_1 tr(d_I) - \frac{1}{3}\Phi_2 tr({d_I}^2) \qquad \textbf{(Ec. 2.92)}$$

Aproximación SPH del tensor de velocidad de deformación

$$d_I = \frac{1}{2}\sum_{J=1}^{Nh} \frac{m_J}{\rho_J}\left(v_J \otimes gradW_{IJ} + gradW_{IJ} \otimes v_J\right) \qquad \textbf{(Ec. 2.93)}$$

donde

I= tensor identidad
d= tensor de velocidad de deformación
Φ_k= funciones escalares de los invariantes de d, k= 0..2

En la aproximación de las leyes reológicas anteriores no se incluye ninguna función escalar o tensorial que describa la estructura del fluido, ni tampoco la deformación en un momento dado o la memoria tensorial del material, por lo que la tensión se obtiene sin tener en cuenta los cambios.

Partiendo del conocimiento de las variables nodales en cada etapa, los valores de las derivadas se evalúan según el paso de tiempo:

$$h_I^{n+\frac{1}{2}} = h_I^n + \frac{\Delta t}{2}\frac{\bar{d}}{dt}h_I\Big|^n \qquad h_I^{n+1} = h_I^n + \frac{\Delta t}{2}\frac{\bar{d}}{dt}h_I\Big|^{n+\frac{1}{2}}$$

$$v_I^{n+\frac{1}{2}} = v_I^n + \frac{\Delta t}{2}\frac{\bar{d}}{dt}v_I\Big|^n \qquad v_I^{n+1} = v_I^n + \frac{\Delta t}{2}\frac{\bar{d}}{dt}v_I\Big|^{n+\frac{1}{2}}$$

$$P_{1I}^{n+\frac{1}{2}} = v_I^n + \frac{\Delta t}{2}\frac{\bar{d}}{dt}P_{1I}\Big|^n \qquad P_{1I}^{n+1} = v_I^n + \frac{\Delta t}{2}\frac{\bar{d}}{dt}P_{1I}\Big|^{n+\frac{1}{2}}$$

a) **b)**

(Ec. 2.94)

Como resultado se obtiene un modelo bidimensional que presenta una excelente combinación "precisión-sencillez", siendo capaz de predecir las características más relevantes del flujo, como pueden ser la velocidad de propagación, el tiempo de llegada a un sitio determinado, la altura del flujo a lo largo del recorrido o el área de inundación.

En definitiva, el modelo SPH supone ciertas ventajas de cómputo respecto a otros métodos pero la incorporación de los resultados a un SIG resulta más compleja, ya que el software en el que se visualizan las simulaciones no permite la exportación de los mismos al formato requerido por el SIG y por tanto se ha de incorporar manualmente. El software de visualización de resultados de SPH empleado se denomina GID y es comúnmente utilizado en el pre y pos procesamiento de aplicaciones numéricas en ciencia e ingeniería.

2.3.2 Aplicación de SPH en el Volcán de Colima

Previamente a la aplicación de este modelo en el terreno, se estudió el comportamiento de sus parámetros de entrada en un ***análisis de sensibilidad*** (capítulo 5). Los parámetros evaluados fueron; la influencia de la condición inicial, tanto del volumen como de la morfología de la pila de material (relación aspecto), sobre la evolución del movimiento, y el efecto de la variación de la topografía y los parámetros reológicos durante la propagación.

Para ello se consideró el flujo desde una triple perspectiva reológica, como fluido tipo Bingham, como Friccional Puro y como Friccional de Voellmy.

A) Análisis de la repercusión de la morfología inicial

Se realizó en base a la metodología propuesta por Lajeunesse et al., (2004). Estos autores estudiaron la influencia de la relación aspecto (*a*) de la masa inicial contenida en un cilindro, sobre los parámetros de propagación y morfología del depósito final de un fluido friccional, tras la repentina liberación de la misma sobre un *plano horizontal*, siendo *a* la relación entre la altura (H_i) del cilindro y el radio interno (R_i) empleado.

El análisis de sensibilidad se realizó en diversos nodos situados a lo largo del plano, lo que permitió el seguimiento de la evolución del movimiento conforme aumentaba la distancia al origen.

Una vez analizada la dependencia entre *a* y el movimiento del flujo, la metodología de Lajeunesse et al. se aplicó al estudio del efecto producido por la topografía. Para ello se utilizó el método anterior mientras se variaba la inclinación de la superficie sobre la que se asentaba el cilindro (Calvo et al., 2015). Esta *topografía básica* estuvo formada por una rampa sobre la que se ubicó el cilindro de masa inicial, que desembocaba en una superficie plana.

Tras conocer la influencia de la relación aspecto de la condición inicial en un plano horizontal y en una topografía básica, se aplicó el modelo SPH en las laderas del Volcán de Colima para contrastar los resultados anteriores con los obtenidos en una *topografía real*. Los valores de *a* empleados en el análisis se establecieron atendiendo a las estimaciones volumétricas más comunes, calculadas a partir de los depósitos laháricos observados in situ (Anexo II).

Los nodos de control empleados en este estudio se ubicaron en zonas que se habían visto afectadas previamente por lahares. Entre ellos se incluyeron dos torres de alta tensión situadas en el piedemonte de la barranca de Montegrande, que habían sido afectadas por diversos eventos laháricos (1999L1, 2000L2, etc.).

B) Análisis de la influencia reológica durante la propagación

Se llevaron a cabo tres análisis, uno sobre la interdependencia entre los parámetros reológicos que gobiernan el movimiento del fluido, atendiendo a las tres reologías propuestas anteriormente, otro sobre la influencia de la variación de *a* en los parámetros reológicos, y un último análisis sobre la variación del parámetro que controlaba la dinámica reológica en función de la variación de la topografía. Todos ellos se completaron con un análisis estadístico bivariante de los resultados mediante la aplicación de Statgraphics.

En el análisis de *interdependencia entre parámetros reológicos* se mantuvo constante el valor de *a*. En él se estudió el efecto producido por uno de los parámetros reológicos mientras el valor de los otros dos, denominados secundarios, se mantuvo constante. Para ello se adoptó el valor medio del intervalo propuesto, o el valor máximo y mínimo respectivamente. También se estableció el efecto de un parámetro reológico secundario sobre otro principal mientras el valor del tercer parámetro se mantuvo constante.

En el análisis de la *influencia de la variación de a en los parámetros reológicos*, se varió el valor de *a*, obteniendo como resultado qué reología se vio más afectada por *a* y en concreto cual de sus parámetros.

En el análisis de la *influencia de la variación de la topografía en el parámetro reológico predominante* se emplearon las mismas topografías usadas en el análisis de la influencia de *a*, un plano horizontal, una topografía simplificada y la topografía real, para esclarecer si se producen o no variaciones, y cuál de los parámetros reológicos ejerce mayor control.

Una vez analizada la sensibilidad y aplicabilidad del modelo SPH en la simulación de lahares (capítulo 5), se procedió a su calibración sobre el terreno. Para ello se utilizó la topografía del Volcán de Colima del año 2005 con una resolución de 20 m y se procedió a la ***simulación de tres casos reales***, el lahar 1992L, 2011L y 2012L (capítulo 6).

Los resultados obtenidos de las simulaciones en la barranca de Montegrande se compararon con las observaciones aportadas por los informes de diversos autores y nuestros propios datos de campo (ej. perfiles transversales del interior de la barranca,…), así como los resultados alcanzados en relación a esos eventos concretos a lo largo de la barramca (capítulo 4). Los parámetros empleados en la verificación con la realidad fueron; el recorrido seguido por los eventos, punto de parada y su forma de dispersión, la altura máxima y media del flujo, la velocidad y la duración total de los lahares. Esta comparación se hizo atendiendo a la limitada disponibilidad de datos de campo para cada evento.

El comportamiento general del flujo se observó mediante el análisis de determinados nodos situados en la zona de cabecera, tramo central canalizado y parte distal del depósito, mientras que en los puntos donde se habían trazado previamente secciones transversales del interior de la barranca en 2011 y 2012, se realizó un análisis más específico flujo.

CAPÍTULO 3.- CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO:EL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA (MÉXICO) Y LA BARRANCA DE MONTEGRANDE

Este capítulo expone el marco geográfico del Volcán de Colima, donde se forman y desarrollan los lahares objeto de este estudio, según tres niveles de detalle, de más general a más preciso.

En el primer nivel de análisis, de carácter regional, se estudia la dinámica del Volcán de Colima de acuerdo con diferentes criterios geográficos: los tectónico-estructurales, los volcánicos, los litológicos, los geomorfológicos, los climáticos, los hidrológicos, los biogeográficos y los socioeconómicos.

Tras este estudio regional, se describe la barranca donde se ha desarrollado la mayor parte del trabajo experimental, Montegrande, seleccionada conforme a los criterios propuestos en el capítulo 2. Concretamente se analiza la delimitación de su cuenca hidrológica, así como su división en tramos con un comportamiento diferente según la dinámica de los lahares que la recorren.

Por último se estudia la dinámica lahárica en la barranca de Montegrande: su proceso específico de formación de los lahares en relación con los recursos hídricos disponibles; la actividad lahárica registrada; la tipología y caracterización de los depósitos generados y los sistemas de monitoreo y detección de este tipo de eventos.

Esta introducción a la dinámica y problemática generada por los lahares en el Volcán de Colima sirve de base para el diseño y posterior desarrollo de la investigación. Además permite conocer los datos disponibles a partir de las unidades de monitoreo y valorar sus limitaciones.

3.1 - Características regionales del área de estudio

El Volcán de Colima (VdC), también denominado Volcán de Fuego, se sitúa a los 19º30'44"N y 103º37'02"W, entre los Estados de Colima (municipios de Comala y Cuauhtémoc) y Jalisco (municipios de Tuxpan, Zapotitlán y Tonila), en México. Posee una altitud de 3.860 m s.n.m. y forma parte del Complejo Volcánico de Colima (CVC).

Fisiográficamente se localiza en la parte occidental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) correspondiente a la subprovincia Volcanes de Colima, caracterizada por ser una importante zona de transición biogeográfica entre las selvas tropicales, los bosques templados y las zonas semiáridas, lo que confiere al área un alto interés ecológico.

Además de su patrimonio biológico, el interés científico de este estratovolcán reside en el conjunto de procesos endógenos y exógenos que modelan su relieve, como la elevada frecuencia de su actividad, lo que le ha llevado a ser considerado el volcán más activo de la Placa Norteamericana. El gran dinamismo del área, así como la formación de eventos secundarios como lahares y seísmos, dificulta el uso y gestión del territorio por parte de las comunidades situadas a su alrededor.

Para obtener una visión global de la compleja dinámica del VdC, este capítulo recoge las características esenciales que condicionan su desarrollo a nivel regional y local.

3.1.1- Contexto tectónico-estructural

La actividad tectónica que domina el CVC (Complejo Volcánico de Colima) está estrechamente relacionada con la dinámica extensional regional que caracteriza al borde occidental del CVM, en cuyo sector más meridional se localiza el *Rift de Colima*.

A) El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM)

Esta estructura volcánica es considerada uno de los mayores arcos volcánicos continentales del mundo y el más grande de Norteamérica. Consiste en una sucesión de campos volcánicos separados por sistemas de graben de dirección N-S o NW-SE, en los que se engloban grandes estratovolcanes, conos monogenéticos, volcanes en escudo, complejos de domos y grandes calderas formados desde el Neógeno (Lugo, 1991; Johnson et al., 2009; Mazzarini et al., 2010).

El CVM cruza el altiplano central de México a lo largo de los paralelos 18º 30´ y 21º 30´N, desde las costas de Nayarit en el Pacífico, hasta las de Veracruz en el Golfo de México (fig.20), ocupando una superficie total aproximada de 160.000 km^2. Posee una longitud de 1.200 km y una anchura que varía de 90 a 250 km aproximadamente, así como una altitud que oscila entre los 400 m s.n.m.de Colima, a los 2.600 m s.n.m. de Toluca y Tlaxcala (Mooser et al., 1996; Ferrari et al., 2012).

Su origen está ligado a la convergencia y subducción de las Placas de Rivera y Cocos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (TMA), bajo el margen SW de la Placa Norteamericana (fig.20), por lo que su orientación general está estrechamente vinculada con este proceso (DeMets, 2001; Puente Solís, 2004; Szynkaruk et al., 2004; Manea et al., 2013).



Fig.20. Emplazamiento del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y el Complejo Volcánico de Colima (CVC) a escala regional. *Leyenda: TMA: Trinchera Mesoamericana.*

El CVM forma un ángulo, abierto hacia el SE, cercano a los 16º con respecto a la TMA, como consecuencia de la diferencia en la tasa de subducción de las Placas de Cocos (50-90 mm/año) y Rivera (~30 mm/año). La disposición del CVM supone una anomalía en comparación con otras partes del mundo en las que se produce un tipo de subducción similar, donde la orientación del arco volcánico es paralela a la trinchera.

El proceso de subducción en el CVM ha ido variando a lo largo de la historia, pudiendo establecer el inicio de sus características actuales hace 15 M.a, cuando de la antigua Placa de Cocos se escindió su parte más septentrional y se formó una placa independiente, la Placa de Rivera. Como resultado de ésta pérdida, la Placa de Cocos vio aumentada su tasa de subducción, mientras que la del fragmento independiente que formó la de Rivera se redujo. Este hecho favoreció el desplazamiento de la TMA hacia el Océano Pacífico, tendencia que se mantiene en la actualidad (Ferrari et al., 2012; Manea et al., 2013).

El comportamiento de ambas Placas tras su escisión se ha ido diferenciando, como muestra el distinto ángulo de subducción de Rivera, mucho más constante y en torno a los 60-65º, y el de Cocos, que disminuye hacia el S, pasando de los 50º en el límite con la de Rivera a alcanzar una posición horizontal entre los 101 y 96º W (Pérez-Campos et al., 2008; Kim et al., 2010). La horizontalidad que alcanza el ángulo de subducción de Cocos, en su sector meridional, a lo largo de 300 km bajo el continente, se debe a la atracción que ejerce sobre ella una capa astenosférica de baja densidad ubicada entre esta Placa y la Norteamericana. El origen de esta capa de viscosidad y velocidad sísmica ultra-baja, de 3-5 km de espesor, se asocia a un remanente de cuña del manto que se vio afectado por la liberación de serpentines de agua, alojada en la corteza oceánica, durante la subducción (Kim et al., 2010; Song et al., 2009). La incorporación de agua oceánica en el material incandescente de la astenosfera produjo la exsolución magmática del entorno adyacente, lo que provocó un aumento de la presión de poros y por tanto una reducción de la densidad del material. La ascensión de la capa de material menos denso hacia el límite de la litosfera supuso el arrastre de la Placa subducida, por lo que a partir de ese momento Cocos quedó anclada en posición horizontal bajo el continente.

A raíz de esta reubicación forzada de la Placa de Cocos, diversos autores se han planteado su continuidad, coexistiendo teorías que defienden la prolongación de Cocos en forma de una única Placa continua tras la TMA, y las que promueven su fragmentación en dos segmentos desde el Mioceno (Ferrari, 2004). En cualquier caso, la capa de baja densidad alojada entre la Placa subducida y la continental supone una amortiguación de los efectos de la subducción horizontal de Cocos, ya que a diferencia de otras partes del mundo donde se produce una situación similar, no se ha producido una deformación marcada en la litosfera continental (Manea et al., 2012). La zona situada al E de los 101º W, donde el CVM se asienta sobre materiales Precámbricos y Paleozoicos, posee un espesor de 50-55 km, mientras que al W de ese punto la máxima potencia que alcanza el arco volcánicos es de 35-40 km sobre una base de rocas marinas Jurasicas y Cenozoicas (Ferrari et al., 2012).

Una de las principales incógnitas que encierra el proceso de subducción y formación del CVM es la falta de un factor oceánico relevante, como rifts o cratones, que controle la dinámica tectónica de manera continuada. Diversos autores han intentado dar una solución plausible a esta incógnita, considerando al sistema de fallas regionales subacuáticas situado al S de la TMA (denominadas Orozco, O'Gorman y Tehuantepec) el responsable del proceso de subducción de esta zona (Skinner and Clayton, 2011; Manea et al., 2013). Esta teoría complementaría a su vez

la explicación de la existencia de la capa astenosférica de baja densidad entre las Placas de Cocos y Norteamérica, ya que el profundo sistema de fallas actuaría como reservorio para el agua oceánica, liberándose posteriormente durante la subducción.

El inicio de la actividad volcánica en superficie hace 19 M.a., se atribuye a la ascensión del magma hidratado durante la reubicación de la Placa de Cocos en posición horizontal, lo que constituiría el origen del CVM (Ferrari, 2004). Este episodio tuvo lugar en la parte central de México, entre las longitudes 101º y 103º W, y resultó en la instauración de un arco de composición intermedia, es decir de rocas dominantemente andesíticas a dacíticas, que se fue desplazando hacia el E, y posteriormente al N, durante el Mioceno temprano (Orozco-Esquivel et al., 2010). Precisamente en la zona N afloran adaquitas, cuya composición sugiere la fusión de la Placa subducida, proceso que tiene lugar únicamente cuando se produce un tipo de subducción sub-horizontal continuada (Gómez-Tuena et al., 2003; Mori et al., 2007).

A lo largo del Mioceno medio el frente de actividad se siguió alejando de la TMA, aunque a partir de los 11,5 M.a. su naturaleza pasó a ser máfica, dando lugar a mesetas basálticas, volcanes en escudo y pequeños conos de lava inmediatamente al N del arco anterior. Este cambio fisicoquímico de la actividad volcánica se relaciona con el aumento en la tasa de subducción de Cocos tras la escisión de la Placa de Rivera, y la posible segmentación de la misma (Ferrari et al., 2012). A partir de los 10 M.a. el frente activo reorientó su migración hacia el S y la TMA, como consecuencia de un posible aumento del ángulo de subducción de las Placas y el inicio del retroceso de la TMA hacia el Pacífico. Este episodio (5 M.a.) vino acompañado de una fase de vulcanismo silícico y lavas intraplaca de carácter máfico en la zona occidental del CVM, donde además se desarrolló un sistema de fallas extensional (Ferrari and Rosas-Elguera, 2000). El cambio de naturaleza volcánica producido, se asocia a la fusión parcial de la corteza continental, derivada de la progresiva exposición de su parte inferior al manto astenosférico por el retroceso hacia el Pacífico de la TMA.

La última fase de construcción del CVM moderno se desarrolla desde el Plioceno tardío, y se caracteriza por productos volcánicos que cubren un rango composicional que va de los basaltos a la riolita. En el frente volcánico predominan los campos de volcanes monogenéticos resultado de la influencia astenosférica en la litosfera profunda, mientras que en la parte trasera del arco prevalecen los grandes estratovolcanes de lavas intraplaca (Ferrari et al., 2012). La orientación de los principales edificios del Cinturón es perpendicular a la dirección general del CVM, en paralelo a los principales sistemas de fallas Miocenos de dirección WNW a ESE. En el caso del sector occidental del CVM, los únicos estratovolcanes activos en la actualidad se ubican 100 km detrás del frente volcánico, a excepción del CVC lo que le convierte en el complejo más meridional y cercano a la TMA (Manea et al., 2013).

La reactivación parcial Plio-Cuaternaria del sistema de fallas Mioceno en el sector occidental del CVM, tiene su origen en la dinámica extensional que predomina en el área desde hace 10 M.a., y que ha dado lugar al desplazamiento hacia el SW del Bloque Jalisco (Ferrari and Rosas-Elguera, 2000; Ferrari et al., 2001, 2012). La migración de este Bloque está relacionada con la formación de tres fosas tectónicas que se intersecan a 50 km al SSW de la ciudad de Guadalajara (fig.21), denominadas *Rift Tepic-Zacoalco, Rift de Sayula o Colima* y *Rift de Chapala.*

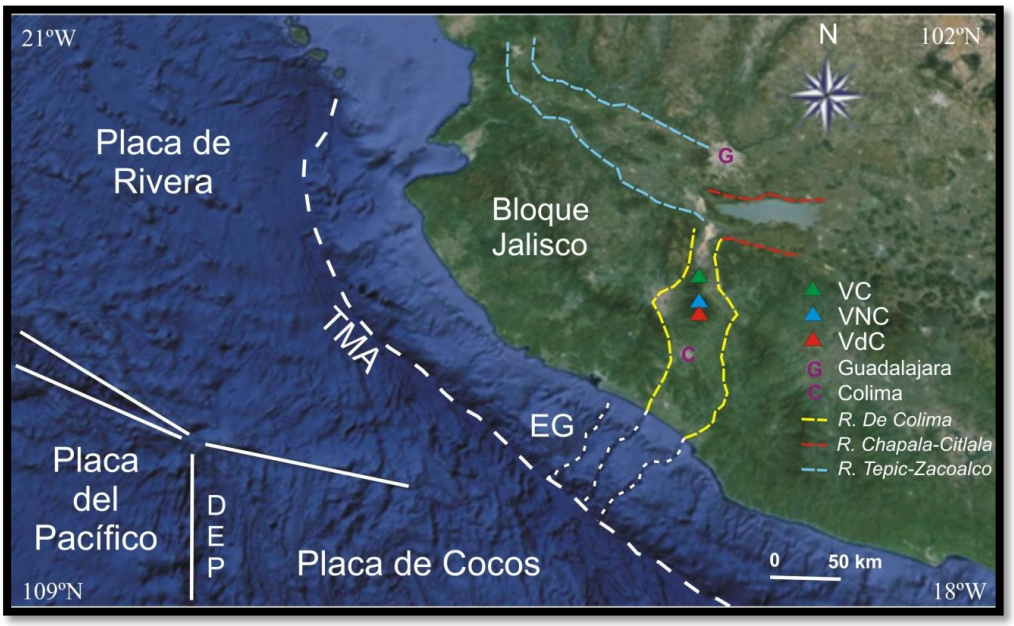


Fig.21.Tectónica regional de la parte SW del Cinturón Volcánico Mexicano dominada por la Trichera Mesoamericana (TMA) y la triple unión continental. *Leyenda: DEP: Dorsal del Este del Pacífico; EG: Graben de El Gordo; VC: Volcán Cántaro; VNC: Volcán Nevado de Colima y CdV: Volcán de Colima.*

El *Rift Tepic-Zacoalco* se extiende con orientación NW-SE desde la costa del Pacífico hasta la triple unión, y su reactivación se relaciona con el movimiento del manto en el límite de la Placa de Rivera con la Zona del Golfo de California. Por su parte, el *Rift de Sayula o Colima* se supone derivado de la influencia de la ascensión de un flujo del manto, durante el Plioceno Temprano, a través de una brecha generada hace 5 M.a. que separa las Placas de Cocos y Rivera en profundidad. Diversos estudios geofísicos sitúan la brecha a 150 km de la TMA y la relacionan con la formación del CVC y su frecuente actividad (Bandy et al., 1995; León-Soto et al., 2009; Yang et al., 2009), aunque existe controversia al respecto. En cualquier caso, los bordes de esta fisura se ven influenciados por la ascensión de material incandescente del manto, deformándose según la orientación de los flujos como muestra la fig.22.

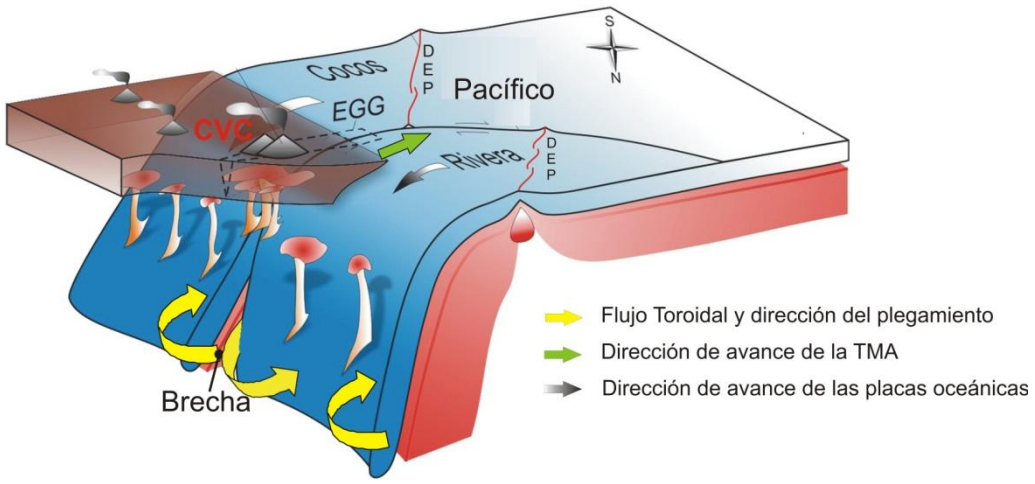


Fig.22. Esquema tectónico regional de la subducción de las Placas de Rivera y Cocos. *Leyenda: DEP: Dorsal del Este del Pacífico; EGG: Graben de El Gordo; CVC: Complejo Volcánico de Colima.*

En superficie, el régimen en profundidad genera el sistema de fallas normales del *Rift de Colima*, con una orientación general N-S, aunque esta varía a NNW-SSE en la parte S, donde se extiende lateralmente hacia el Pacífico y forma el graben subacuático de El Gordo (Manea et al., 2013). En cuanto a la última estructura de la triple unión continental, el *Rift de Chapala-Citlala*, se ha sugerido un origen similar a los casos anteriores, aunque provocado por un flujo del manto de dirección NE en el límite de la Placa de Cocos durante el Mioceno Tardío y/o el Plioceno Temprano. Se caracteriza por fallas de orientación E-W.

B) El CVC en el Rift de Colima

El origen del sistema estructural del *Rift de Colima* se establece en torno a los 10 M.a., como resultado de la dinámica extensional que caracteriza al área del Bloque Jalisco, aunque su reactivación se produjo hace apenas 5 M.a. como resultado del estrés extensional entre las Placas de Cocos y Rivera, descrito con anterioridad.

Su longitud aproximada es de 90 km y su anchura de 40 km. Está limitado por los ríos Tuxpan al E y Armería al W, y posee un desnivel de 1.700 m, con al menos 700 m de plano de falla.

El CVC se ubica en la parte S de la fosa tectónica del *Rift de Colima* y constituye el complejo volcánico más grande del CVM, con 700 km^3 (Manea et al., 2013). Está formado por una cadena de tres estratovolcanes andesíticos con orientación N-S, denominados Cántaro (VC), Nevado Colima (VNC) y Volcán de Colima (VdC), como muestra la figura 23.

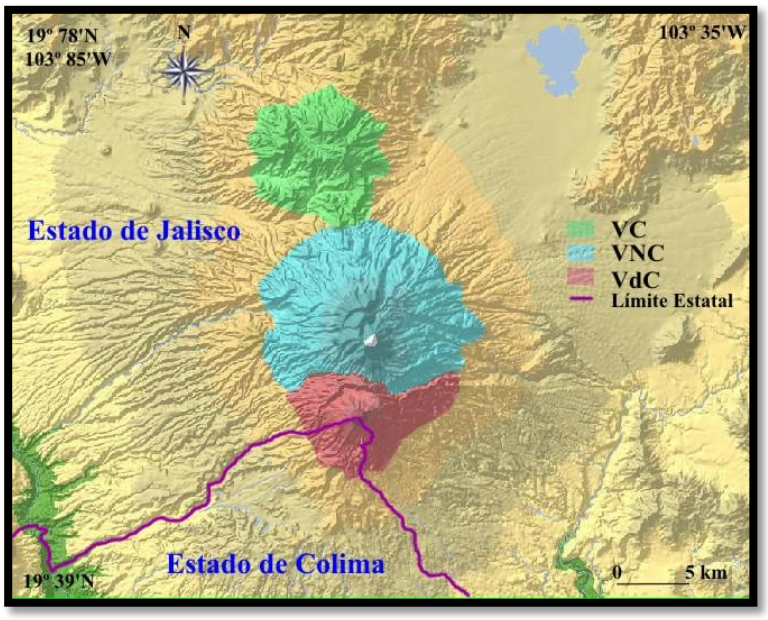


Fig.23. Localización de los edificios que componen el CVC. *Leyenda: VC: Volcán Cántaro, VNC: Volcán Nevado de Colima, VdC; Volcán de Colima.*

El inicio de la actividad volcánica en el CVC se data en 1,7 M.a. aunque no existe consenso en cuanto a su origen. Algunos autores asocian la formación del CVC con la ascensión de material incandescente desde la astenosfera a través de la brecha ortogonal formada entre las Placas de Cocos y Rivera durante su subducción hace 5 M.a. (Bandy et al., 1995; León-Soto et

al., 2009; Yang et al., 2009; Ferrari et al., 2012), pero otros alegan diferencias en cuanto a la localización del CVC y la ubicación de la brecha a 150 km de la TMA (Yang et al., 2009). Otra base de la hipótesis anterior sobre la que existe desacuerdo es la naturaleza de los movimientos del material del manto, ya que unos defienden su carácter poloidal (movimiento hacia los polos) en vez de toroidal (paralelo a las líneas de latitud). Esto supondría la imposibilidad de ascenso del material incandescente a través de la fisura entre las Placas de Cocos y Rivera, y por tanto la desestimación de la misma. La teoría altenativa sobre el origen del CVC propuesta por estos autores, se basa en el profundo sistema de fallas subacuáticas de El Gordo, ya que según ellos, este sistema actúa de reservorio de corrientes de agua oceánica que es liberada en la astenosfera durante la subducción, que resulta en una elevada actividad volcánica en superficie (Bandy et al., 2000; Omori et al., 2002; Manea and Manea 2008; Dzierma et al., 2012).

Con el paso del tiempo, la actividad del CVC se desplazó hacia la zona sur del mismo (Cortés et al., 2005; Norini et al., 2010), dando lugar a los diferentes edificios volcánicos durante su migración (fig.23), siendo el VdC el más reciente de ellos y el único activo en la actualidad.

Además del sistema tectónico general que domina el *Rift de Colima*, el entorno del VdC se ve afectado por un sistema regional de fallas activas de orientación NE-SW denominado Tamazula (fig.24), que da lugar al llamado Graben de Alceseca-Atenquique (Ferrari et al., 2012).

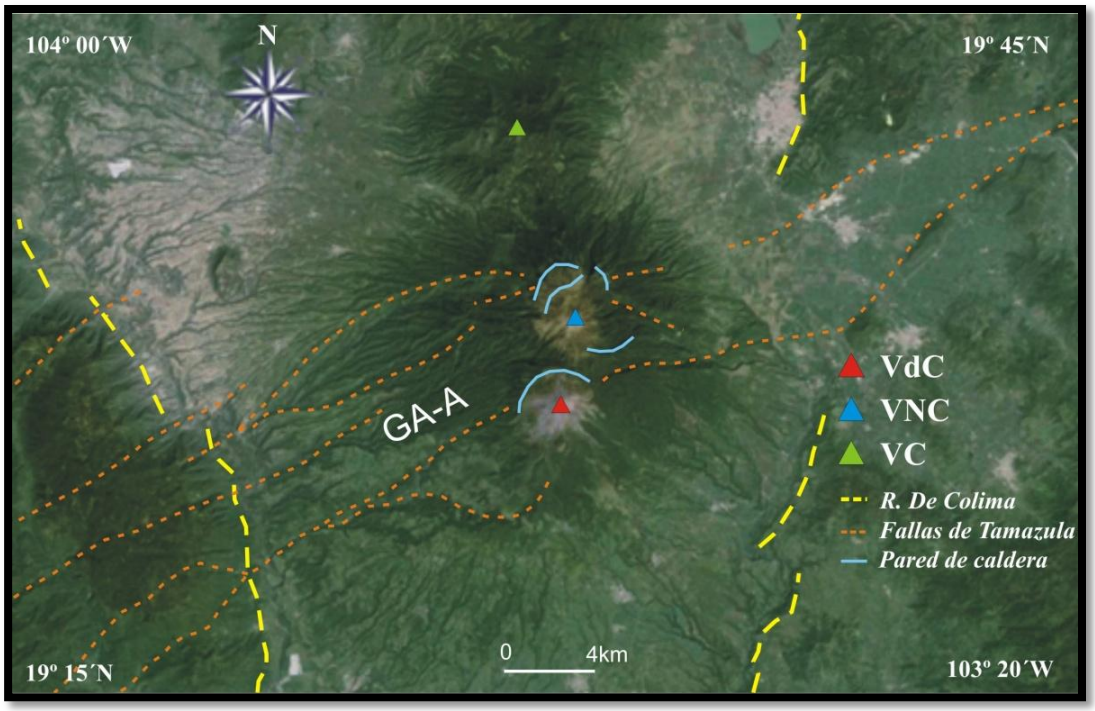


Fig.24. Tectónica regional de la parte S del Rift o Graben de Colima dominada por el sistema regional de fallas de Tamazula. *Leyenda: GA-A: Graben Alceseca-Atenquique; VC: Volcán Cántaro; VNC: Volcán Nevado de Colima y CdV: Volcán de Colima.*

Algunos autores como Garduño-Monrroy et al. (1998) han señalado al vector extensional de este sistema de fallas como responsable de la deformación Plio-Cuaternaria del área, así como de los diversos colapsos sufridos por los edificios volcánicos a lo largo de la historia hacia el

SW (fig.24). Un ejemplo de ello es el relicto volcán Paleofuego, cuyo edificio sufrió un colapso parcial de su pared sur en el Holoceno (Roverato et al., 2011), generando una caldera de alrededor de 5 km de diámetro sobre la que se asienta el actual edificio del VdC (fig.25), el cual, al igual que su predecesor, se encuentra ligeramente inclinado hacia el SW.

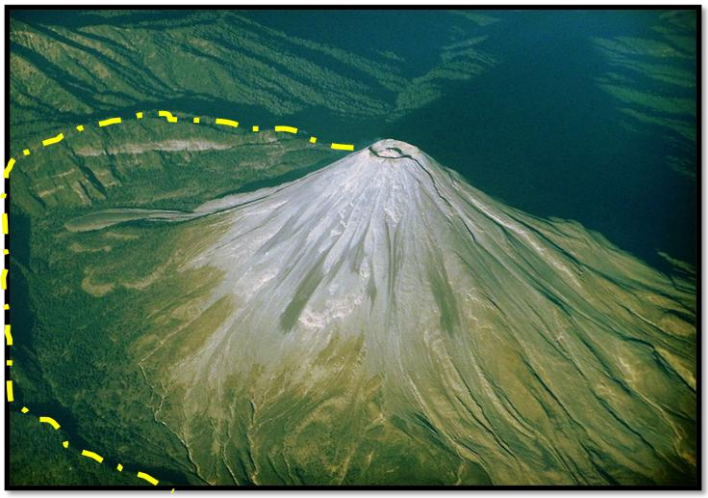


Fig.25. Fotografía aérea del Volcán de Colima en la que se resalta la pared de la caldera del volcán ancestral Paleofuego de alrededor de 5km de diámetro.

Tomada por: Matti Paavola, Febrero de 2008.

Como resultado del complejo sistema estructural y la continua actividad tectónica derivada de la subducción de las Placas de Cocos y Rivera bajo la Norteamericana, en el área de estudio se generan algunos de los mayores seísmos que afectan al país, por lo que la zona se cataloga como D, o de alta intensidad, dentro de la clasificación sísmica nacional (Servicio Sísmológico Nacional, 2013). Al menos 6 terremotos con magnitud de ondas superficiales (Ms) > 7.0 han ocurrido desde 1837, asociados al movimiento de la placa de Rivera, incluido el gran terremoto de Jalisco en 1932 de Ms = 8,2, considerado el mayor sismo registrado históricamente en México y que dañó seriamente la ciudad de Colima, dejando a su paso más de 400 muertos y 1.000 heridos (Eissler and McNally, 1984; Singh et al., 1985; Pardo y Suárez, 1995). Por su parte la Placa de Cocos es responsable del sismo de Colima de 1973 (Ms = 7.5), que causó grandes daños en la ciudad costera de Tecomán, o el terremoto de Manzanillo en Octubre de 1995, que provocó deterioros estructurales y la pérdida de 48 vidas humanas (Ms = 7.9, Pacheco et al., 1997). En el entorno concreto del VdC la sismicidad se relaciona comúnmente con periodos de actividad eruptiva, aunque en los últimos años algunos eventos se han relacionado con el sistema de Tamazula, no llegando a superar en este caso una magnitud de momento sísmico de (Mw) > 2,7 (Domínguez et al., 2001; Zobin et al., 2001 y 2002; Arámbula-Mendoza et al., 2011).

3.1.2.- Actividad eruptiva y evolución

La historia eruptiva del CVC ha estado marcada por un proceso cíclico de construcción de los grandes estratovolcanes y su posterior colapso, lo que ocasiona la presencia de escarpes de caldera abiertos en su mayoría hacia el SW y grandes depósitos de avalancha (Cortés et al., 2005).

La actividad del extinto volcán Cántaro se estima que se prolongó de los 1,7 a los 0,6 M.a (Arámbula-Mendoza et al., 2011), mientras que la del Nevado de Colima (15 km al sur del anterior) se inició hace aproximadamente 0,53 M.a. y se extendió hasta los 0,08 M.a. La historia eruptiva del VdC comenzó hace 0,5 M.a, dando lugar a una orografía emparejada con el VNC,

donde la actividad se centra en el edificio S. Esta tendencia se observa en otros volcanes mexicanos como el Iztaccihuatl y Popocatépetl, en la parte central del CVM, o el Cofre de Perote y el activo Pico de Orizaba (Citlaltépetl), en el sector oriental del mismo.

En concreto, la historia eruptiva del VdC se inició durante el Pleistoceno con la formación del primer edificio volcánico conocido como *Paleofuego*, el cual se presume que tuvo una elevación superior a los 4.100 m antes de que colapsara (al menos cinco veces según Cortés et al., 2005 y 2010) y formara una depresión lateral (caldera) en forma de herradura. Posteriormente la actividad se desplazó hacia el S en el interior de la caldera, formando el actual Volcán de Fuego de Colima (Macías, 2005; Roverato et al., 2013), cuya edad se aventura en 2.500 años, aunque existe controversia al respecto (Robin et al., 1987; Luhr y Prestegaard, 1988; Komorowski et al. 1993, 1994, 1996 y 1997).

Se ha descrito un comportamiento cíclico de la actividad del VdC, según su dinámica más reciente, el cual se inicia con el ascenso de un domo de 300 a 400 m de diámetro en el cráter durante 50 años aproximadamente, continúa por una fase de igual duración dominada por erupciones intermitentes de lava en bloques, y termina con una fuerte erupción tipo Monte St Helen (Medina-Martínez, 1983; Arámbula-Mendoza et al., 2011) que limpia el cráter para el inicio de la formación de otro nuevo domo. Las erupciones de alta energía características del final de ciclo producen abundantes piroclastos de caída libre de amplia distribución, así como flujos piroclásticos que se suelen encauzar por las barrancas de la vertiente S-SW del mismo (fig.26).



Fig.26. Flujo piroclástico bajando por la vertiente sur del Volcán de Colima en 1991. *Fuente: Gómez*, E.

Este comportamiento cíclico también se refleja en la evolución de la composición química de los productos del volcán, aumentando el contenido de MgO y CaO y disminuyendo el SiO_2 a medida que se aproxima el final de un ciclo, lo que incrementa según Luhr y Carmichael (1980 y 1990) la violencia de las emisiones al permitir la explosiva exsolución de los volátiles. A partir de estas observaciones, los autores anteriores diferenciaron cuatro ciclos eruptivos en tiempos históricos; el primero abarca el periodo comprendido entre 1560 y 1690, el segundo de 1690 a 1818, el tercero se produjo en el intervalo de 1818 a 1913, y el último se inició en 1913 prolongándose en la actualidad. La ocurrencia de lahares ha sido persistente a lo largo de la historia eruptiva del VdC, habiéndose encontrado registros históricos de lahares asociados a eventos eruptivos, cuya información se desarrolla más ampliamente en las tablas del Anexo I.

En la tabla 2 se realiza una síntesis de las principales erupciones acontecidas desde el ss. XVI recogidas en el Anexo I, donde se observa de manera simplificada la evolución del VdC.

Tabla 2. Síntesis de la actividad del Volcán de Colima

Año	Tipo de erupción	Características	Referencias
1585	Explosiva	Fuerte actividad sísmica. Generación de nubes de ceniza, llegando a alcanzar 220 km.	Tello, 1651; Arreola, 1915; Ortiz, 1944
1818	Pliniana	Destrucción del domo. Flujos piroclásticos y caída de escorias y cenizas hasta Ciudad de México.	Sartorius, 1971; Barcena, 1887; Luhr and Carmichael, 1990; Arreola, 1915
1869-1874	Cono adventicio *Volcancito*	Emisión de lava, flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi. Caída de arena y ceniza a gran distancia. Formación de un cono de 300 m.	Orozco, 1869; Sartorius, 1971; Barcena, 1887; Luhr and Carmichael, 1990; Arreola, 1915; Ortoll, 1915; Waitz, 1932
1903	Explosiva	Nubes de ceniza y arena junto con balísticos. Flujos tipo Soufriere.	Ordoñez, 1903; Starr, 1903; Arreola, 1915; Waitz, 1932
1913	Pliniana	Columna de ceniza que se extendió 725 km. Los flujos piroclásticos tipo Merapi y Soufriere generaron multitud de lahares durante los siguientes años.	Arreola, 1915; Waitz, 1932; Saucedo, 1997; Gavilanes Ruiz, 2004; Saucedo et al., 2010
1998-1999	Explosiva	Formación de un nuevo domo y posterior destrucción parcial en 1999, con derrames de lava, flujos Soufriere y Merapi por diversos flancos.	Saucedo, 2001; Bretón-González et al., 2002; Macías et al., 2006; Dávila et al., 2007
2005	Explosiva	Formación y destrucción de pequeños domos acompañados de flujos tipo Merapi y Soufriere, así como balísticos y lahares.	Gavilanes Ruiz, 2004; Galindo et al., 2006; Macías et al., 2006; Dávila et al., 2007; Nieto, 2008; Arámbula-Mendoza et al., 2011
2013	Explosiva freática	Sismicidad y fumarolas por la formación de un nuevo domo. Material incandescente, avalanchas de roca y flujos piroclásticos con caída de ceniza.	Azteca noticias 2013; Volcano Discovery, 2013; Vázquez et al., 2015

Diversos autores han propuesto interpretaciones para la ocurrencia de aparentes ciclos petrológicos durante erupciones históricas, como que la actividad efusiva está caracterizada por la emisión de andesitas con un promedio de contenido de SiO_2 del 61 wt %, mientras las erupciones explosivas, tales como 1818, 1890 y 1913, éste es menor (58-59 wt % de SiO_2). En base a estas hipótesis la fase activa del cuarto ciclo (1913-actualidad) propuesto por Luhr y Carmichael en 1990 culminaría con una erupción menos violenta que la del 1913 dada la menor cantidad de agua de las andesitas emitidas en este último periodo.

A) Actividad Histórica (1560-1913)

A lo largo de los últimos 500 años el VdC ha sufrido un aumento en la frecuencia de su actividad, tanto de tipo explosivo, con un número que supera las 40 erupciones (entre las que destacan las de 1585, 1606, 1622, 1690, 1818, 1869, 1890, 1903 y 1913), como de menor grado, lo que ha supuesto que sea considerado el volcán más activo de México. En la tabla 1 del Anexo I se recoge un registro de las erupciones que han sido documentadas desde el siglo XVI.

En general, los eventos volcánicos registrados son de carácter explosivo con abundante emisión de piroclastos, pudiendo destacar dos erupciones de tipo pliniano que tuvieron lugar en

los años 1818 y 1913 (Saucedo et al., 2005). Estas se clasificaron con un índice de explosividad volcánica (VEI) de 4, llegando a detectarse las cenizas de la erupción de 1913 a 720 km al NE del CVC (Saucedo et al., 2010) y generando flujos piroclásticos que alcanzaron distancias de hasta 15 km.

Asociados a los episodios de mayor actividad y flujos piroclásticos se generaron lahares secundarios, pudiendo destacar el que llegó a afectar a la ciudad de Colima en 1744 (Bretón-González et al., 2002), o los formados a partir de la removilización del material emitido (0,9 km^3) durante la erupción de 1913, cuyo alcance superó los 20 km (tabla 1 del Anexo I).

B) Actividad Reciente (1913-actualidad)

Tras la erupción pliniana de 1913 se produjeron fases de menor duración e intensidad a lo largo de los años, pero a partir de 1998 la actividad se ha vuelto más intensa y persistente (Saucedo et al., 2005). En la actualidad se vienen registrando de manera intermitente la formación y posterior colapso de domos y columnas vulcanianas, así como extrusiones y flujos de lava que generan diversos depósitos de bloques y cenizas. Estos depósitos no consolidados cubren los drenajes próximos en un entorno de unos 6 km del origen, por lo que durante la época de lluvias son arrastrados, generando lahares que llegan a alcanzar distancias relativamente grandes, lo que ha venido causando daños a las infraestructuras y poblaciones de la zona, incluso el fallecimiento de algunos de sus habitantes (Ramírez-Ruíz et al., 2002; Saucedo et al., 2004, 2008 y 2010; Macías et al., 2006; Dávila et al., 2007; Sarocchi, 2007; Capra et al., 2012).





Fig.27 y 28. Erupción del 6 de junio de 2005. *Fuente: El Mundo y Norma L Chiv*.

La tabla 2 del Anexo I recoge la actividad eruptiva reciente del VdC, pudiendo destacar los sucesos de 1998/1999, que llevaron al desalojo de los habitantes de las localidades de La Yerbabuena (8 km del cráter) y Juan Barragán (a 16 km) como consecuencia de la formación de flujos piroclásticos y lluvias de ceniza asociados a balísticos (4 km del cráter), así como por la incandescencia de los costados del volcán (Bretón-González et al., 2002; Navarro-Ochoa et al., 2002; Cuevas-Muñiz et al., 2005; Macías et al., 2006), y los de 2004/2005 (Zobin et al., 2007; Nieto, 2008; Varley et al., 2010 a y b; Arámbula-Mendoza et al., 2011). En ambos casos la

creación y posterior colapso de un domo supuso la reactivación del VdC, predominando las fases efusivas tipo Merapi y Soufriere que caracterizan la etapa de actividad actual.

Hasta ahora los estudios de amenazas en la zona se han centrado fundamentalmente en la vulnerabilidad de las poblaciones, tanto del estado de Colima como de Jalisco, ante posibles fenómenos eruptivos, esencialmente flujos piroclásticos, pero no se ha prestado la atención suficiente a la generación de flujos secundarios derivados de la propia actividad del volcán, como son los lahares, pese a que los informes redactados por los geólogos de la Universidad de Colima (UC) y de la UNAM (Universidad Nacional Autónoma de México), iniciados a raíz de la erupción de 1991 destacan que una de las manifestaciones más dinámicas y frecuentes del VdC es la generación de lahares.

3.1.3.- Contexto Geológico y Geomorfológico

La compleja dinámica que caracteriza al CVC, se refleja en el mosaico de depósitos que integran su secuencia estratigráfica. Su basamento está formado por rocas sedimentarias marinas del Cretácico con intrusiones de granitos y granodioritas derivados de los procesos de formación del arco volcánico continental, sobre las que se asientan de manera discordante secuencias vulcano-clásticas Terciarias y Cuaternarias, principalmente del Plioceno-Pleistoceno y del Holoceno.

El Cretácico inferior aflora en la parte oriental del CVC y está representado por flujos de lavas de composición riolítica a dacítica, mientras que el Cretácico medio-superior cubre una mayor superficie del Complejo, incluyendo la topografía en escarpes situada al E, S y SW del VdC. Este periodo (Cretácico medio-superior) engloba dos secuencias bien diferenciadas. Una primera compuesta por rocas vulcano-clásticas de origen marino, tipo conglomerados, caliza arrecifal y areniscas gris-verdosas intercaladas con limonitoas y lodolitas, que sufrieron la intrusión batolítica de diversos cuerpos como diques de composición granodiorítica-diorítica, y una segunda de origen volcánico. En la secuencia volcánica destacan los flujos piroclásticos de composición riolítica-dacítica-andesítica, con una potencia de 170 m aproximadamente, y flujos de lava.

Rocas del principio del Terciario afloran puntualmente en el sector NE, y consisten en derrames de basalto y andesita, brechas volcánicas dacíticas e ignimbritas. Debido a la intensa erosión han desaparecido de otros sectores (Roveratto, 2012).

Las rocas vulcano-clásticas Pliocenas-Pleistocenas se extienden desde el CVC hasta el límite de la costa del Pacífico, formando un relleno sedimentario intra-graben de 1.000 m de espesor (Allan, 1986), en el que se intercalan conos de escoria y lava alcalina hidratada (basanitas con leucita y minettes) del Pleistoceno Tardío (Luhr y Carmichael, 1981; Hooper, 1995), con andesitas básicas calcoalcalinas y andesitas silíceas con presencia de anfíboles. Estas lavas tienen tendencia al decremento de su contenido en sílice hacia el S.

El más antiguo y erosionado Volcán Cántaro (2.900 m s.n.m.) posee depósitos volcánicos dacíticos calco-alcalinos de grano grueso y marcadas texturas porfídicas con presencia de biotita, asociadas a su formación hace 1.7 M.a. Sus laderas están formadas por intercalaciones de derrames de lava, depósitos de caída y flujos piroclásticos que han sido profundamente erosionados con el paso del tiempo (Programa de Conservación y Manejo, 2006).

La composición del Volcán Nevado de Colima (4.240 m s.n.m.) también es calcialcalina y varía de andesítica hasta dacítica a lo largo de su larga y compleja evolución, en la que destacan diversas fases eruptivas formadoras de calderas (Robin et al., 1987). En concreto, la Formación Atenquique (fig.30) se considera derivada de las primeras fases, caracterizándose por una morfología semiplana, consecuencia de los grandes abanicos de origen volcánico (lahares, conflomerados volcánicos y fluvio-lacustres) que la integran. Esta unidad se encuentra disectada por profundos barrancos. De acuerdo a los perfiles de la figura 29, el edificio del Nevado está constituido por la alternancia de lavas, flujos piroclásticos, avalanchas de escombros y material de caída, parte de los cuales han dado lugar a la generación de lahares. La erosión de sus laderas ha sido menos intensa que en el caso del Cántaro, aunque ha sido remodelado por la acción glaciar (Programa de Conservación y Manejo, 2006).

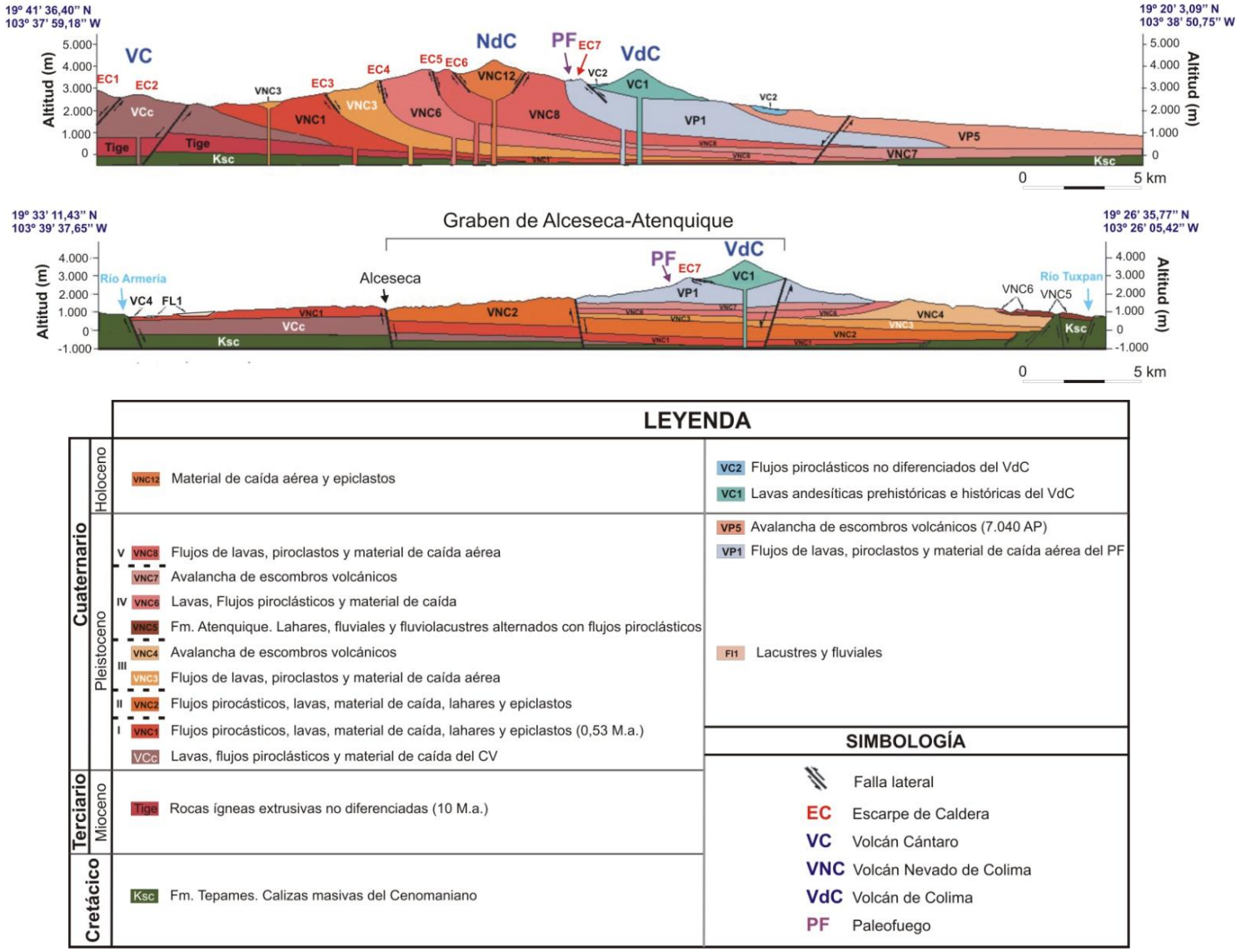


Fig.29. Pefiles geológicos **a)** N-S y **b)** W-E, del área del Volcán de Colima.

El cono volcánico del VdC está formado por alternancia de derrames de lava de naturaleza andesítica (56 a 62 wt % de SiO_2) y dacítica, aunque en la actualidad prevalece la emisión de andesitas básicas porfiríticas con presencia de anfíboles (Luhr y Carmichael, 1990 b). Los restos de Paleofuego poseen menor contenido en SiO_2 (51-59 wt %) que las rocas actuales, lo que

unido a la variación geoquímica de elementos como Mg, Cr, Ni, Co, K, Sr, Ba, Lam Hf, Th o U en estas lavas, sugiere un cambio en los orígenes magmáticos. En concreto, se observa un incremento de la influencia del material máfico astenosférico en las lavas del actual VdC (Luhr y Carmichael, 1990; Robin et al., 1991; Luhr, 1993 y 2002; Rodríguez-Elizarrás, 1995; Mora et al., 2002; Taran et al., 2002; López-Loera et al., 2011). El mapa geológico de la figura 30 resume los principales depósitos presentes en el área del VdC.

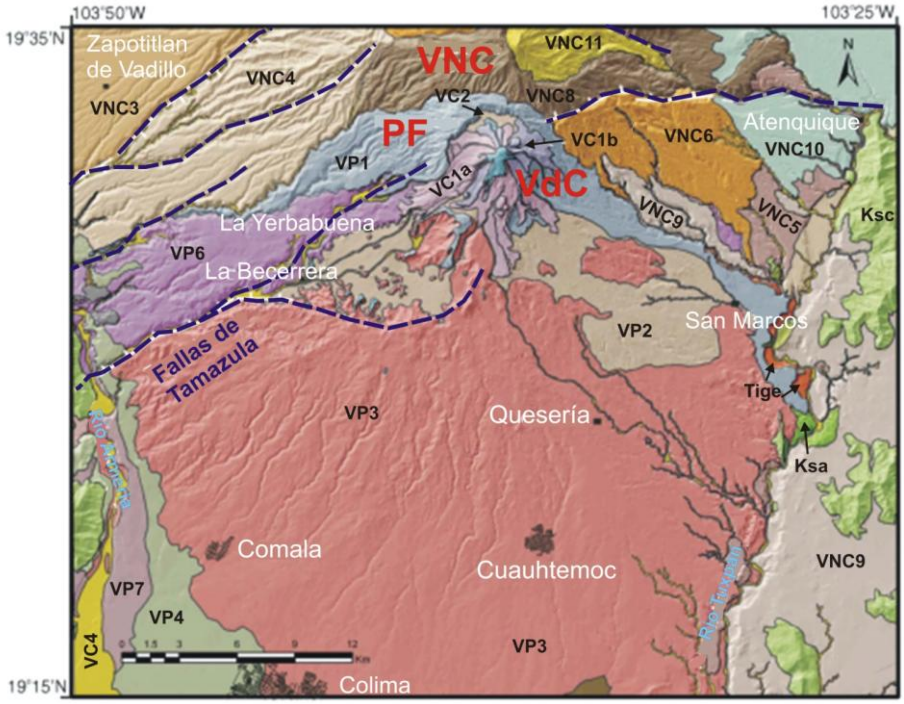


Fig.30. Mapa geológico del área del Volcán de Colima generado a partir del propuesto por Cortés et al., 2005.

LEYENDA

Cuaternario	Holoceno	VNC12 Material de caída aérea y epiclastos	VC4 Lahares recientes VC3 Flujos de lava de 2002-2004 VC2 Flujos piroclásticos no diferenciados del VdC VC1b Lavas andesíticas históricas del VdC VC1a Avalancha de escombros volcánicos (3.600 AP) VP7 Terrazas fluviales y lahares VP6 Lavas andesíticas prehistóricas del VdC
	Pleistoceno	VI VNC11 Lavas, flujos piroclásticos y material de caída VNC10 Flujos piroclásticos y material de caída VNC9 Fm. Atenquique. Lahares, fluviales y fluviolacustres alternados con flujos piroclásticos V VNC8 Flujos de lavas, piroclastos y material de caída aérea VNC7 Avalancha de escombros volcánicos IV VNC6 Lavas, flujos piroclásticos y material de caída VNC5 Fm. Atenquique. Lahares, fluviales y fluviolacustres con flujos piroclásticos VNC4 Avalancha de escombros volcánicos III VNC3 Flujos de lavas, piroclastos y material de caída aérea II VNC2 Flujos pirocásticos, lavas, material de caída, lahares y epiclastos I VNC1 Flujos pirocásticos, lavas, material de caída, lahares y epiclastos(0,53 M.a.)	VP5 Avalancha de escombros volcánicos (7.040 AP) FL2 Lacustres (7.380 AP) VP4 Lahares del sector S-SW del río Armería VP3 Avalancha de escombros volcánicos FL1 Lacustres y fluviales VP2 Flujos piroclásticos de PF (>38.400 AP) VP1 Flujos de lavas, piroclastos y material de caída aérea de PF
Terciario	Mioceno	Tige Rocas ígneas extrusivas no diferenciadas (10 M.a.) Tig Rocas ígneas intrusivas ácidas. Cuarzomonzonitas	
Cretácico		Ksr Fm. Coquimatlán. Lechos rojos de conglomerados y areniscas Ksc Fm. Tepames. Calizas masivas del Cenomaniano Ksa Fm. Encino. Areniscas, lutitas y limonitas del Aptiano Superior Ksv Fm. Tecalitlán. Secuencaia volcno-sedimentaria del Aptiano Temprano	

A igual que en el caso del Nevado, los colapsos del edificio volcánico del VdC han marcado fases de gran relevancia. El último de estos episodios se corresponde con el colapso lateral de la ladera SW del Volcán Paleofuego hace 2.500 años, y el inicio de la construcción del actual edificio del VdC (Capra and Macías, 2002; Navarro-Ochoa et al., 2002; Cortés et al., 2005; Luhr et al., 2009; Borselli et al., 2011). El resultado de estas fases ha sido la formación de diversos depósitos de avalancha (7.040 AP o 3.600 AP entre otras), que en la actualidad se caracterizan por presentar una morfología muy accidentada, con profundas incisiones verticales de barrancos de más de 100 m y montículos en resalte (o hummocks), que en cotas más bajas se suavizan en forma de pequeños lomeríos (Pérez Pérez, 2011). A lo largo del cauce de los barrancos, denominados localmente barrancas, aparecen abundantes gravas y sedimentos coluviales con volcaniclastos de hasta 3,5 m, así como lavas andesíticas y tobas (sondeos PEMEX). Los flujos piroclasticos y la formación de lahares que se canalizan por la extensa red de barrancas que cubre las laderas del volcán, son los principales mecanismos de transporte de materiales. Esta red de drenaje posee una disposición radial, aunque se concentra mayoritariamente en las laderas S y SW del volcán, como consecuencia de los procesos de erosión fluvial y remoción en masa que se producen en este sector, derivados de la ligera inclinación hacia el SW del edificio (Lugo et al., 1993).

Desde el punto de vista geomorfológico, el VdC presenta siete unidades principales. La primera de ellas engloba el sector superior del cono volcánico, donde los productos de la frecuente actividad volcánica rellenan las incisiones torrenciales, impidiendo el desarrollo de las barrancas. Esta unidad de denomina *cono principal* e incluye el cráter activo. Conforme se desciende en altitud aparecen las unidades de *ladera* y *piedemonte*, sobre las que se desarrolla la unidad de *valles*, la cual integra la densa red de barrancas descritas anteriormente (Alanís Anaya, 2011). A partir de los 700 m s.n.m, en la cara SW del VdC, predominan las planicies con ligeras pendientes, fruto de la deposición del material procedente de las partes altas del edificio. Es la unidad de *llanuras*. Al N y NW se encuentran los restos del antiguo edificio volcánico de Paleofuego, que se incluye en la unidad geomorfológica denominada *escarpe de caldera* (EC7 en la fig.29). Esta unidad proporciona una mayor estabilidad a las vertientes, ya que genera unas condiciones climáticas favorables para el desarrollo de vegetación, por lo que los procesos erosivos se ven atenuados (Lugo et al., 1993; Martín-Del Pozzo et al., 1995; Gavilanes, 2004; Norini et al., 2010). El edificio también presenta *elevaciones volcánicas bajas*, como el cono adventicio conocido como "Volcancito" o "Los Hijos", cuya alineación coincide con el sistema de fallas de Tamazula.

En el plano edafológico, los tipos de suelo predominantes en el área son los de escasa evolución, Litosoles y Regosoles, debido principalmente al contexto en que se aportaron los materiales parentales para su desarrollo, la juventud y la altitud de las morfoestructuras, así como la actividad eruptiva del propio volcán. Por tanto el VdC constituye un medio inestable donde suele predominar el proceso de morfogénesis frente al de pedogénesis.

En las laderas predominan los Cambisoles húmicos y dístricos, sobre todo en el pie de monte de la vertiente S, permitiendo el desarrollo de vegetación mesófila húmeda de afinidad tropical, así como agricultura de caña de azúcar en la parte más baja. Su relativa productividad se debe a la presencia de vegetación permanente de fácil descomposición que restaura con rapidez las pérdidas de nutrientes. Son suelos de fuerte actividad biológica y moderada susceptibilidad a la erosión, derivada de la considerable reducción en la pendiente topográfica. También aparecen zonas con Feozems háplicos de moderado desarrollo, cuya principal

limitación está en la alta pedregosidad, y Andosoles. Los suelos desarrollados a partir de cenizas volcánicas (Andosoles) también se suelen aprovechar para cultivos, aunque en menor medida que los Cambisoles, dadas sus capacidades de drenaje, aireación, alto contenido en humedad y baja densidad aparente (García Castillo, 2010).

En el interior de las barrancas prevalece un mosaico de suelos pobres en nutrientes con superficies ricas en materia orgánica, muy ácidos y con presencia de obsidiana, conocidos como Fluvisoles eutricos, Vertisoles pélicos y Andosoles vítricos. Estos suelos poseen un mayor contenido en arcillas, algunas de las cuales son expansivas, lo que produce un microrrelieve ondulado de agregados y grietas de desecación. También se pueden encontrar Litosoles y Regosoles eutricos y dístricos con nula acumulación de materia. Esto se debe a que los Regosoles, al estar constituidos de materiales piroclásticos de caída con escasa o nula alteración, sufren una constante renovación que impiden la generación de condiciones favorables para la fitoestabilización de las formaciones superficiales. Por su parte, los Litosoles o suelos de menor desarrollo evolutivo de edad muy reciente, no superan los 10 cm de espesor, por lo que en el mejor de los casos llegan a formar un horizonte orgánico a partir de los escasos restos vegetales de gramíneas amacolladas (Diario Oficial, 2009).

3.1.4.- Caracterización Climática

Dentro del contexto climático general, el VdC se sitúa en la Zona de Convergencia Intertropical. La dinámica atmosférica de esta zona es consecuencia de la actividad de las células de Hadley (Walister et al., 1999), donde convergen los vientos Alisios del SE y NE de ambos hemisferios. La variación latitudinal anual de esta franja viene determinada por la perpendicularidad de la radiación solar incidente, fruto del movimiento de traslación y la inclinación del eje terrestre. Esta oscilación posee gran relevancia, ya que supone el desplazamiento de los sistemas ciclónicos y anticiclónicos, dando origen a la estacionalidad pluviométrica en el área bajo su influencia.

Los inviernos son secos (noviembre a mayo) debido al progresivo desplazamiento hacia el S del ecuador de la Zona de Convergencia, lo que produce un aumento de la estabilidad atmosférica por subsidencia del Anticiclón Atlántico Norte. Los vientos dominantes se caracterizan por ser de componente W o WNW, aunque ocasionalmente se produce la invasión de centros de alta presión del N o NE. A escala de tiempo interdecádica es el ENSO (El Niño-Southern Oscillation) la perturbación de escala global más importante que afecta a este sistema (Galindo, 1998). Los veranos son cálidos y lluviosos (junio-octubre), con predominio de centros de baja presión provenientes del Océano Pacífico, que suelen llevar asociados lluvias intensas en forma de tormentas y ciclones tropicales (Saucedo et al., 2008). La entrada de masas de aire cálido y húmedo se ve favorecida por el desplazamiento al N del Anticiclón Atlántico hasta alcanzar su posición más septentrional (12-15 ºN), lo que supone una disminución de la intensidad de los vientos del W. Como resultado, la dirección general del viento durante la época húmeda se invierte, predominando la orientación ESE, SSE, e incluso la ENE (Ochoa Ramírez, 2002; Biondi & Galindo-Estrada, 2010; Bonasia et al., 2011).

Las precipitaciones se producen casi exclusivamente durante la estación húmeda (> 95%), alcanzando valores de 703-1400 mm/año (García Castillo, 2010), aunque las máximas se registran en julio, agosto y septiembre (fig.31).

El régimen de temperaturas anual posee una escasa oscilación, propiciado por una insolación muy regular. La temperatura media anual está en torno a 25ºC, mientras que la del mes más frío es ligeramente superior a los 18ºC (CONAGUA, 2013).

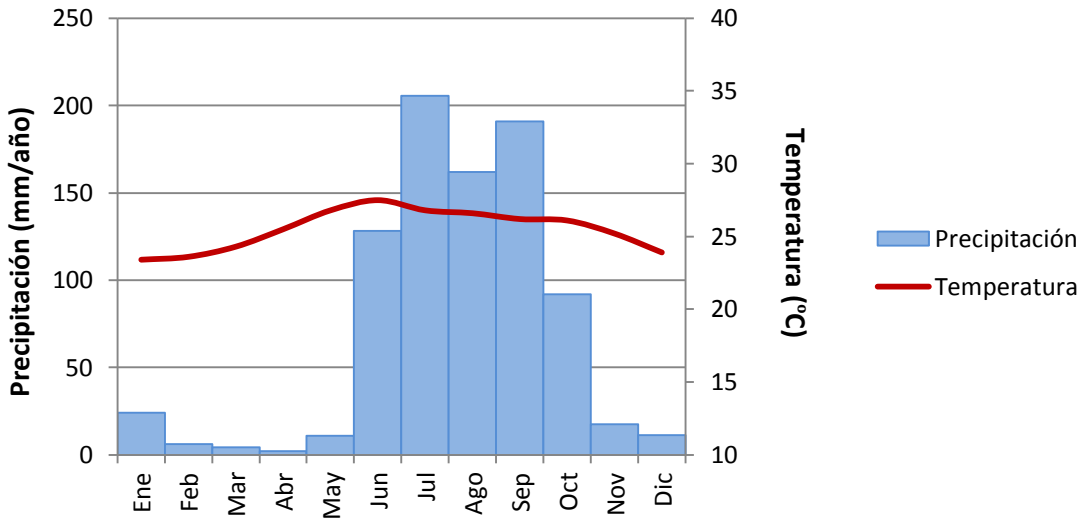


Fig.31. Climograma de la temperatura y precipitación normal de Colima en el periodo comprendido entre 1951 y 2010 a 500 m s.n.m.

En base a los elementos climáticos anteriores, y atendiendo a la clasificación de Köppen, en la región de Colima predomina un clima cálido subhúmedo con lluvias en verano (Ax_0 (w)), aunque en las inmediaciones del VdC el clima se ve alterado por factores derivados de su ubicación (López-Ayala et al., 2006; Secretaría de Medioambiente y Desarrollo Territorial de Jalisco, 2013). El primero de estos factores es la ***altitud***. El edificio volcánico del VdC (3.860m s.n.m) junto con el resto de edificios del CVC, constituye una importante barrera para las masas de aire. El gradiente adiabático diurno en el VdC es de 0.5-0.8 ºC cada 100 m (Galindo et al., 1998), mientras que el nocturno es de 1,0 ºC/100 m. Esta variación térmica vertical a lo largo de las vertientes del volcán favorece la generación de lluvias orográficas, ya que las masas de aire son forzadas a ascender, lo que provoca la condensación de la humedad como consecuencia de la pérdida de temperatura durante el proceso. La distribución pluviométrica no es homogénea en el edificio volcánico, si no que se ve influenciada por la ***orientación*** de las laderas contra las que chocan las masas de aire durante su ascenso. Esto genera una disimetría climática en las vertientes del VdC, que a su vez condiciona el desarrollo y evolución de procesos como la colonización vegetal y la erosión. El último factor es la ***continentalidad***. El VdC se localiza a unos 80 km de la costa del Pacífico, en la fosa tectónica de Colima, por lo que el efecto regulador de las masas de agua se encuentra en cierta medida atenuado. Este hecho sumado a los factores anteriores, provoca un aumento de la oscilación térmica anual de hasta 14ºC a lo largo del edificio volcánico.

La variación gradual de los factores climáticos anteriores a lo largo de las vertientes del VdC propicia la diversificación climática en su edificio, como recoge la tabla 3.

Tabla 3. Variación climática altitudinal del Volcán de Colima en base a la clasificación de Köppen.

Clima	Cota (m s.n.m.)	Tipo de clima	Precipitación media (mm/año)	Temperatura media (ºC)
Ligeramente húmedo y frío	> 3.700	E(T)HC(w0)(w)(x´)(e)	900	7
Moderadamente húmedo-semifrío	3.200-3.700	$C(w_2)(w)b(i')$	1.000	12,3
Moderadamente húmedo-templado	2.800-3.200	$(A)C(w_1)(w)b(i')$	950	15,4
Ligeramente húmedo y semicálido	2.400-2.800	$(A)C(w_1)$	890	20
Ligeramente cálido y húmedo	< 2.400	Aw_2/ $Ax_0(w)$	1.000	25

La parte más alta del volcán presenta un clima *frío ligeramente húmedo*, caracterizado por precipitaciones en verano, con un segundo máximo en invierno y oscilación térmica anual de más de 7°C. Son frecuentes las granizadas y los cambios repentinos de temperatura, aunque las temperaturas medias anuales se mantienen muy bajas pero sin descender de 0º C en promedio. No obstante, las temperaturas nocturnas producen congelamiento (Programa de Conservación y Manejo, 2006; Secretaría de Medioambiente y Desarrollo Territorial de Jalisco, 2013).

Según se desciende en altura, el clima frío evoluciona a *semifrío moderadamente húmedo*, caracterizándose por un verano largo y fresco, donde se concentran las precipitaciones, y poca oscilación térmica anual (Galindo et al., 1998). En este nivel se alcanza el óptimo pluviométrico, cercano a los 1.000 mm/año, aunque las precipitaciones sólidas son ocasionales, predominando las de carácter torrencial que dan lugar a los deslizamientos. La temperatura media anual varía entre 5 y 12 ºC, aunque descienden por la noche, permitiendo la presencia de heladas y nieve durante los meses de diciembre y enero.

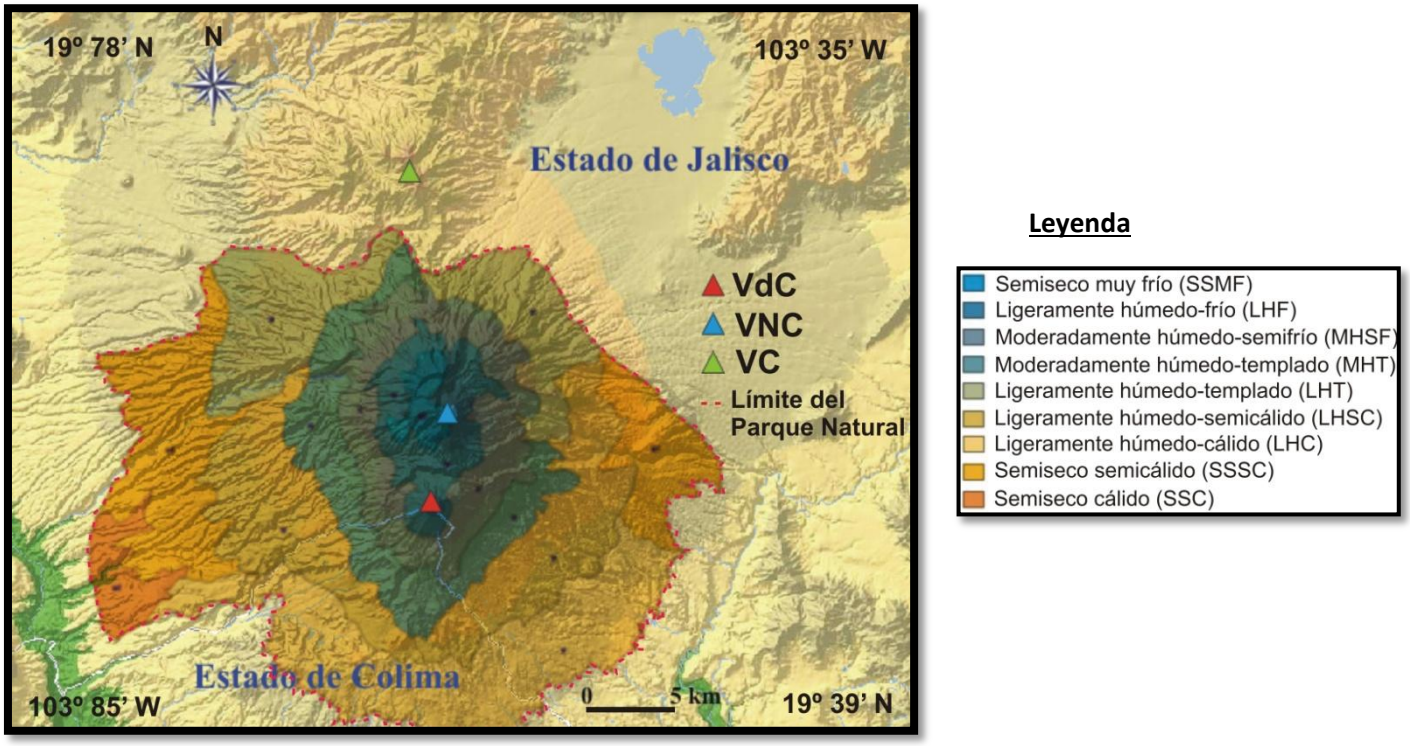


Fig.32. Clasificación climática altitudinal en el Parque Nacional del Nevado Colima *Leyenda: VC: Volcán Cántaro, VNC: Volcán Nevado de Colima y VdC: Volcán de Colima.*

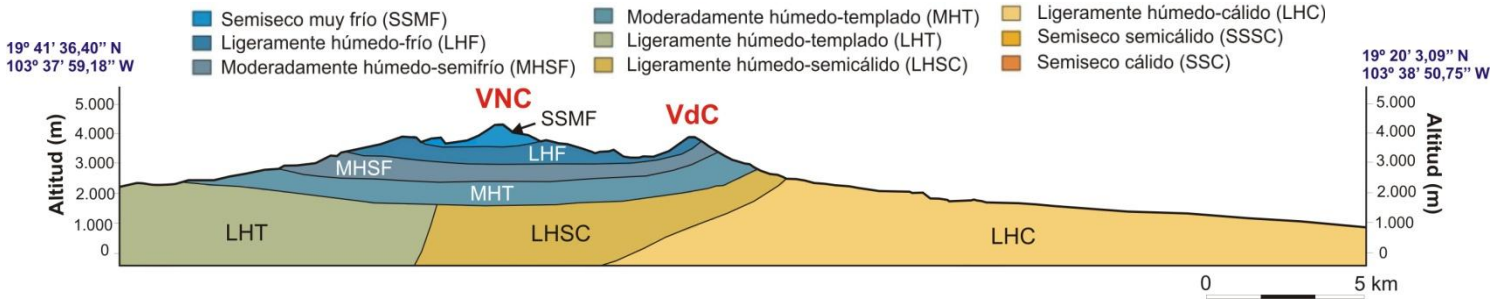


Fig.33. Perfil climático N-S del Parque Nacional del Nevado Colima. *Leyenda: VC: Volcán Cántaro, VNC: Volcán Nevado de Colima y VdC: Volcán de Colima.*

En torno a los 3.200 m s.n.m. el régimen térmico aumenta (fig.33), pasando a considerarse un clima *moderadamente húmedo templado*. Al igual que en el caso anterior, este nivel forma un cinturón climático alrededor del VdC y el Nevado de Colima, donde la precipitación se concentra en verano. También presenta un óptimo pluviométrico, pero con temperaturas medias anuales ligeramente mayores, que varían de los 12 a los 18ºC (García Castillo, 2010).

Conforme se desciende en altitud hasta las faldas del volcán la temperatura sigue aumentando, predominando un clima *semicálido con lluvias en verano.* El régimen térmico característico de este tramo varía de 18 a 22 ºC a lo largo del año y la precipitación registrada es de origen orográfico. A partir de los 2.400 m s.n.m, en la vertiente S del VdC, el clima pasa a considerarse *cálido subhúmedo,* predominante en la región. La acumulación pluviométrica total se encuentra en torno a los 800-1.500 mm/año (López-Ayala et al., 2006; CONAGUA SMN, 2010; Capra et al., 2010 y 2012), con picos de hasta 50 mm/h en julio, lo que favorece el desarrollo de cultivos tropicales con mayores requerimientos hídricos (Secretaría de Medioambiente y Desarrollo Territorial de Jalisco, 2013).

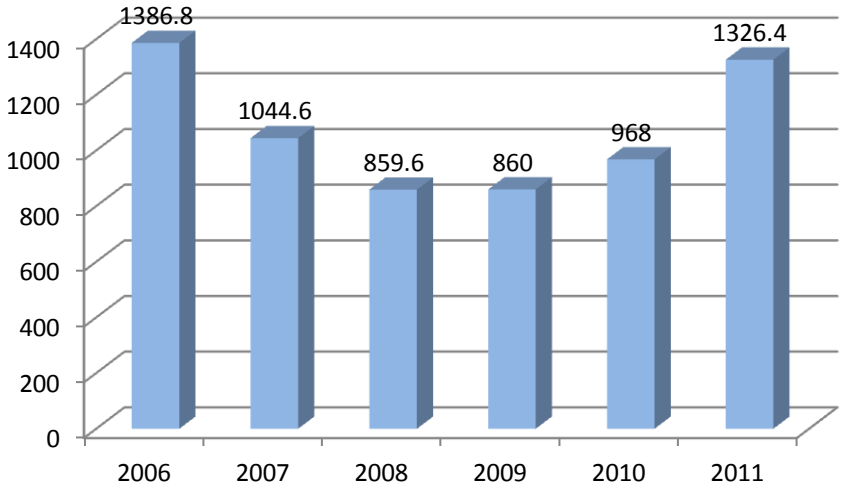


Fig.34. Precipitación total registrada en la estación húmeda (junio -octubre) para el periodo 2007-2011 a 2.000m s.n.m. en la ladera S el Volcán de Colima.

Las vertientes S y SW, es donde se registran mayores precipitaciones a raíz del estancamiento orográfico de las masas de aire oceánicas (SSW- ESE), lo que provoca una acusada disimetría pluviométrica, fruto de la variación local del régimen de brisas diario y su estacionalidad. (fig.35).

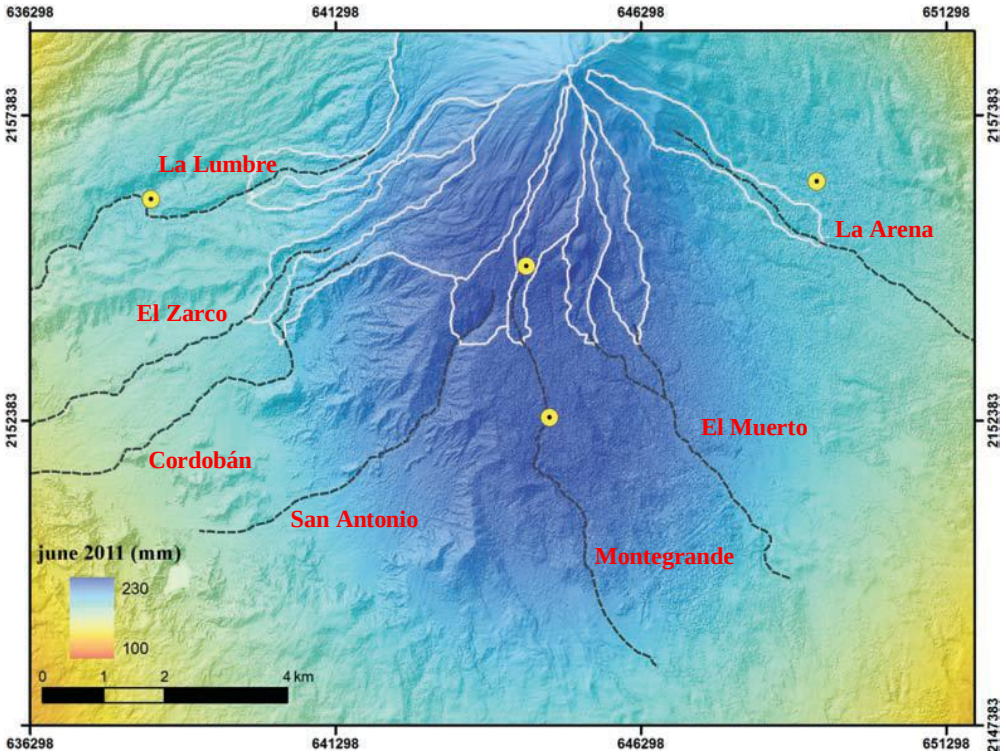


Fig.35. Representación de la distribución pluviométrica total en el Volcán de Colima en junio de 2011 y localización de las estaciones meteorológicas. *Fuente:* Capra et al 2012.

3.1.5.- Hidrología

Las aguas drenadas por el VdC forman parte la Región Hidrológica 16 (RH16), que engloba las cuencas hidrográficas de los ríos Armería y Cohauayana. Las corrientes de agua del VdC orientadas al W desembocan en el río Armería, y forman parte de las microcuencas de La Lumbre (16Ba03002) y El Muerto-Alce Seca (16Ba02002), mientras que las emplazadas en la vertiente E forman parte de la microcuenca de Tuxpan-Seco (16Ac01005) y se consideran afluentes del río Cohauayana (Programa de Conservacion y Manejo, 2006).

El patrón de drenaje es denso y radial, conformado por corrientes temporales de gran magnitud en las barrancas más profundas, y de menor significancia en las barrancas de menores dimensiones. Los únicos drenajes del VdC que poseen actividad permanente a lo largo de todo el año son el río La Lumbre en la ladera W, así como El Rosario y El Zarco en la S-SW. El resto de corrientes tienen carácter estacional, por lo que su actividad está limitada a la época de lluvias (Capra et al., 2012).

Las estribaciones del volcán acogen diversas lagunas, como la de Carrizalillo, Las Cuatas, El Jabalí, El Calabozo, La María o La Escondida, así como diversos manantiales (fig.36). Estos afloramientos están asociados a la existencia de fallas y fracturas que permiten la migración de las aguas bajo el edificio volcánico a la superficie. Este hecho resulta clave para el abastecimiento de algunos ranchos y poblados de la región, así como para el mantenimiento de las actividades económicas que se desarrollan en las partes bajas de ambas entidades federativas, sobre todo en el Estado de Colima.



Fig.36. **a)** Laguna de Carrizalillo y **b)** manantial de El Cordobán.

Se estima que en torno a unas 300.000 personas dependen directamente del suministro hídrico del VdC, ya sea de origen superficial o subterráneo, razón por la que se ha incluido en el Programa Federal de Montañas prioritarias (Programa de Conservación y Manejo, 2006).

Investigadores del Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima (OVUC) están llevando a cabo la monitorización de tres manantiales concretos, ubicados en las barrancas de La Lumbre (19,49637N; 103,67803W), San Antonio (19,46074N; 103,63858W) y El Cordobán (19,47815N; 103,4764638), con el objetivo de detectar posibles variaciones en las aguas e interpretar la influencia del sistema volcánico en las mismas (Chen et al., 2014; Lu, H-Y 2014). Los parámetros que se miden son la temperatura, pH, conductividad eléctrica, sólidos totales disueltos cada mes, así como la concentración de los iones sulfato, carbonato, bicarbonato, cloruro, flúor, boro, calcio y magnesio, lo que permite obtener la variación geoquímica de las aguas (fig.37).

A partir de los resultados obtenidos por los hidrólogos del OVUC, las aguas del VdC se clasifican hidrogeoquímicamente como mixtas bicarbonatadas, sin llegar a estar sobresaturadas de sales. Este hecho, asociado a la estabilidad térmica anual pero no espacial de las aguas en el VdC (Carvajal & Varley, 2005), se relaciona con una posible interacción de las mismas con volátiles volcánicos que ascienden desde las profundidades. Otro resultado derivado de estos análisis es la posible utilidad de la evolución del Boro como indicador de actividad volcánica, ya que su concentración aumenta de manera previa a una erupción (caso de 1998 o el domo de 2001). La inestabilidad termodinámica de este elemento, la discontinuidad del método de muestreo, la estacionalidad y la complejidad de los fenómenos geológicos que caracterizan al VdC, dificultan la obtención de una relación clara entre este elemento y la actividad volcánica, pero la línea de investigación se mantiene abierta.

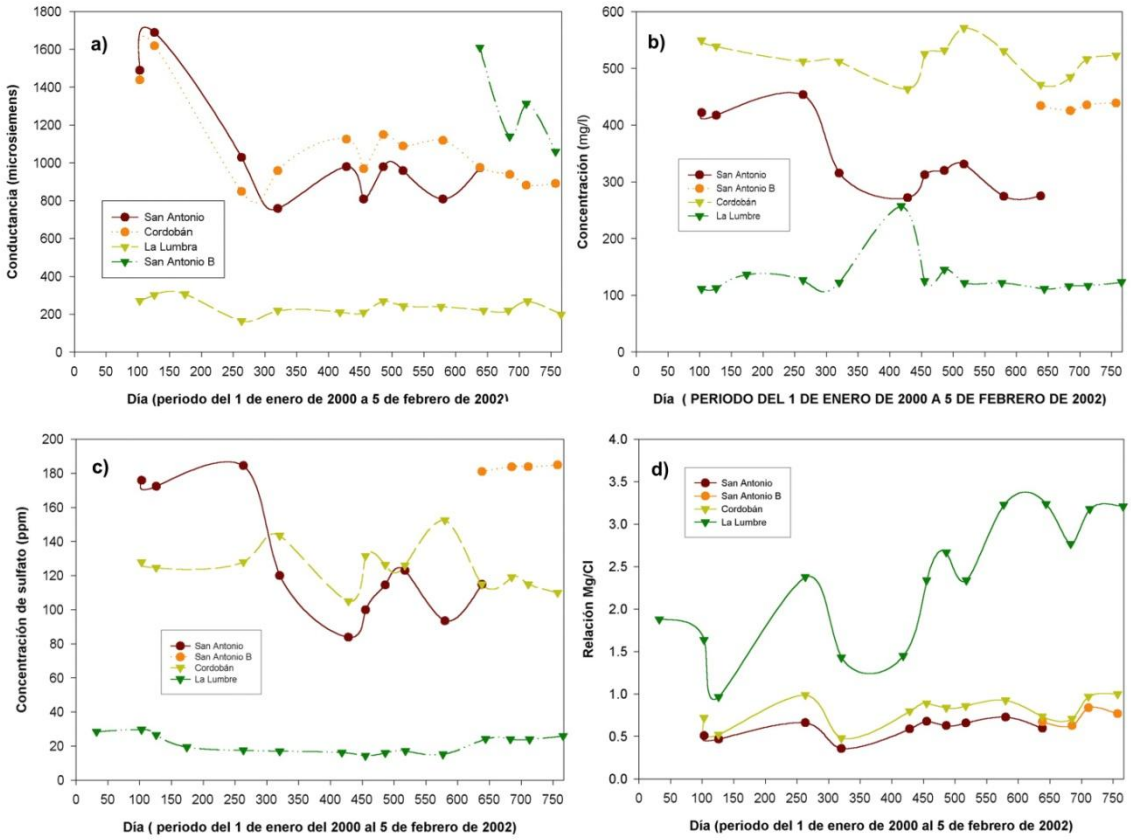


Fig.37. Variación de **a)** conductancia, **b)** bicarbonatos, **c)** ión sulfato y **d)** relación Mg/Cl de las aguas de los manantiales de la vertiente SW del Volcán de Colima. *Fuente:* OVUC.

3.1.6.- Cubierta Vegetal

El Estado de Colima se encuentra en una importante zona de transición biogeográfica entre las selvas tropicales, los bosques templados y las zonas semiáridas. Este hecho favorece la presencia de comunidades bióticas únicas, como el bosque mesófilo de montaña, donde se encuentran especies relictas de la flora del Terciario del hemisferio Norte mezcladas con especies de los trópicos el Nuevo Mundo (Padilla-Velarde et al., 2006; Diario Oficial, 2009). Concretamente el VdC se ubica en la subprovincia fisiográfica de los Volcanes de Colima, en la que se concentra poco más del 68% de la Selva Baja Caducifolia del Estado, en un intervalo de altitud que va de los 300 m a los 3.815 m s.n.m. (Palacio-Prieto et al., 2000; Biondi et al., 2005; Sáyago Lorenzana, 2005; Salinas Melgolza, 2007; Biondi & Galind-Estrada, 2010). El paisaje vegetal del área se completa con el ambiente alpino de alta montaña, aunque la distribución de este estrato se ve limitada al área de cumbres (Programa de Conservación y Manejo, 2006).

El condicionante principal de la distribución espacial de las comunidades vegetales en el VdC es el clima. La variación térmica unida a la heterogénea distribución de la precipitación, determina la presencia de un tipo de vegetación u otro, aunque la influencia de otros factores como la variación altitudinal, la orientación de las laderas o la presencia de profundas barrancas, supone modificaciones locales (Secretaría de Medioambiente y Desarrollo Territorial de Jalisco, 2013). Pese a que los suelos del volcán no son considerados un limitante, su vulnerabilidad ante

procesos geomorfológicos y la variación de su contenido en nutrientes promueve la formación de un complejo mosaico vegetal en las vertientes del VdC (fig. 38 y 39).

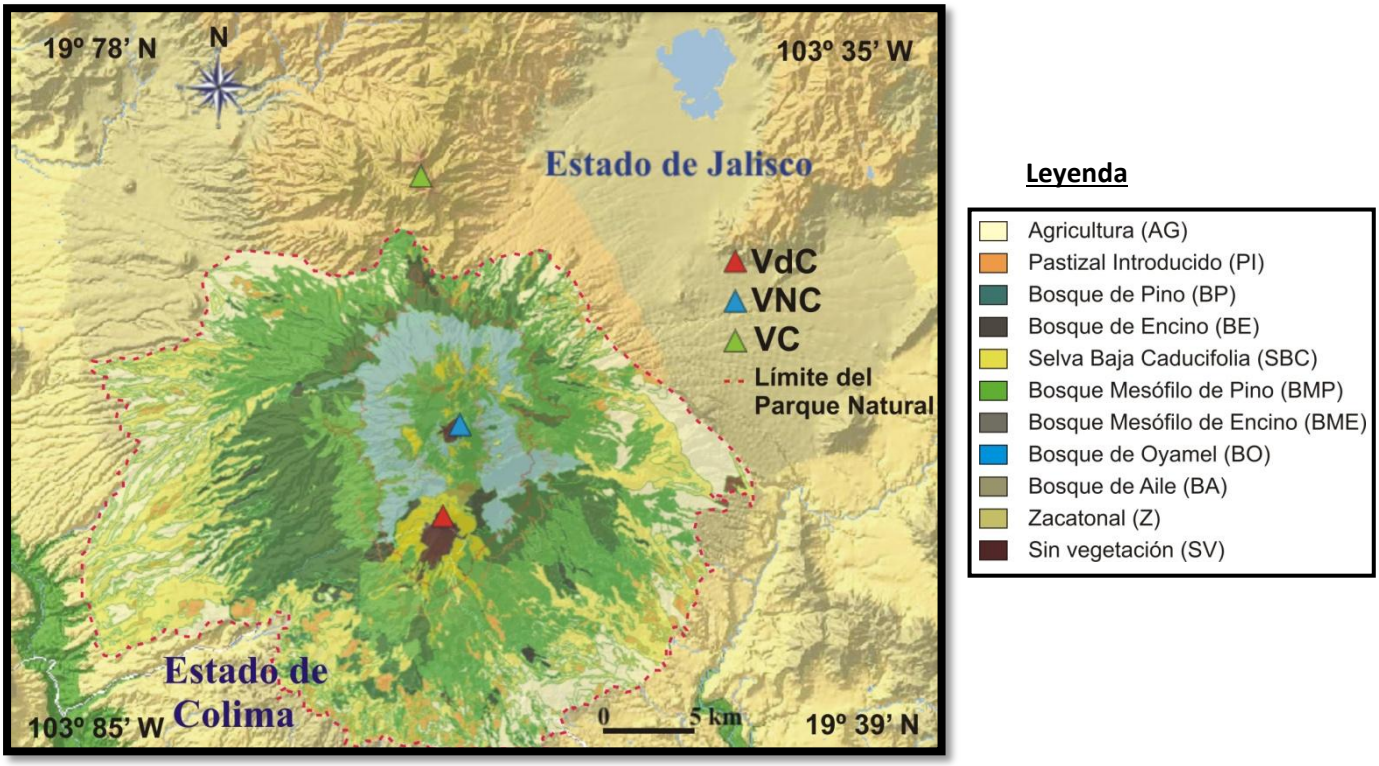


Fig.38. Mapa de las comunidades vegetales presentes en el Parque Nacional del Nevado Colima y su área de influencia.

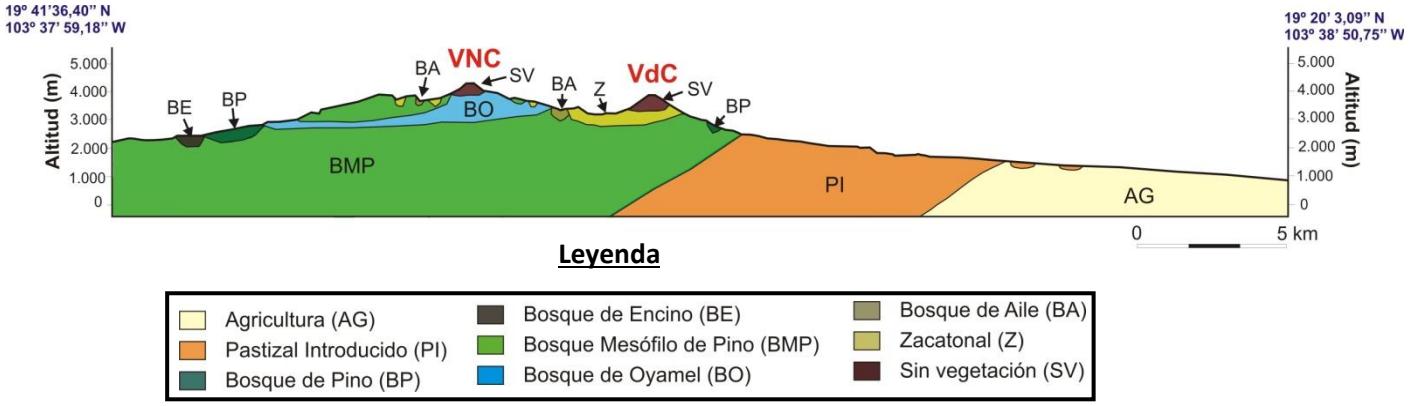


Fig.39. Perfil N-S de la cubierta vegetal del Volcán de Colima (VdC) y el Nevado de Colima (VNC).

En las partes bajas del edificio predominan los ***usos agrarios, pecuarios y forestales***, tanto de carácter temporal como permanente (García Castillo, 2010), pudiendo destacar entre los cultivos los de maíz (*Zea mays*), sorgo (*Sorghum vulgare*) y caña de azúcar (*Saccharum officinarum*).



Fig.40. Principales cultivos a los que se dedica la producción en el entorno del Volcán de Colima, **a)** caña de azúcar, **b)** sorgo y **c)** maíz.

Los usos fundamentalmente agrarios dan paso a formaciones de ***pastizal inducido***, cuya distribución alcanza los 1.800 m s.n.m. en el sector SE del volcán. Las especies que caracterizan esta formación son *Aristida sp., Baccharis sp., Bunchosia sp., Elymus sp., Hyptis stellulata, Lippia sp., Muhlembergia sp, Saccharum officinarum* y *Setaria sp*. (Alanís Anaya, 2011).

Conforme se asciende en altitud aparecen formaciones de pequeña entidad de ***selva baja caducifolia*** en todas las laderas del volcán, aunque predominan a lo largo de los cauces fluviales de la vertiente E y S entre los 400 y los 1.700 m s.n.m (fig.41). Esta comunidad alcanza de 4 a 15 m de altura y está formada por *Amphipterygium spp., Bursera excelsa, B. fagaroides, B. grandifolia, B. kerberi, B. multijuga, Capparis incana, C. verrugosa, Ceiba aesculifolia, Comocladia engleriana, Crytocarpa procera, Forchammeria pallida, Jatropha cordata, Lonchocarpus eriocarinalis, L. lanceolatus, Lysiloma acapulcensis, L. divaricata, Pseudosmodingium perniciosum, Spondias purpurea, Trichilia colimana* y *T. palmeri* fundamentalmente (Palacio-Prieto et al., 2000; Martínez Cruz, 2004; Sáyago Lorenzana, 2005; Salinas Melgolza, 2007; Barranco León, 2008; Alanís Anaya, 2011).



Fig.41. Selva baja caducifolia bordeando la barranca de La Lumbre en el Volcán de Colima.

Entre los 1.500 y 2.700 m s.n.m. en las laderas N, NE y NW aparece el ***bosque de pino***, caracterizado por ser una formación monoespecífica abierta. Está compuesto fundamentalmente por *Pinus hartwegii* asociado a *Pinus rudis*, *Juniperus monticola*, *Pinus pseudostrobus*, *Pinus montezumae*, *Pinus tenuifolia* y *Pinus douglasiana* (Biondi & Galindo-Estrada, 2010), aunque también se pueden encontrar individuos aislados de *Cupressus lindleyi* (cedro blanco), que fue introducido con fines de reforestación sin éxito. El estrato arbustivo está dominado básicamente por *Lupinus montanus* y *Buddleia parviflora*, mientras que en el herbáceo domina *Arenaria bryoides*, *Agrostis* sp., *Poa annua* y *Penstemon rosae* (Programa de Conservación y Manejo, 2006).

Por su parte, el ***bosque de encino*** se extiende por encima de los 800 m s.n.m. en la zona septentrional, donde el clima es templado (Programa de Conservación y Manejo, 2006). Originariamente se componía de individuos del género *Quercus sp.*, como *Q. Aristata, Q. candicans, Q. castanea, Q. crassifolia, Q. laurina, Q. macrofhylla, Q. mexicana* o *Q. rugosa*, combinados con algunos individuos de pino, pero en la actualidad se ha invertido la proporción por lo que hay autores que hablan de ***bosque de pino-encino*** en su lugar (Alanís Anaya, 2011). Forma un bosque laxo con un estrato herbáceo donde predominan las gramíneas y las epifitas están prácticamente ausentes. Entre las especies arbustivas más frecuentes se encuentran el garbancillo (*Lupinus sp.*), la jarilla (*Senecio tolucanus*), el Tepozán (*Buddleia americana*), la Chia (*Salvia hispanica*) y el hilo (*Eupatorium glabratum*), mientras que en el estrato herbáceo destacan las arenarias (*Arenaria brioides* y *A. oresbia*), la draba (*Draba jorullensis*) y el zacate criollo (*Festuca amplissima*).

A partir de los 2.500 m s.n.m., donde la humedad ambiental es mayor por efecto de las condiciones creadas por la caldera de Paleofuego, las comunidades anteriores pasan a ser sustituidas por el ***bosque mesófilo de montaña*** (bosque de niebla), uno de los ecosistemas más amenazados a nivel mundial y donde se localizan el 11% de las especies silvestres en peligro de extinción (fig.42). Presenta varios estratos arbóreos, que forman una comunidad densa dominada por árboles que llegan a los 20 - 40 m de alto. La composición florística varía espacialmente pero suelen encontrarse individuos de *Abies religiosa, Carpinus caroliniana, Clethra spp, Dendropanax arboreus, Fraxinus uhdei, Ilex brandegeana, Juglans major, Ostrya virginiana, Pinus pseudostrobus, Quercus sp.* o *Tilia mexicana.* En el VdC predominan dos de sus variantes, una más extensa en la que hay una mayor proporción de ***pinos*** y otra en la que prevalecen los ***encinos***. El desarrollo de epífitas y de trepadoras es notable, pudiendo destacar dentro de las epífitas *Antthurium fortinenese, Epiphyllum querceticola, Fucsia decidua, Heliocerus speciosus, Polypodium sp.* o *Tillandia schiedeana,* mientras que de las trepadoras *Celastrum pringlei, Clematis sp., Phus radicans, Smilax pringlei* o *Vitis tiliifolia.* Entre los elementos herbáceos más característicos del sotobosque se encuentran helechos de los géneros *Adiantum, Asplenium, Botrychium, Cystopteris y Dryospteris*, así como la Arácea *Arisema macrospathum.* De las especies presentes en este estrato *Tilia mexicana, Carpinus caroliniana, Ostrya virginiana, Juniperus monticola, Comarostaphylis discolor subsp. discolor, Balmea stormea* y *Abies Flinckii* se encuentran en la lista de especies en riesgo en la NOM-059-SEMARNAT, 2001 (Programa de Conservación y Manejo, 2006).



Fig.42. Bosque mesófilo de montaña bordeando la barranca de Montegrande en el Volcán de Colima.

En la cabecera de las barrancas, las formaciones de bosque mesófilo suelen sustituirse por ***bosque de oyamel*** (*Abies religiosa* y *Abies religiosa var. marginata*) y ***aile*** (*Alnus firmifolia*), caracterizadas por un estrato abierto de altura cercana a los 14 -15 m. El ***bosque de oyamel*** llega a estar integrado por rodales puros, aunque con frecuencia se presenta constituyendo asociaciones primarias con *Pinus hartwegii* y otras especies del bosque mesófilo como *Quercus laurina* y *Q. rugosa*, como consecuencia de la corta selectiva. Presenta una distribución relacionada estrechamente con la disponibilidad hídrica, en áreas protegidas a la radiación y el viento. El estrato arbóreo también está representado por *Pinus pseudostrobus* y *Arbutus xalapensis*, mientras que el arbustivo está conformado básicamente por *Baccharis conferta*, *Ageratina pichinchense*, *Calamagrostis valida* y *Bidens tripline*. La composición de herbáceas está dominada por *Aegopogon cenchroides*, *Adiantum andícola*, *Alchemilla procumbens* y *Asplenium monanthes* (Programa de Conservación y Manejo, 2006). El ***bosque de aile*** marca el contacto entre el bosque de pino y el de oyamel, predominando *Alnus firmifolia* frente a las especies características de las otras comunidades (*Arbutus xalapensis*, *Pinus hartwegii*, *Salix oxilepis* o *Quercus castanea*). Su distribución en laderas de solana con mucha pendiente es mayor en el Nevado de Colima. Su estrato arbustivo está representado por *Senecio salignus*, *Senesio angustifolius*, *Eupatorium pazcuarensis*, y *Ageratina prunellifolia*, mientras que el herbáceo está dominado por gramíneas amacolladas como *Agrostis* sp., *Arenarya bryoides*, *Senecio tolucans*, *Solanum verrucosum*, *Pteridium feei* y *Brassica campestris*.

Por encima de los 3.000 m s.n.m se observan comunidades de pastizal natural característico de los páramos de altura, denominado ***zacatonal***. Este cinturón de vegetación está compuesto fundamentalmente por hierbas amacolladas, como *Calamagrostis tolucensis*, *Arenaria oresbia*, *A. brioides* y *Draba jorullensis*, que resisten los climas húmedos fríos y semifríos que caracterizan este tramo (Programa de Conservación y Manejo, 2006). Otras plantas asociadas a este estrato son *Agrostis tolucensis*, *Muhlenbergia virenens*, *Muhlenbergia macroura*, *Senecio angulifolium*, *Stevia lucida*, *Budleja cordata*, *Alchemila procumbens* o *Adiantum andicola* (Burton et al., 2003). En lugares rocosos pueden llegar a aparecer individuos aislados de *Pinus hartwegii* y *Juniperus monticola*, en menor proporción (fig.43).

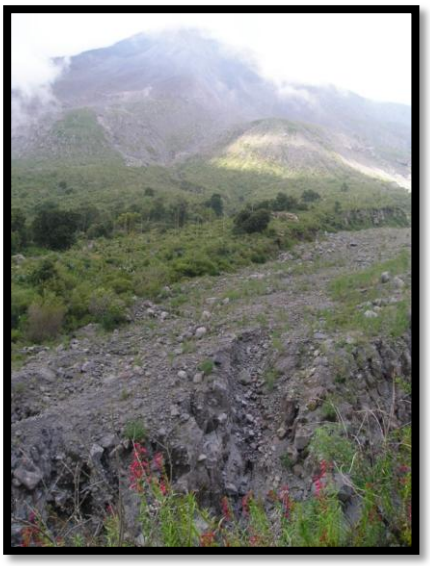


Fig.43. Imagen de la vegetación existente en la laderas del Volcán de Colima.

La extensión que cubre el zacatonal amacollado en combinación con el *Pinus hartwegii*, se considera un paisaje relicto en la provincia del Eje Neovolcánico transversal, ya que se encuentra amenazado por el aumento de las temperaturas locales como consecuencia del calentamiento global (Diario Oficial, 2009). El incremento térmico promueve la vulnerabilidad de las especies endémicas que alberga este ecosistema frente a plagas y enfermedades. (Programa de Conservación y Manejo, 2006).

Por último, la parte superior del cono ***no posee vegetación vascular***, probablemente ocasionado por su reciente actividad volcánica. Las condiciones climáticas y de inestabilidad del terreno en esta zona impiden la colonización inicial de herbáceas, por lo que los líquenes son los únicos representantes vegetales de este tramo.

En general las comunidades vegetales de la zona poseen un elevado grado de conservación, lo que permite mantener la integridad ecológica y funcional del área. Esta diversidad, en parte heredada del carácter limítrofe de las áreas de distribución de diferentes especies, y su buen estado de conservación, se ha conseguido gracias a la incorporación del Volcán de Colima dentro del Parque Nacional Nevado de Colima, declarado como tal en 1936, así como por su reconocimiento como Área de Importancia para la Conservación de las Aves (AICA) nº 37 y como Región Terrestre Prioritaria nº 64, por la CONABIO (Comisión Nacional para el conocimiento y uso de la Biodiversidad). El Parque Nacional se gestiona conjuntamente con el área natural de la Sierra de Manantlán dentro del marco de la RTP-64, y se conecta con otras reservas naturales de la región de Jalisco, como Chamela o la Sierra de Vallejo.

Las barrancas de Alceseca y Atenquique actúan como áreas de refugio, escape, distribución, alimentación y posiblemente reproducción de muchas especies, ya que confluyen con los ríos Armería y Tuxpan. La barranca de La Lumbre y la pared de caldera del VdC, son áreas de reproducción del puma y zonas de tránsito de otros carnívoros como el lince. El zacatonal alpino es zona de anidación, reproducción y coexistencia de al menos dos especies de lagomorfos (una endémica de México) y aves rapaces, mientras que los tramos de oyamel y bosque mesófilo, se reconocen como zonas con coberturas de protección, escape, reproducción y alimentación de venados, felinos y jabalí.

Dentro de los endemismos vegetales destaca la presencia de diversas especies de maíz ancestrales, mientras que en relación a la fauna acoge siete de los grandes felinos americanos, entre ellos el jaguar, el puma o el chipre rojo por citar algunos (Programa de Conservación y Manejo, 2006).

3.1.7.- Contexto Socioeconómico

Debido a las figuras de protección del Parque Nacional Nevado de Colima, no existe ningún núcleo de población en su interior, pero si en las inmediaciones del área natural protegida. La población residente en los alrededores del VdC se distribuye entre los Estados de Colima y Jalisco (fig.44). Cada Estado posee una normativa y gestión administrativa propia, así como una estructura dividida en municipios, que engloban a su vez los pueblos o aldeas, así como a los ejidos y ranchos.



Fig.44. Localización de los asentamientos en las inmediaciones del Volcán de Colima (VdC). Leyenda: línea naranja; límite estatal.

Un estudio más específico de la ubicación de las localidades y asentamientos cercanos al VdC revela que éstos están construidos sobre depósitos volcánicos, fundamentalmente antiguos lahares (Pérez Pérez, 2011), por lo que no es de extrañar que en la actualidad algunas de estas poblaciones se sigan viendo afectadas por la recurrencia de lahares durante la estación húmeda. Las localidades más comúnmente dañadas se ubican en la vertiente S-SW del volcán, como los ejidos de La Yerbabuena y La Becerrera, la ex-hacienda San Antonio o el rancho Schulte y El jabalí, pertenecientes todos ellos al Estado de Colima. Históricamente otras localidades del flanco SE del VdC también se han visto afectadas por lahares, como Quesería en el Estado de Colima, o los poblados de Cofradía de Tonila y San Marcos, junto con una decena de ranchos pertenecientes al Estado de Jalisco (Saucedo et al., 2010).

Se estima que la población asentada en las inmediaciones el VdC está en torno a las 500.00 personas, 10.000 en un radio de 10-15 km, concentrándose la mayor parte en los municipios de Comala, Suchitlán y Quesería, en el Estado de Colima, así como en Tonila o San Marcos, en el

Estado de Jalisco (Tabla 4). Esta distribución atiende al reciente desarrollo poblacional que viene produciéndose en la región, lo que promueve el desplazamiento de la misma a localidades donde se proveen servicios públicos básicos, como agua potable, electricidad, alcantarillado, educación elemental, telesecundaria, etc (Cities On Volcanoes, 2012).

Tabla 4. Principales poblaciones según número de habitantes que pueden verse afectadas por lahares en el Volcán de Colima.

Población	Estado	Municipio	Número de habitantes				Distancia al cráter (km)
			1995	2000	2005	2010	
Atenquique	Jalisco	Tuxpan	1237	1143	849	790	18,9
Cofradía de Suchitlán	Colima	Comala	1142	1478	1601	1746	14,5
Cofradía de Tonila	Jalisco	Tonila	115	101	92	73	10,5
Comala	Colima	Comala	7601	8273	8927	9442	26,1
El Naranjal	Colima	Villa de Álvarez	139	149	149	136	12,6
El Platanar	Jalisco	Tuxpan	582	475	452	457	16,8
Juan Barragán	Jalisco	Tonila	56	61	44	51	9,5
La Becerrera	Colima	Comala	302	341	274	283	12
La Yerbabuena	Colima	Comala	183	212	31	47	8
San Marcos	Jalisco	Tonila	3377	3091	3279	3361	14
Suchitlán	Colima	Comala	3247	3802	4083	4450	18,1
Quesería	Colima	Cuauhtemoc	8133	8130	8079	8611	14,5
Tonila	Jalisco	Tonila	3225	3174	3099	3110	13,5

Fuente de los datos de población: Censo general de población y vivienda INEGI y Secretaría de Desarrollo Social.

Las comunidades de la zona de influencia directa del volcán son básicamente rurales, por lo que sus actividades principales recaen en el sector primario, es decir el cultivo de maíz, caña de azúcar, sorgo o limón, así como en la cría de bovino (ganado cebú, holstein y pardo suizo) y porcino (Programa de Conservación y Manejo, 2006). También está extendido el cultivo de cafetales y frutales, como las explotaciones de aguacate (*Persea americana)*, en los ejidos de la zona (fig.45).



Fig.45. Plantación de aguacate en un ejido de la vertiente SW del Volcán de Colima.

En la zona más inmediata al VdC no se realizan actividades productivas basadas en la explotación directa de los productos madereros del bosque, si no que se caracterizan por ser de autoconsumo, es decir aprovechamiento de maderas muertas, extracción de productos no madereros como los hongos, ganadería extensiva y actividades de prestación de servicios

turísticos. Éstas últimas se vienen desarrollando desde los años 80 conforme al Plan de Desarrollo de Colima, con el propósito de impulsar el turismo y aprovechar los recursos disponibles para fortalecer el empleo en la zona.

Dentro de los principales atractivos turísticos se encuentran el hotel de lujo Mahakua en la Ex Hacienda San Antonio, perteneciente a la cadena Aman Resorts, la Zona de Protección Forestal y Refugio de Fauna Silvestre del rancho El Jabalí, que constituye un importante banco de germoplasma (*SPP, 1981)*, los centros de esparcimiento de las lagunas de La María y Carrizalillo en el municipio de Comala, y el centro de reproducción de venado El Venadario en La Yerbabuena. Estos servicios se complementan con pequeños hoteles, restaurantes, cabañas, zonas de acampada, así como zonas piscícolas y deportivas por parte de los ejidatarios.

Conforme nos alejamos del entorno inmediato del volcán, se observa un decremento de la actividad primaria a favor del sector terciario, fundamentalmente en las localidades con mayor concentración de población (fig.46), donde el sector servicios se encuentra más desarrollado y existe una incipiente oferta turística. Las principales industrias del área del VdC se localizan al SE, en Atenquique y Quesería, y se corresponden con una papelera y una refinería de azúcar de caña.

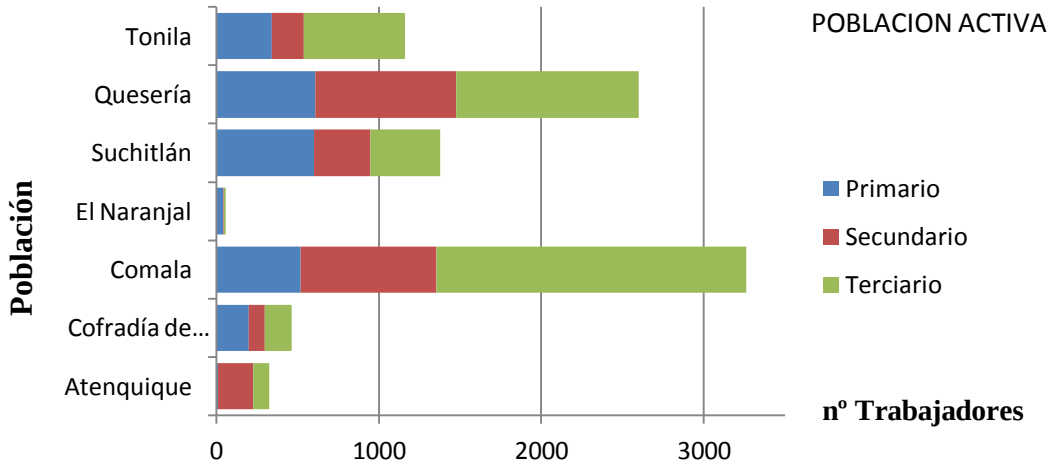


Fig.46. Representación de la población activa de algunas de las poblaciones cercanas al Volcán de Colima. *FUENTE: INEGI 2011.*

En ciertas áreas, persiste la cacería, fundamentalmente de especies como el venado cola blanca y algunas aves, sobre todo por personas afiliadas a clubes cinegéticos de la región de Jalisco.

La red de infraestructuras viales del área está formada principalmente por caminos secundarios de terracería, que sirven para dar acceso a las propiedades de las partes bajas del VdC. Las carreteras rurales están asfaltadas y conectan las poblaciones entre sí, mientas que la sinuosa carretera estatal circunvala las faldas del volcán. La federal 54D es de peaje y discurre al SE, conectando la capital estatal con el estado de Jalisco. La mayoría de las comunidades ubicadas en la zona de influencia del Parque cuentan con servicio de transporte hacia las cabeceras municipales, aunque de acuerdo con los testimonios de los habitantes de la zona, las vías de comunicación suelen verse afectadas anualmente por la ocurrencia de lahares durante la temporada de lluvias (fig.47).

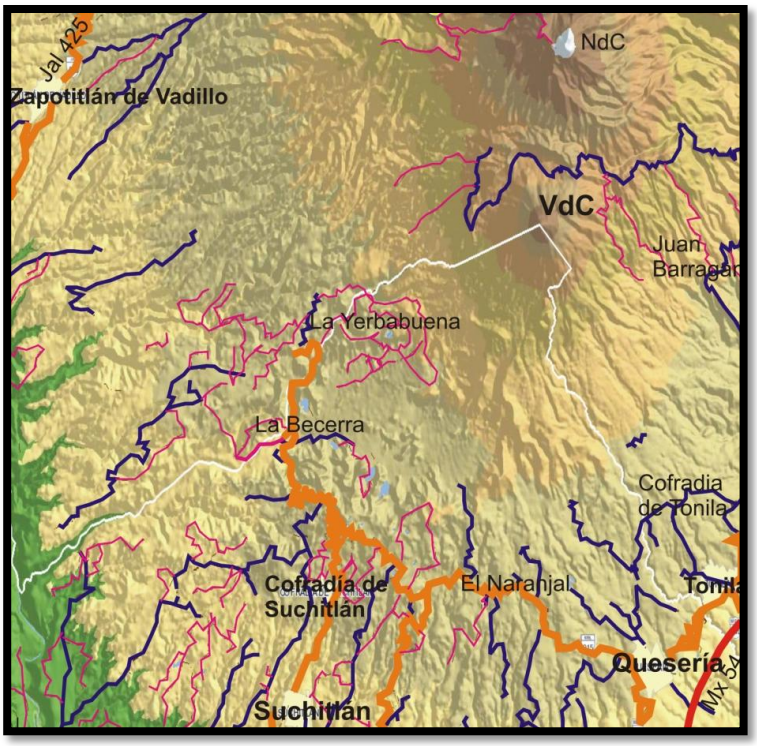


Fig.47. Mapa de carreteras del área de estudio. *Fuente:* INEGI 2011. *Leyenda: Roja; carretera federal 54D, Naranja; carretera estatal, Azul; carretera rural, Rosa; camino rural, Blanco; límite estatal, VdC; Volcán de Colina, y NdC; Nevado de Colima.*

Como resultado de la afección de las vías de comunicación, es habitual el aislamiento de algunas de las poblaciones, como la de La Becerrera. Para evitar situaciones similares, la Secretaría de Comunicaciones y Transporte (SCT) del Estado de Jalisco promovió la construcción de un puente sobre el río La Lumbre en 2002, aunque la estructura se sigue viendo afectada de manera habitual por los lahares y grandes bloques transportados por los mismos (fig.48).

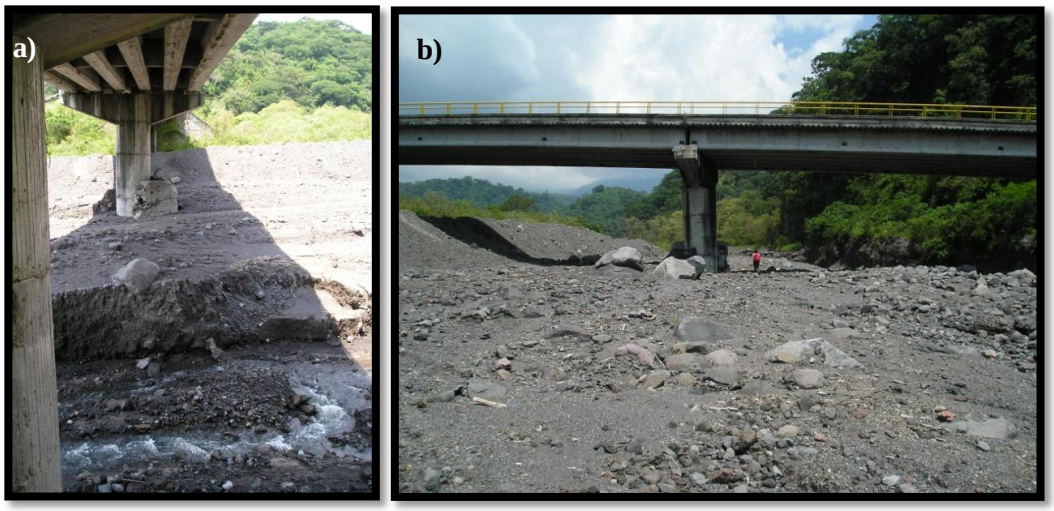


Fig.48. Puente de la barranca de LaLumbre, **a)** bajo su estructura y **b)** vista aguas arriba con barrera lateral generada a partir del material dragado.

Otras infraestructuras que se ven afectadas anualmente durante la época de lluvias son la aeropista del Rancho El jabalí, y la línea de alta tensión que atraviesa la zona baja de la barranca de Montegrande.

Algunas de las medidas que se vienen adoptando en las inmediaciones del VdC para paliar los efectos de los lahares son el dragado de la base de los puentes, la formación de barreras de tierra y bloques en los márgenes de los cursos de agua, o la colocación de una base de bloques compactos bajo las torres de alta tensión. En otras localidades como Atenquique, se han construido diques y represamientos a lo largo del cauce de la misma, y se ha canalizado un tramo del río para evitar catástrofes como la que aconteció en 1955, cuando un lahar descendió por la barranca y arrasó la localidad, dejando un saldo de 24 víctimas y 1,3 millones de dólares en daños materiales (fig.49).



Fig.49. **a)** Localidad de Atenquique y **b)** industria papelera donde trabajan todos los habitantes.

Los devastadores efectos del VdC en sus inmediaciones, ha fomentado la adopción de medidas y planes de emergencia por parte de los Estados de Colima y Jalico, siendo los efectivos de Protección Civil de cada uno de ellos los responsables de su gestión y mantenimiento. Las diferencias administrativas y presupuestarias de cada Estado se ponen de manifiesto en el sistema operativo de alerta a la población de cada uno de ellos, siendo mucho más completo y sofisticado el correspondiente a Jalisco. Éste consiste en un conjunto de señales luminosas y acústicas en cada asentamiento (fig.50), así como un sistema de monitoreo visual y remoto con sensores a 2, 10,5, 11,3 y 12 km del cráter. También cuenta con dos refugios temporales para desplazados en la localidad de San Marcos y Tonila con capacidad para acoger y alimentar a 100 personas durante un mes, así como con rutas de evacuación debidamente señalizadas. Pese a la incorporación de estos elementos al plan de riesgo y evacuación, la población es bastante reticente al abandono temporal de sus hogares, por lo que solo las personas de clase media están dispuestas a evacuar antes de la llegada de las fuerzas militares a las 72 h del aviso (Encuesta personal, 2012). Además existen planes de desbrozamiento y levantamiento de diques anuales para mantener el cauce de las barrancas libre de material, aunque no siempre se consigue, ya que algunos habitantes invaden la barranca con corrales, tuberías, basura y rocas de varias toneladas de peso.



Fig.50. Sistema operativo de alerta a la población con **a)** señales acústicas, **b)** luminosas y **c)** indicadores de rutas de evacuación en San Marcos.

Por su parte, en Colima no se ha introducido ningún tipo de monitoreo de la actividad volcánica, por lo que la seguridad depende de la observación directa de los miembros de la partida militar de La Yerbabuena, la brigada comunitaria de La Becerrera (fig.51) y el personal del rancho El Jabalí. La señal de alerta la proporciona la campana local, y se transmite por radio a los responsables de la seguridad pública del Estado, destacados en Comala, Cuauhtemoc y la RESCO (Gavilanes-Ruiz et al., 2009). Al igual que en el caso de Jalisco, la limpieza del tramo del cauce más cercano a los núcleos de población se realiza anualmente.



Fig.51. Sistema operativo de alerta a la población en La Becerrera con **a)** señales en las casas de movilidad reducida, toques de campana efectuados por los miembros de la brigada y **b)** equipo de radiofrecuencia conectado a los efectivos de Protección Civil.

3.2.- Características de la barranca de estudio

La gran actividad eruptiva que caracteriza al Volcán de Fuego supone una modificación casi continua del trazado de las barrancas, ya sea por afección directa (flujos de lava y piroclastos), o de manera indirecta mediante lahares. Las barrancas situadas en las vertientes S y SW del edificio son las más afectadas por estos procesos.

El dinamismo de este conjunto de barrancas se ve limitado no solo a la actividad eruptiva del VdC, sino también a factores propios de las mismas, como la dimensión de la cuenca receptora, las particularidades de su trazado o la tendencia a la erosión.

En este apartado se engloban algunas de las particularidades que condicionan el comportamiento intrínseco de las barrancas en el entorno del VdC, las cuales están estrechamente relacionadas con los factores regionales y locales desarrollados con anterioridad en el apartado 3.1.

3.2.1 Cuenca receptora

Una primera aproximación en la caracterización de la dinámica de las barrancas consiste en la delimitación de las divisorias de aguas lo largo del VdC, ya que la temporalidad de las corrientes, así como el volumen de agua que pueden llegar a drenar, están directamente relacionados con este hecho.

Como muestra la figura 52, la barranca con mayor cuenca receptora es La Lumbre, con una superficie entorno a 10 km^2 que abarca parte de la vertiente N, SW y W del volcán, mientras que el resto de barrancas se caracterizan por una extensión cercana a los 2 km^2 (Capra et al., 2010).

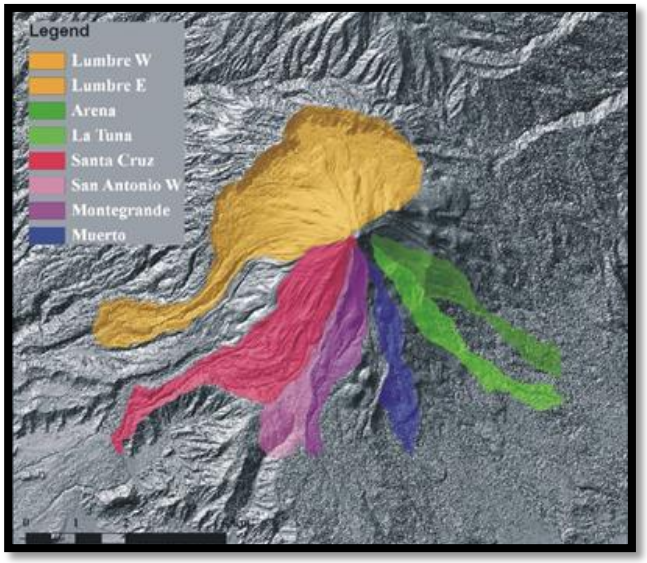


Fig.52. Cuencas hidrográficas que alimentan las principales barrancas del Volcán de Colima. *Fuente:* Capra et al., 2010

Si tenemos en cuenta la magnitud de la cuenca receptora de La Lumbre no es de extrañar que esta barranca posea el curso de agua permanente más importante de la zona, y por tanto tenga una dinámica muy activa.

Una de las principales particularidades del VdC es la continua transformación del trazado de sus barrancas. Los factores responsables de esta variación son la actividad volcánica eruptiva, los procesos erosivos y la pendiente del edificio volcánico. En este sentido, se pueden diferenciar tres tramos principales a lo largo del recorrido de las barrancas, donde la caracterización de parámetros como la sinuosidad, la profundidad o la anchura resulta de vital interés. Estos tramos son la cabecera, el curso medio y el piedemonte.

La parte alta de las barrancas, denominada *cabecera*, se encuentra prácticamente en continua transformación, ya que cada nueva erupción o colapso modifica su trazado. Todas las formas o rugosidades cumbrales son debidas a la dinámica eruptiva del VdC, que genera surcos de erosión al paso de los flujos piroclásticos y corredores de escombros, lo que produce la variación de las divisorias de aguas (fig.53). En esta zona el desarrollo torrencial se ve limitado, predominando un patrón hídrico difuso.

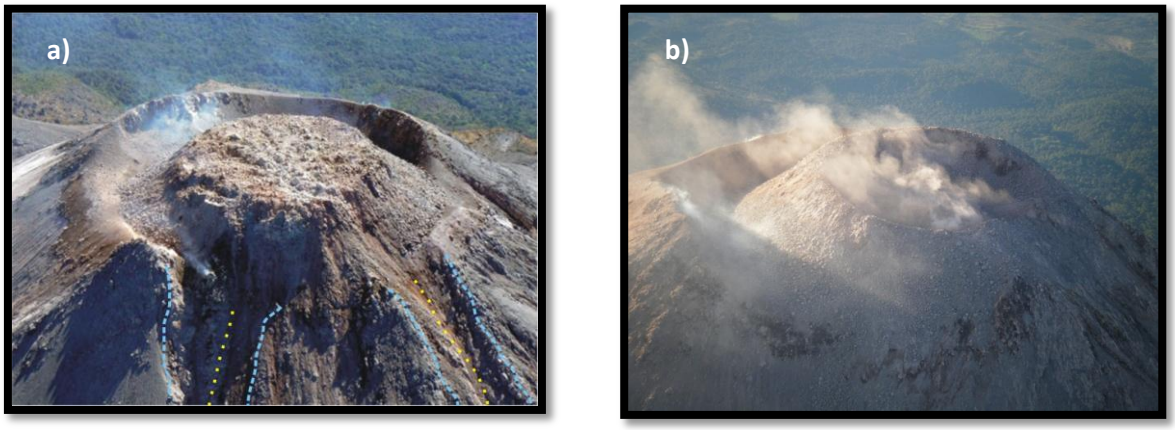


Fig.53. Foto aérea de la cima del volcán en la que se muestra como el crecimiento de un domo modifica la parte alta de la vertiente W del Volcán de Colima, **a)** 7/2/2010 y **b)** 14/1/2013. *Leyenda: Trama azul; paredes laterales de los surcos de erosión, y trama amarilla; lecho*. *Fuente:* **a)** Claus Siebe y **b)** Rosario Vázquez Morales.

Conforme se desciende en altitud la incisión vertical aumenta, por lo que la delimitación de las divisorias de aguas es mucho más clara y constante en su trazado. Esto se debe a que el factor predominante en el *curso medio* es la erosión, que favorecida por la elevada pendiente, produce la canalización de los flujos hacia cotas más bajas. Precisamente en el *piedemonte*, los flujos pierden la capacidad de transporte por la disminución drástica de pendiente que sufren las barrancas, saliéndose del cauce y depositando el material en forma de abanicos.

Pese a que la cuenca hidrológica de cada barranca se extiende varios kilómetros más desde la base del VdC hacia los ríos Tuxpán y Armería, en este apartado se incluye exclusivamente el área donde se producen las mayores modificaciones en cuanto a la dinámica y evolución de las mismas, y en especial de la barranca de Montegrande.

3.2.2 Cabecera de las barrancas: formas y dinámica

Este tramo comprende desde el cráter (3.860 m s.n.m.) hasta 1,6 km aproximadamente, y se caracteriza por ser la zona de mayor pendiente del volcán con 36 - 32º. El arrastre de material en

esta zona genera canales que van encajándose conforme disminuye la altitud y pendiente (fig.54), dando lugar al inicio de las barrancas. La continua actividad volcánica, y en especial las densas coladas de lava andesítica que discurren por este tramo, cubren e incluso modifican la topografía de la zona, impidiendo el desarrollo permanente de las cabeceras torrenciales y por tanto de la definición de la divisoria de aguas entre una barranca y otra.

En el caso de Montegrande las paredes llegan a alcanzar en algunos puntos del tramo los 30 m de altura, con un cauce en torno a 10 m de anchura (Dávila et al., 2007).



Fig.54. Foto aérea de la cima del volcán el 14/1/2013 en la que se muestra un canal de erosión y cicatriz de desprendimiento en la zona alta de la barranca de Montegrande. *Fuente:* Rosario Vázquez Morales.

Los procesos erosivos predominantes están directamente relacionados con la actividad eruptiva del volcán, y en menor medida por los fenómenos periglaciares. Estos últimos se ven favorecidos por una pendiente muy pronunciada, temperaturas medias anuales menores de 3 ºC y precipitaciones en forma de aguanieve y granizo, que favorecen la acción sucesiva del hielo y el deshielo, produciendo una mayor inestabilidad del terreno (Diario Oficial, 2009). La actividad sísmica en el VdC puede llegar a ser muy intensa, por lo que se ha relacionado con el origen de la ocurrencia de colapsos y desprendimientos en las paredes de estas barrancas.

3.2.3 Curso Medio de las barrancas: formas y dinámica

Engloba dos tramos bien diferenciados, uno más alto comprendido entre los 1,6 y los 5 km desde el cráter, y otro bajo que va de los 5 a los 10 km.

El primer tramo o *curso medio alto*, se caracteriza por una importante rotura de pendiente, en la que se pasa de los 32º a los 11-19º, así como por la presencia de terrazas de lavas andesíticas fruto de la erosión (fig.55).

En este tramo confluye la difusa red de canales creada en la cabecera, formando un trazado más definido que canaliza los flujos drenados, como los lahares (Dávila et al., 2007), y forma las barrancas propiamente dichas.

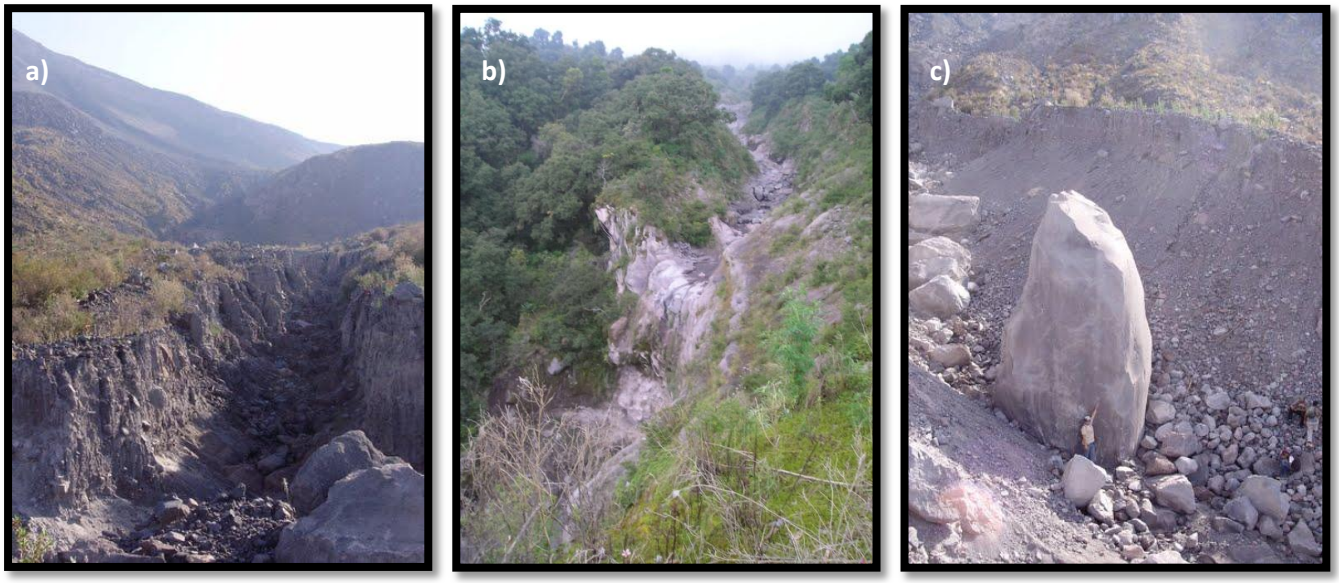


Fig.55. Curso Medio Alto de la barranca de Montegrande. **a)** Parte inicial, **b)** terraza de lava andesítica y **c)** bloque de 12 m de altura situado en el cauce de la barranca. *Fuente:* **a)** y **c)** Panoramio.

Pese a que el material volcánico emitido suele cubrir la mayor parte de este tramo, la intensidad y temporalidad de estos depósitos es inferior que en la cabecera, por lo que unido a la elevada pendiente que caracteriza este tramo, los procesos erosivos predominan frente a la deposición.

La incisión hídrica vertical erosiona el material suelto emitido por el VdC y lo canaliza hacia cotas más bajas. Este proceso produce a su vez la desestabilización de las paredes de las barrancas, las cuales rellenan de material el cauce de las mismas y forman afloramientos discontínuos de lavas en forma de escarpes y terrazas. Este material es de nuevo arrastrado por las corrientes generadas durante episodios de precipitación intensa, los cuales continúan erosionando las paredes, lo que favorece la continuidad del ciclo erosivo.

Como resultado de esta dinámica, las corrientes fluidas se caracterizan por una elevada carga de sedimentos, incluyendo grandes bloques que van siendo abandonados conforme disminuye su capacidad de transporte (fig.55 c).

Los materiales desprendidos por colapso de las paredes de las barrancas, en ocasiones generan represamientos. Estos diques naturales obstruyen el cauce de las barrancas, acumulando toda clase de materiales hasta que el flujo supera su capacidad de carga. Una vez se supera este umbral, el represamiento cede y su contenido es liberado e incorporado al flujo, por lo que en última instancia incrementa el poder erosivo del mismo (fig.56 b).

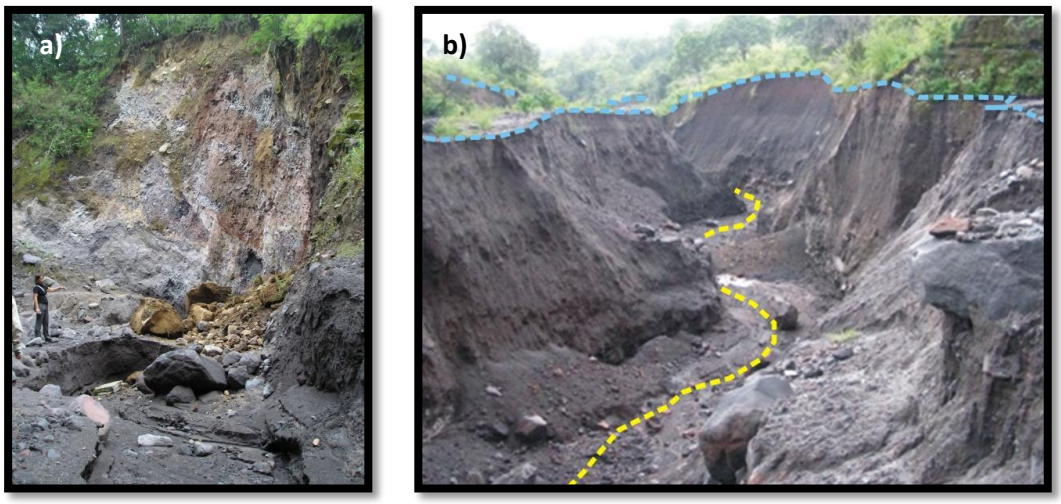


Fig.56. Tramo del *curso medio* de la barranca de Montegrande, **a)** desprendimiento parcial de una pared de la barranca y **b)** erosión reciente producida por un lahar en Septiembre de 2006. *Leyenda:* Trama azul; límite superior de las paredes laterales, y trama amarilla; lecho de inundación.

La pendiente en el *curso medio bajo* posee un valor de 10 a 7º, lo que favorece el aumento de la anchura de la barranca y su sinuosidad. En este tramo las barrancas se abren paso a través de depósitos piroclásticos más antiguos y depósitos procedentes de flujos de derrubios, flujos hiperconcentrados, e incluso unidades fluviales en la parte más baja (fig.57).



Fig.57. Curso Medio Bajo de la barranca de Montegrande. *Leyenda: Trama azul; leveés laterales, y trama amarilla; cauce actual*.

En el caso de Montegrande, su sección media baja llega a medir más de 20 m de anchura y en el interior de la misma aparecen tres tipos de unidades geomorfológicas derivadas de la dinámica lahárica; las *terrazas laháricas antiguas*, las *terrazas laháricas recientes* y los *abanicos laháricos* (fig.58).

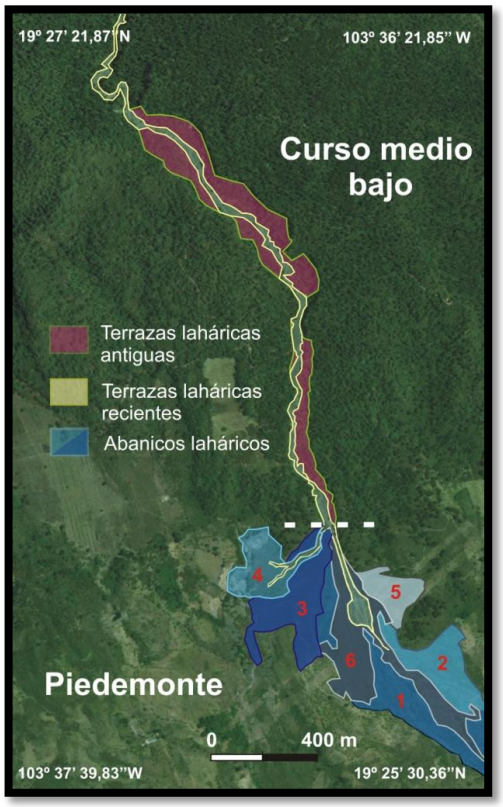


Fig.58. Esquema geomorfológico del *curso medio bajo* y el *piedemonte* de la barranca de Montegrande. *Leyenda: 1-6:* abanicos aluviales según su colonización vegetal, donde 1 es el depósito más antiguo y 6 el más reciente.

La formación de la unidad de *terrazas laháricas antiguas* se asocia a los depósitos laháricos generados por la actividad de 1913, 1954 y 1955 (Franco-Ramos et al., 2013). Se localiza fundamentalmente en la parte alta del tramo, ya que ha sufrido diversas fases erosivas por parte de lahares posteriores. El depósito se caracteriza por contener cantos y bloques de hasta 26 cm de diámetro, embebidos en una matriz franco-arenosa, que permite el desarrollo de vegetación, la cual aporta estabilidad a la formación.

Las *terrazas laháricas recientes* se distribuyen de manera discontinua a ambos lados del cauce de la barranca, y sus depósitos se atribuyen a los lahares acontecidos desde 1999. Su potencia es inferior que en el caso de las *antiguas*, y en la mayoría de los casos es prácticamente imposible diferenciar los eventos, debido a la multitud de procesos de erosión-acumulación que se vienen registrando desde 1999 en la barranca de Montegrande. Es común la generación de levées laterales donde predominan bloques en la parte exterior y material fino en la interna. La matriz de esta unidad posee un carácter arenoso, siendo muy escasa o inexistente la vegetación.

El inicio de los *abanicos laháricos* se localiza en la parte más baja del tramo, ubicándose la mayor parte del cuerpo de los mismos en la siguiente zona (Alanís Anaya, 2011).

Los drenajes localizados en el S y SW del son más proclives a la erosión por escorrentía superficial (Dávila et al., 2007). Este hecho es consecuencia de la concentración pluviométrica derivada del fenómeno de estancamiento orográfico que se produce en estas vertientes, aunque la magnitud de su efecto depende en gran medida de la cohesión de los materiales y de la presencia de vegetación. El desarrollo de comunidades vegetales en esta zona coincide con el emplazamiento de los dos óptimos pluviométricos comentados durante la caracterización climática del VdC (apartado 3.1.4). La fitoestabilización de la escorrentía superficial se ve

eclipsada por la concentración de los escurrimientos, como consecuencia de la presencia de resinas, acículas y ceras, que favorecen el incremento del poder erosivo de los flujos (Capra et al., 2010; Secretaría de Medioambiente y Desarrollo Territorial de Jalisco, 2013).

La inestabilización de taludes por actividades antrópicas como la deforestación, la agricultura o la ganadería extensiva (Programa de Conservación y Manejo, 2006), repercute en la cantidad de material disponible a ser arrastrado por los lahares o produciendo la obturación de los cauces.

En los interfluvios de cresta y en los tramos de ladera localizados fuera del óptimo pluviométrico, los procesos físicos, favorecidos por la pendiente, barren el material intemperizado, por lo que en cualquier caso el balance es desfavorable para los procesos formadores de suelo.

Por el contrario la vertiente N y W son más estables, ya que la precipitación disminuye drásticamente y las pendientes son menos favorables a la erosión. La arroyada difusa es el proceso predominante.

3.2.4 Barrancas en el Piedemonte: formas y dinámica

En el caso de Montegrande se considera piedemonte a partir de los 10 km desde el cráter, y a partir de los 15 km para La Lumbre (Dávila et al., 2007). Presenta una pendiente de 4 a 2º, por lo que la capacidad de erosión y transporte de las corrientes disminuye, lo que provoca que el cauce de las barrancas se vuelva difuso y aparezcan cauces esporádicos. Además, como consecuencia de la pérdida de efectividad de las corrientes, se produce la deposición de los materiales contenidos en el flujo en forma de *abanicos laháricos.* Las dimensiones de estos abanicos varía en función del volumen de descarga del lahar que los forma, pero en términos generales su anchura oscila entre los 40 y los 100 m (fig.59).



Fig.59. a) Puente sobre un abanico fluvio-lahárico en el *piedemonte* de la barranca de La Lumbre en Septiembre de 2006, **b)** y **c)** abanico lahárico en la el *piedemonte* de la barranca de Montegrande. *Fuente:* **a)** Capra et al. (2010) y **c)** Dávila et al. (2007).

Los procesos de colonización vegetal en esta zona permiten diferenciar en superficie los diversos eventos formadores de abanicos en base a la talla y grado de cobertura de los depósitos (fig.58). La superposición de los diferentes estratos se observa a lo largo de los cauces

esporádicos abiertos en estos depósitos por episodios recientes, los cuales generan a su paso pequeñas *terrazas laháricas* (fig.59 b).

Los efectos de la arroyada difusa son notables donde la vegetación se torna escasa por los barbechos y permite el arrastre de importantes cantidades de sedimento. El nivel freático en la vertiente W es somero. Pese a la presencia de manantiales, la alteración hidrotermal es muy localizada y no resulta de especial relevancia en el contexto general.

En el caso de barrancas con cursos fluviales permanentes, los bloques transportados en contacto con el lecho del río, también sufren erosión por rodadura, dando lugar a cantos redondeados que se acumulan en las zonas bajas (fig.59).

En este tramo es donde se ubican la mayor parte de las infraestructuras que resultan habitualmente dañadas por los eventos volcánicos, como la línea eléctrica de alta tensión que atraviesa uno de los abanicos aluviales de Montegrande (Fig. 59 b), o las infraestructuras viales (carreteras y puentes) en las barrancas de La Lumbre, El Zarco o Cordobán (Fig. 59 a).

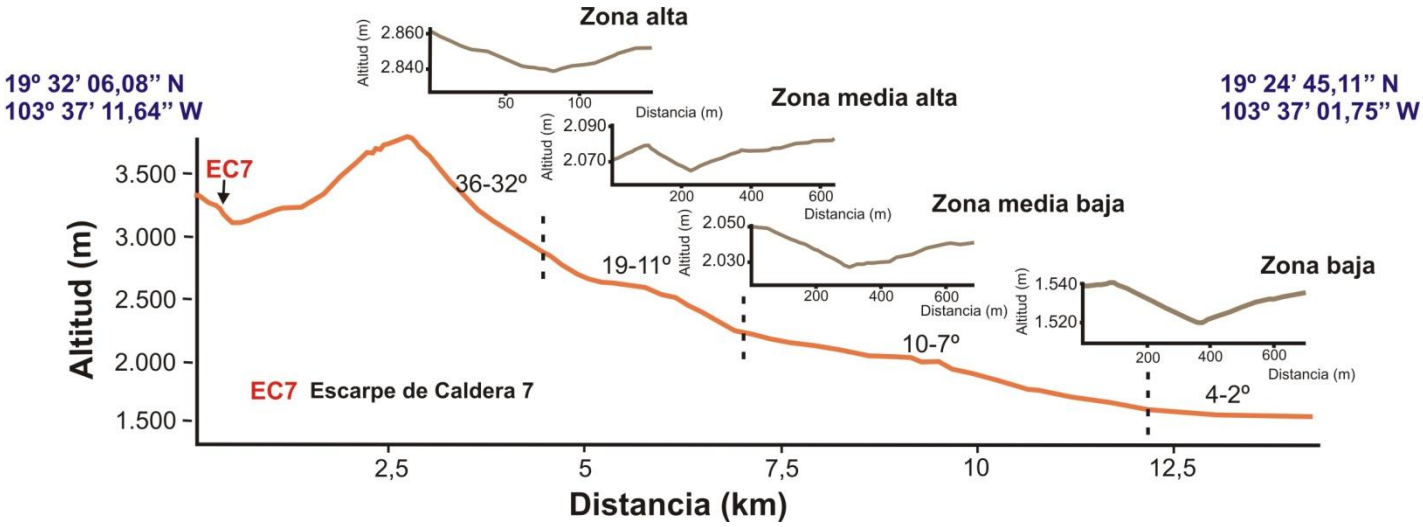


Fig.60. Variación del perfil de la barranca de Montegrande a lo largo de su recorrido. Obsérvese la transición de pendiente y anchura del cauce.

3.3.- Recursos hídricos y formación de lahares

El VdC carece de reservorios hídricos subsuperficiales, como glaciares o nieves perpetuas, por lo que la precipitación y los cursos de agua derivados de los afloramientos subterráneos son la única fuente de recursos hídricos disponible para la formación de lahares.

El poder erosivo de los flujos laháricos viene determinado por su capacidad de incorporación de material durante el recorrido, llegando a transportar rocas de varias toneladas de peso hacia zonas habitadas. La localidad de Quesería, con una población de 8.600 personas aproximadamente (Tabla 8 apartado 3.1.7), se ubica en las proximidades de una de las barrancas más activas del VdC, Montegrande, razón por la cual esta barranca se ha elegido como área de estudio.

Para prevenir una posible afección lahárica, tanto de la localidad de Quesería como del resto de asentamientos ubicados en las proximidades de los drenajes del VdC, el área cuenta con un sistema de alerta a la población. En este apartado se detallan los componentes de este sistema de vigilancia, así como el comportamiento y particularidades de los lahares en el VdC

3.3.1. Origen de los lahares

En el caso del VdC, la formación de lahares se considera un efecto indirecto de la actividad eruptiva del mismo. El material volcánico emitido durante los episodios eruptivos genera depósitos susceptibles a ser arrastrados por las corrientes de agua, condicionando el origen de los lahares.

Esta relación entre actividad explosiva previa y generación de lahares se ha observado en diversas ocasiones, pudiendo destacar los eventos ocurridos tras las erupciones de 1991, 1994, 1998-99 y 2001-2003 (correspondientes con 1991LM, 1994L, 1998L y 1999L1 o 2003L1en la tabla 2 del AnexoII). Gavilanes Ruiz (2004) observó el carácter limitante del volumen de material suministrado por el volcán en las dimensiones de los lahares originados a posteriori, hecho que posteriormente confirmaron Macías et al. (2006). Estos mismos autores matizan que solo cuando los episodios explosivos alcanzan un VEI $\geq$ 2, el VdC genera depósitos piroclásticos suficientemente extensos para alcanzar las barrancas por donde se canalizan los lahares.

Bajo el edificio volcánico del VdC se extiende un importante sistema de aguas subterráneo, producto de la infiltración pluvial. La surgencia del nivel freático en superficie da lugar a diversos manantiales (a partir de los 8 km del cráter), algunos de los cuales derivan en corrientes de agua de carácter permanente (ver apartado 3.1.5). Durante la época húmeda, la precipitación provoca el ascenso del nivel freático, por lo que se reduce la capacidad de absorción del suelo y se favorece la escorrentía superficial. Cuando las precipitaciones son lo suficientemente intensas, o frecuentes, las corrientes de agua arrastran el material volcánico y producen los lahares. Precisamente durante los meses de verano (época de mayor concentración de lluvias) es cuando se registra una mayor ocurrencia de eventos laháricos. Los ascensos y descensos del nivel freático del suelo favorecen a su vez la desestabilización del terreno.

A partir de los datos pluviométricos recogidos de las estaciones instaladas en las principales barrancas del volcán, diversos autores han intentado establecer la relación entre la precipitación y la generación de flujos laháricos, pudiendo destacar los trabajos realizados por Gavilanes Ruiz (2004), Dávila et al. (2007), Zobin et al., (2009) o Capra et al. (2010), en colaboración con la UNAM y el Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima (OVUC). Conforme a lo observado en la tabla 5, durante el inicio de la estación húmeda se registra un gran número de lahares. Estos eventos son producidos por lluvias de baja intensidad que apenas producen infiltración en el suelo, mientras que posteriormente la intensidad de lluvia necesaria para la formación de los lahares es muy superior.

Tabla 5. Resultados de los estudios sobre la precipitación necesaria para iniciar un lahar.

	DATOS SOBRE LA PRECIPITACIÓN REGISTRADA	
AUTORES	Inicio estación lluviosa	Plena estación lluviosa (Julio y Agosto)
Capra et al. (2010)	Acumulación: Baja (<10 mm) Intensidad: Baja (<20 mm/h)	Intensidad: Alta (>70 mm/h).
Zobin et al., (2009)	Intensidad: Alta 60-120 mm/h	

Leyenda: La acumulación hace referencia a la lluvia almacenada a lo largo de tres días. El sombreado verde hace referencia a la época en la que se producen mayor número de lahares. Los datos de Zobin et al., (2009) se refieren únicamente a la barranca de Montegrande, mientras que los de Capra se basan en observaciones en las barrancas de La Lumbre, La Arena y Montegrande.

La explicación propuesta por Capra et al. (2010) ante el diferente comportamiento lahárico entre la etapa inicial y el resto de la estación lluviosa (tabla 5), reside en el mecanismo de hidrorrepelencia, que está claramente relacionado con la presencia de vegetación. En zonas de suelos arenosos donde crece abundante vegetación perennifolia, el terreno se ve influenciado por la generación de resinas, ceras y acículas. Como consecuencia, el suelo adquiere propiedades hidrofóbicas que favorecen una mayor escorrentía por inhibición de la infiltración. Al inicio de la temporada de lluvias, las resinas, ceras y acículas cubren la parte superficial del suelo, favoreciendo la generación de corrientes aún cuando la intensidad de la precipitación es baja. Por el contrario, conforme avanza la estación lluviosa, estos restos vegetales se van lavando de la superficie, permitiendo la infiltración del agua de lluvia en el suelo e impidiendo su liberación. Una vez alcanzado el límite del suelo (saturación), el superhábit de agua pasa a formar parte de la escorrentía, que da lugar a su vez a los lahares.

Pese a que la mayoría de los lahares del VdC se generan a partir de la precipitación, a lo largo de la historia se han producido diversos episodios cuyo origen reside en la rotura de un represamiento (3600AVLH o 1991L1 tabla 1 del Anexo II.). Estos represamientos puntuales, se generaron como resultado de la obstrucción de un drenaje de forma temporal hasta que el agua contenida se liberó generando un flujo lahárico secundario que alcanzó distancias muy superiores a las logradas por los lahares actuales derivados del agua de lluvia. Dada la escasa representatividad de este tipo de evento en la historia, este trabajo se centra en el desarrollo de los lahares contemporáneos, considerando la precipitación como único aporte de agua posible.

3.3.2 Actividad lahárica

Pese a la intensa actividad eruptiva que caracteriza al VdC, y por tanto la elevada frecuencia de lahares que tienen lugar en él, resulta al menos chocante el reducido registro de estos eventos que se ha producido a lo largo de los años. Tras la consulta de diversos informes y publicaciones históricas disponibles, se ha elaborado un resumen cronológico de los principales lahares acontecidos en el Anexo II.

En la tabla 6 se realiza una síntesis de los principales lahares incluidos en el Anexo II.

Tabla 6. Síntesis de la actividad lahárica del Volcán de Colima.

Código	Fecha	Características	Referencias
3600AVLH	Hace 3600 ± 120	Una avalancha produjo un represamiento de 0.19 km^3 en el Río Armería a la altura de Cerro Grande, que al romperse generó un flujo de derrubios hiperconcentrado que cubrió un área de 6,4 km^2.	Navarro et al., 1994 y Komorowsky et al., 1997; Cortés et al., 2010
1940LH	Hace 1940 ± 90	Flujo de derrubios hiperconcentrado que descansa sobre la avalancha de 3600 ± 120 desde la confluencia de la barranca de los Ganchos con el Río Armería con un espesor >5m.	Cortés et al., 2010
191316L	1913-1916	Los lahares se produjeron a partir del material de la erupción pliniana de 1913 y se prolongaron al menos hasta 1916 según atestigua el Sr. Juan Mancilla. Alcanzaron el Río Armería y Tuxpan (~20 km). Hubo una víctima mortal y multitud de cabezas de ganado afectadas.	Saucedo, 1997; Gavilanes Ruiz, 2004; Saucedo et al., 2010; Capra et al., 2012
1955L	1955	Diversos flujos convergieron en la barranca de Atenquique y sepultaron la localidad del mismo nombre, causando 24 muertos y 1,3 millones de dólares en pérdidas materiales. Asociado a fuertes lluvias (140 mm en 3dias)	Saucedo et al., 2008; Capra et al., 2012
1992L	24/1/1992	Por efecto de El Niño se alcanzaron los 108 mm/dia de precipitación., lo que originó un lahar que se canalizó por la barranca de Montegrande y que llegó a 4 km antes de Quesería. Su depósito tiene un grosor medio de 3m por 7 de ancho, aunque existen diferencias en función de la altitud. Generó tres abanicos de 60-185m de ancho y 50-100 m de largo (2 ha).	BGVN 18:08, 1993; Komorowski et al., 1997;
1999L1	18/7/1999	A partir de flujos de lava de la erupción del día anterior y de lahares previos se creó un lahar caliente que recorrió ~ 6km por las barrancas de Montegrande, San Antonio, Cordobán y La Lumbre. A su paso destruyó dos torres de alta tensión.	Gavilanes Ruiz, 2004; Galindo et al., 2006; Macías et al., 2006; Dávila et al., 2007; Nieto, 2008; Arámbula-Mendoza et al., 2011
2000L1-2	2000	Los lahares se canalizaron por las barrancas de Montegrande, El Zarco, El Remate y LaLumbre, caracterizándose por el tamaño métrico de los clastos. Se destruyó una torre de alta tensión, una casa en La Becerrera se vio sepultada y el puente que une esta localidad con San José a la altura de La Lumbre también se vio afectado.	Gavilanes Ruiz, 2004; Saucedo et al., 2005; Pérez Pérez, 2011
2003L	2003	14 lahares durante toda la temporada de lluvias. El más extenso tuvo lugar el 7 de octubre, alcanzó los 12.5 km, parando muy cerca de Quesería y dañando a su paso las torres de alta tensión.	BGVN 28:11, 2003; Navarro y Cortés, 2003; Dávila et al., 2007; Capra et al., 2012

A) Actividad previa (desde hace 9370 años-1913)

Esta época se caracteriza por diversos eventos que dieron lugar a avalanchas de derrubios de gran extensión (como 9370AV o 4280AV en la tabla 1 del Anexo II), de las que apenas se tiene información. Se cree que estas avalanchas dieron lugar a lahares, pero no se han encontrado evidencias de ello. El primer evento de estas características que tiene asociados depósitos laháricos se data hace 3.600 años.

Este evento datado en 3.600 ± 120 años (3600AVLH) se caracterizó por la generación de una avalancha de derrubios a partir del colapso del flanco SW del Volcán de Colima, que se canalizó por las barrancas de La Lumbre y Los Ganchos cubriendo un área aproximada de 48 km^2 (Navarro et al., 1994 y Komorowsky et al., 1997). La avalancha, cuyo volumen mínimo se estima en $1{,}7 \cdot 10^6$ m^3, se extendió 25 km por el SSW hasta la base de las calizas cretácicas que forman Cerro Grande (1.900 m s.n.m), ocasionando la interrupción y represamiento del río Armería por un acumulo de depósitos que llegó a alcanzar 100 m de espesor. Basándose en el aporte actual del río Armería, 921,47 m^3/s (SPP, 1981) y desestimando las posibles pérdidas por infiltración, Cortés et al. (2010) estimaron que el lago temporal que se formó llegó a albergar 0,19 km^3 de agua en 2,3 días. Tras este periodo de tiempo, los materiales que bloqueaban el curso del río Armería fueron arrastrados por la acción del agua almacenada, dando lugar a un lahar secundario cuyo volumen se estima en ~0,2 km^3, y que se extendió hacia el S otros 17,5-20 km a lo largo del valle.

Tras el 3600AVLH, el siguiente registro de un lahar de grandes dimensiones en época antigua lo constituye el flujo hiperconcentrado de 1940LH (tabla 1 del Anexo II). Tras este evento los lahares pasan a caracterizarse por una menor extensión, ya que su origen se deriva del material volcánico producido por el VdC.

B) Actividad histórica (1913- actualidad)

Al igual que los lahares finales de la época previa, la actividad lahárica histórica está asociada a episodios de actividad eruptiva del VdC, como el evento pliniano de 1913, aunque en este caso se tienen registros más o menos completos de los eventos. Gavilanes (2004) calculó el volumen de los eventos ocurridos en el periodo comprendido entre 1913 y 1916 (191316L1-2) en base al testimonio del testigo Juan Mancilla, recogido por Saucedo (1997), mediante la aplicación del programa LaharZ, obteniendo un rango de volúmenes mínimos que varía de 5.000.000 m^3 a 1.500.000 m^3.

A partir de 1976 y hasta el año 1998 se produjo una menor actividad eruptiva del volcán, lo que provocó una reducción significativa en el volumen y frecuencia de los lahares, estimados en 200.000 o 500.000 m^3. De este periodo se pueden destacar los eventos 1991LM2 y 1992L, ya que en su recorrido dañaron diversas infraestructuras.

Desde el año 1998 se tiene constancia de un aumento de la actividad efusiva del VdC, lo que se refleja en una mayor frecuencia de lahares, como 1999L1, 2000L1, 2000L2, 2003L, 2005L, 2006L y 2009L.

El lahar 1999L1 se generó a partir de flujos de lava y depósitos laharicos previos, dando lugar a un flujo caliente que alcanzó los 6 km en diferentes barrancas como Montegrande, San Antonio, El Cordoban y La Lumbre. Su volumen se estimó en $1\text{-}2 \cdot 10^5$ m^3 y produjo daños significativos en las líneas eléctricas de alta tensión que se ubican en el tramo final de la barranca de Montegrande, destruyendo una torre (con coordenadas UTM 13Q 645866 2149065) y dañando otra (UTM 13Q 645677 2149036) (Macías et al., 2005; Dávila et al., 2007).

Por su parte, el lahar 2000L1 avanzó por la barranca de La Lumbre, El Zarco y El Remate hasta casi alcanzar el Río Armería, desbordándose 300 m de su cauce a la altura del puente de

La Lumbre y sepultando dos casas y un coche en La Becerrera (Alanís Anaya, 2011). Su volumen mínimo estimado con LaharZ fue de 3.000.000 m^3, mientras que para 2000L2 fue de 945.450 m^3. Pese al reducido tamaño de 2000L2, éste produjo la destrucción de una torre de alta tensión ubicada entre las dos torres dañadas en el evento de 1999L1.

Bajo el código 2003L se engloban 14 lahares que se produjeron en la barranca de Montegrande y San Antonio durante la época de lluvias de ese año, muchos de los cuales fueron identificados gracias a los sismógrafos del Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima (OVUC). El lahar de mayores dimensiones, en torno a 3.000.000 m^3, recorrió 12,5 km, por lo que casi alcanza la localidad de Quesería.

En la época de lluvias de 2005 se llegaron a registrar 22 lahares que se engloban en 2005L, destacando por su magnitud dos de ellos, uno que descendió 10 km por la barranca de La Lumbre y 8 km por Montegrande, y otro que afectó de nuevo a la infraestructura eléctrica de la zona (Dávila et al., 2007; Zobin et al., 2009; Pinel et al., 2011). Como resultado, la Comisión Federal de Electricidad colocó un nuevo gavión de 2 m de alto sobre las torres eléctricas (UCOL, 2005).

El aumento de precipitación registrado en 2006, unido a la reactivación del VdC durante el año anterior, ocasionó que se registrasen 19 lahares. Entre estos eventos destaca el lahar que descendió por las barrancas de La Lumbre y Montegrande el 5 de junio, ya que produjo en esta última depósitos de 1 y 2 m de espesor a 1.700 m.s.n.m (UCOL, 2006).

En los años posteriores a 2006 se produjo una disminución en la frecuencia de los mismos, como consecuencia de la reducción en la actividad explosiva del volcán, pero a partir de 2010 se renovó la actividad (Capra et al., 2010), alcanzándose un número de 11 lahares durante la época de lluvias (2011L).

3.3.3 Tipología y caracterización de depósitos

Atendiendo al tipo de flujo o flujos que hayan caracterizado el movimiento del lahar durante su recorrido, las propiedades de su depósito varían significativamente. En el VdC coexisten flujos de derrubios masivos, como puede ser el evento 1991LM2, con casos de hiperconcentrados, como 3600AVLH, 1940LH o 2000LH3. De hecho es común la alternancia de ambos tipos de flujo dentro de un mismo evento, como el caso del lahar del 15 de septiembre de 2012 incluido en 2012L.

Los depósitos de ***flujos de derrubios masivos no cohesivos*** se caracterizan por su carácter synruptivo y no erosivo con el substrato (sin bulking). Poseen una potencia que puede llegar a superar los 2 m, y están compuestos principalmente de clastos andesíticos frescos y angulares de coloración grisácea (≤ 20 cm de diámetro) embebidos en una abundante matriz de material fino (fracción < 2 mm y 60 wt.%). Además suelen contener una cantidad significativa de fragmentos de madera (Capra et al., 2010). Presentan fuerte imbricación entre los fragmentos que los componen. Otro rasgo destacable de esta clase de depósitos es su escasez, ya que solo se han podido observar en el tramo alto de las barrancas de La Lumbre y Montegrande, a una distancia de 3 km del cráter. Una posible explicación acerca de la acotada localización de este tipo de depósitos, radica en la posibilidad de que el flujo sufra una transformación durante su trayecto. Según Capra et al. (2010) una vez que el flujo alcanza cotas más bajas, donde las

dimensiones del canal, sobre todo la anchura del mismo, aumentan considerablemente, el lahar arrastra material adicional del lecho de la barranca por la que discurre y varía su comportamiento. A parte de 1991LM2, los únicos eventos que se clasifican dentro de este tipo de depósitos son 1999L1, en su tramo inicial en la barranca de Montegrande, donde descansa sobre el depósito de BAF generado por la erupción que tuvo lugar el día anterior, y algunos eventos registrados tras la actividad piroclástica de 2004-2005, englobados en 2004L y 2005L.



Fig.61. Flujo de derrubios masivo no cohesivo en la barranca de Montegrande.

Por su parte, los depósitos de ***flujos de derrubios masivos cohesivos*** ubicados a lo largo de las barrancas suelen tener una capa basal rica en clastos. Estos clastos son redondeados y sub-redondeados (≤ 1,2 m de diámetro), fruto de su arrastre por el lecho de la barranca, y están embebidos en una matriz de arena gruesa. Sueles presentar gradación inversa. En los leveés laterales, así como en el frente del flujo, aparecen acumulaciones de clastos con diámetro superior a 1,5 m (fig.62).

Los depósitos de ***flujos hiperconcentrados*** poseen un espesor superior a 50 cm y generalmente coronan depósitos masivos de flujos de derrubios, con un tamaño de grano que varía de grava a arena.



Fig.62. Flujo de derrubios masivo cohesivo en la barranca de Montegrande.

Es común encontrar terrazas donde se observa una secuencia de flujos de derrubios e hiperconcentrados intercalados con unidades fluviales (fig.63). El estudio de la variación longitudinal, tanto a nivel textural como granulométrico, de estos depósitos, indica la variación en la capacidad de transporte que caracterizó al flujo (Lavigne and Thouret, 2002). La mayoría de los depósitos del Anexo II siguen este tipo de secuencia, pudiendo destacar los correspondientes a 1992L, 1999L1 en su tramo medio y bajo, así como 2003L, 2006L o 2011L.



Fig.63. Secuencia de flujos de derrubios masivos cohesivos e hiperconcentrados en la barranca de Montegrande.

En muchos casos la delimitación de los depósitos de unos eventos respecto a otros resulta muy compleja o inviable por la erosión sufrida por lahares posteriores. En el mejor de los casos, la presencia de estratos donde se observan acículas de pino o piedras pómez sirve de referencia durante su clasificación.

3.3.4 Detección y localización de lahares

Hasta hace unos años la única fuente de información a cerca de fenómenos laháricos en el Volcán de Colima consistía en la observación in situ del fenómeno, o a través de registros históricos. Los reportes más detallados sobre lahares son los elaborados por los geólogos de la Universidad de Colima y de la UNAM, ya que suelen ir acompañados de la verificación de la información en campo, y en algunos casos de la elaboración de cartografía temática (Dávila et al., 2007).

En la actualidad, el VdC cuenta con un sistema de vigilancia integrado por tres subsistemas, uno visual, otro sísmico y otro pluvial, que permiten la continua monitorización del mismo.

A) Sistema de monitoreo visual

Como consecuencia del aumento de la actividad eruptiva de 1998, el personal del OVUC estableció un sistema de monitoreo visual del VdC. Inicialmente contaba con dos cámaras que operaban las 24 horas del día desde El Naranjal, a 15 km al S, y desde las antenas de el Nevado

de Colima, a una altura de 3.850 m s.n.m y 5,3 km de distancia. Este sistema se implementó en el año 2006 con la incorporación de 8 nuevos equipos, logrando establecer un cerco visual desde todos los flancos del volcán.

Además, se realizan vuelos periódicos, donde se toman imágenes del Volcán de Colima, lo que permite observar más detenidamente las variaciones que se han producido respecto a los vuelos anteriores, así como obtener una panorámica de la situación, lo que complementa las imágenes por satélite disponibles.

B) Sistema de monitoreo sísmico

En 2003, personal de la Red Sismológica de Colima (RESCO) y del Observatorio Vulcanológico del mismo Estado (OVUC) instalaron los primeros sismógrafos en las vertientes del VdC. A partir de esa fecha se produjo un importante avance en la detección, e incluso localización, de lahares con señales sísmicas, ya que complementa la información obtenida de otras fuentes.

Actualmente la red sísmica del VdC consiste en 4 sismómetros que abarcan cortos periodos de tiempo y un receptor de banda ancha localizados en el N, SW y SE del volcán a distancias que oscilan entre los 1,9 y 8 km de la cima. El receptor de banda ancha se ubica en la barranca de Montegrande a 2.100 m.s.n.m. (19°27'58,27"N 103°37'13,25"W). Además cuenta con estaciones de inclinometría, de forma que se pueden obtener datos precisos sobre los movimientos de la pared del edificio volcánico las 24 h.

Las estaciones de inclinometría (fig.64) constan de inclinómetros y distanciómetros electrónicos (EDM), nivelación trigonométrica y geométrica, red de GPS e inclinómetros secos. Cada cierto tiempo se sustituyen los equipos dañados para mantener el sistema plenamente operativo.

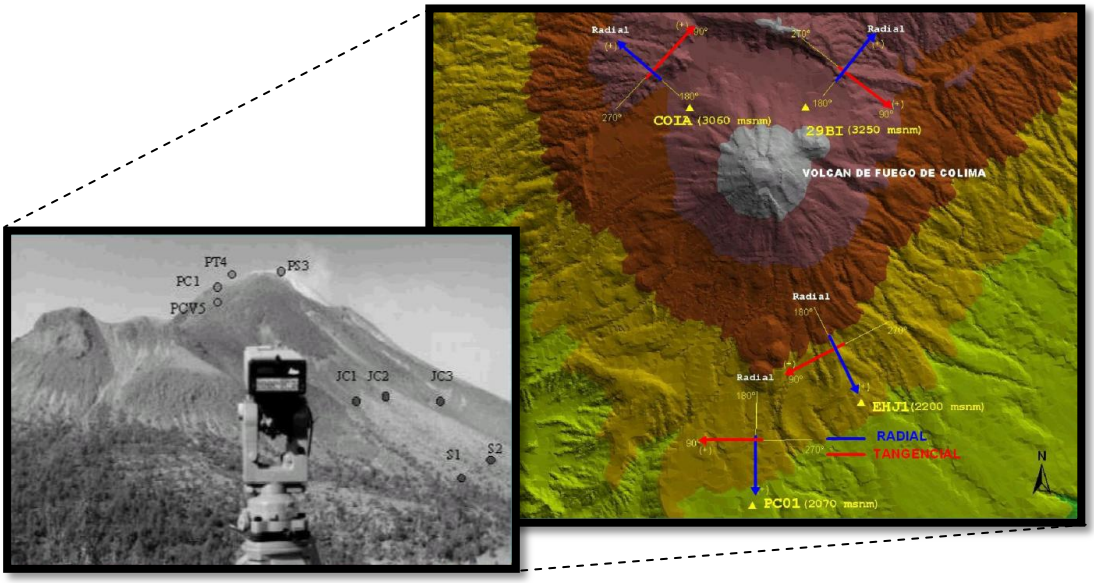


Fig.64. Localización de las estaciones de inclinometría en el volcán de Colima, así como los puntos de medición desde la Base 5. *Fuente:* OVUC.

En 2011 se instalaron dos nuevos geófonos en Montegrande, en cuyo mantenimiento se colaboró durante el trabajo de campo de 2012 (fig.65). Uno de los geófonos se ubicó a 500 m del sismógrafo de banda ancha de la RESCO, a 2.000 m s.n.m. (19° 27' 40,18" N 103° 37' 13,16" W), y forma parte de una estación integral destinada a la detección de lahares, mientras que el segundo se sitúa a 1.800 m s.n.m, 3 km aguas abajo del anterior (19° 26' 50,31" N 103° 36' 56,36" W).



Fig.65. Geófono situado a 1.800 m s.n.m. en la barranca de Montegrande (19°26'50,31"N 103°36'56,36"W).

Pese a que Zobin et al., (2009) exponen la duda de si la señal generada por algunos lahares llega a ser superior a la condición de ruido de fondo, los datos sísmicos registrados se vienen empleando en la identificación y localización de los mismos (Dávila et al., 2007; Arámbula-Mendoza et al., 2011).

C) Sistema de monitoreo pluvial

Puesto que los episodios de lluvia que generan los lahares en el VdC se caracterizan por ser muy localizados, en 2006 se instalaron dos estaciones pluviométricas aprovechando la localización de los sistemas de telemetría de los inclinómetros electrónicos PC02 y PCJ1 (fig.66).

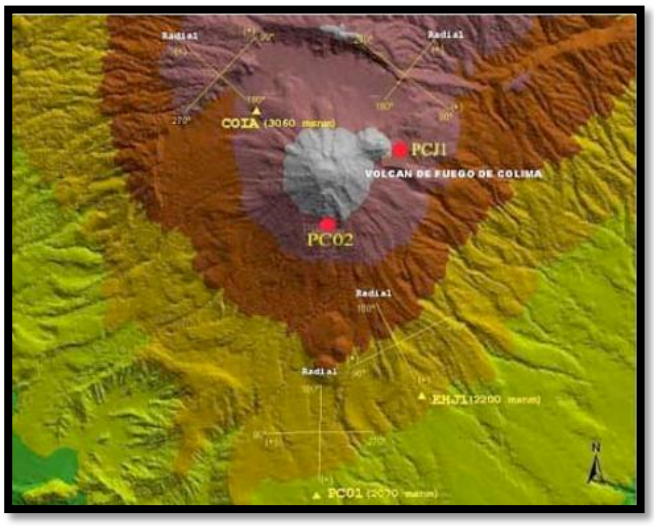


Fig.66. Localización de las estaciones pluviométricas ubicadas al E del inclinómetro PCJ1 y al S de la posición del inclinómetro PC02.

Los datos recogidos en las nuevas localizaciones sirvieron para complementar la información proporcionada por la estación meteorológica de Volcancito, situada a 3.500 m s.n.m (19º 31' 26'' N, 103º 36' 36'' W) desde 1994.

El monitoreo pluvial del edificio volcánico se volvió a implementar en julio de 2007 y junio de 2008 con otras tres estaciones pluviométricas HOBO, con sensor de 0.2 mm de resolución y sensor de humedad del suelo, en las barrancas de La Arena (19° 29' 37.83" N, 103° 34' 40.55" W y 2.000 m s.n.m.), Montegrande (19° 29' 2.18" N, 103° 37' 27.57" W y 2.360 m s.n.m.) y La Lumbre (19° 29' 30,82" N, 103° 40' 58,04" W y 1.600 m s.n.m.) (fig.67).



Fig.67. Estaciones pluviométricas en **a)** Montegrande (19° 29' 2.18" N, 103° 37' 27.57" W) y **b)** La Lumbre (19° 29' 30,82 "N, 103° 40' 58,04" W).

En base a la calidad de los resultados obtenidos en este tipo de estaciones, en septiembre de 2011 se implementó de nuevo el sistema con una nueva estación en Montegrande (2.000 m s.n.m.), donde se instaló además un sensor de humedad del suelo a 10 cm de profundidad, una cámara de video vigilancia dedicada únicamente a esta barranca y el geófono comentado anteriormente (Roverato et al., 2013) (fig.68).

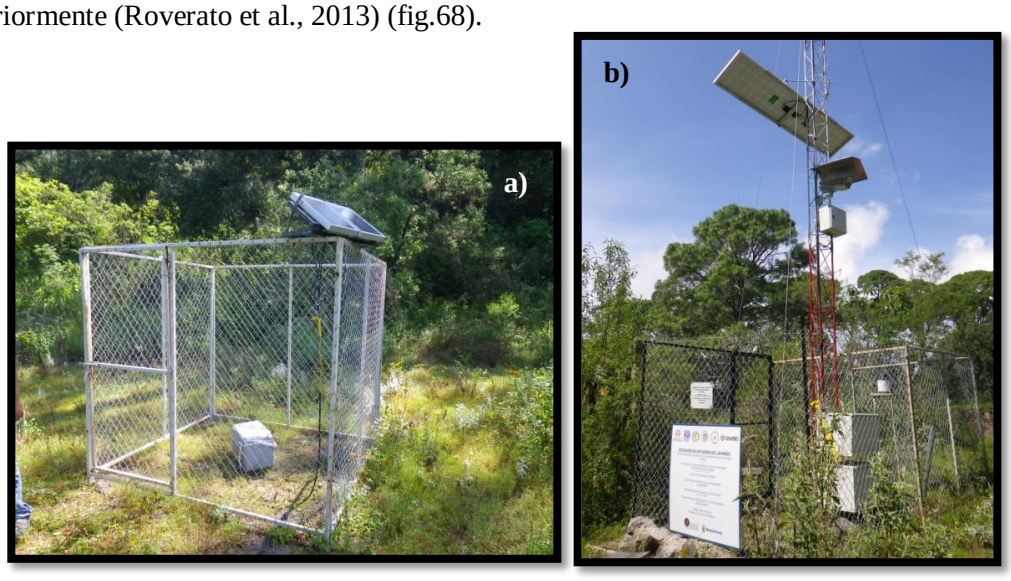


Fig.68. Estación integral de detección de lahares en Montegrande (19° 27' 40,18" N 103° 37' 13,16" W). **a)** Geófono de 10 Hz y **b)** Torre con cámara de vigilancia, pluviómetro y sensor de humedad.

La antena direccional situada a 12 m del suelo con la que cuenta la estación integral de Montegrande, permite la transmisión en tiempo real de las imágenes a la RESCO, pero los datos pluviométricos, la humedad del suelo y la sismicidad han de descargarse manualmente a partir de las tarjetas mini SD con las que cuentan los dispositivos.

En junio de 2011 también se instalaron sensores de presión en lavas del lecho de las barrancas de La Lumbre y Montegrande, pero los tres resultaron dañados por la tormenta tropical Jova que tuvo lugar durante la temporada de lluvias de ese mismo año, por lo que no se dispone de datos.

CAPÍTULO 4.- CARACTERIZACIÓN HIDROMETEROLÓGICA Y EROSIVA DE LOS LAHARES

Una vez caracterizado el entorno en el que se producen los lahares del Volcán de Colima, y elegida la barranca de estudio, se procedió a desarrollar la propuesta metodológica en la búsqueda de resultados concretos.

El primer paso consistió en la caracterización hidrometeorológica del VdC. Este análisis se consideró de vital importancia en el estudio de los flujos laháricos que se pueden llegar a canalizar por las barrancas y su dinámica. Abarcó tres líneas complementarias de investigación: una delimitación inicial de las divisorias de aguas a partir de la potencial red de drenaje, un estudio hidrometeorológico de la cuenca de interés, y una estimación de la erosión potencial generada.

Las series de datos empleadas en este análisis abarcan el periodo comprendido entre 1951-2012, y fueron recogidas por personal cualificado al cargo de la Dra. Capra y el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), de las estaciones instaladas en las barrancas de La Lumbre, La Arena y Montegrande, así como de la red de estaciones del Servicio Meteorológico Nacional (CNA y CIDESE).

4.1.- Delimitación de las cuencas hídricas y su red de drenaje

En este apartado se engloban los resultados de la delimitación de las divisorias de aguas de las principales barrancas situadas en las vertientes del Volcán de Colima, que posteriormente servirán de base para los análisis recogidos en los apartados 4.2 y 4.3, donde la cuenca se toma como unidad de referencia.

Para la delineación de las demarcaciones hídricas, se ha empleado la metodología SIG en dos de sus variantes, mediante la utilización del módulo hidrológico del software ArcGIS 10, denominado *Hydrology*, y a través del modelo de simulación ArcGeoWEPP, cuya caracterización recoge el apartado 2.2 del capítulo 2, referente a metodología. Los resultados alcanzados en relación a la topografía de 2005 (5x5 m) son los siguientes.

4.1.1 ArcGIS 10

El módulo hidrológico de este software, localizado en ArcToolbox > Spatial Analyst Tools > Hydrology, permitó calcular la red de drenaje, así como otros parámetros hídricos derivados, partiendo de un DEM, sobre el que se generaron ficheros raster de dirección y acumulación de flujo (método de los 8 vecinos). Se definió un umbral de flujo para el trazado de la red hídrica de 2000 pixels, es decir que se consideraron un número de 2000 pixeles adyacentes como parte de una misma corriente, diferenciándose el trazado principal y los afluentes de la misma conforme se muestra en la figura 69.

Para la delineación de las cuencas hidrográficas, sobre el trazado de la red obtenido se aplicaron de forma separada dos herramientas del módulo Hydrology, denominadas *basin* y *watershed*. Con *basin* ArcGIS realizó una delimitación automática de la divisoria de aguas de todo el área englobada en el DEM, mientras que con *watershed* se pudo elegir los puntos de unión y cierre, es decir acotar la delineación a una o varias cuencas de interés dentro del DEM, para lo que previamente se calculó el orden de importancia de los tramos de la red de drenaje con el método Strahler.

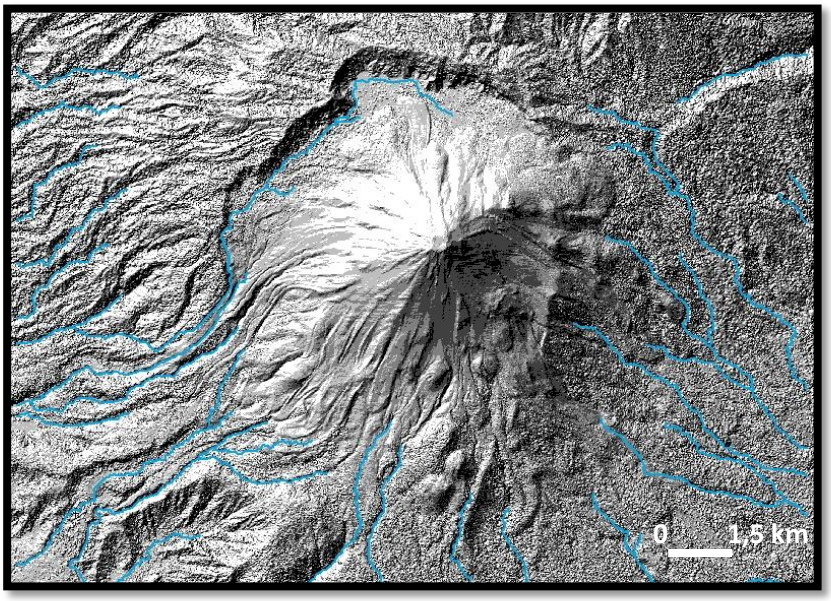


Fig.69. Red de drenaje potencial generada por ArcGIS en el entorno del Volcán de Colima.

Fruto de la diferente interpretación del análisis de la red de drenaje llevado a cabo por la herramienta *basin* y la herramienta *watershed*, los resultados de ambos métodos difieren entre sí, como muestra la figura 70. Las diferencias más notables se observan en la delineación de las barrancas de La Lumbre y El Muerto.

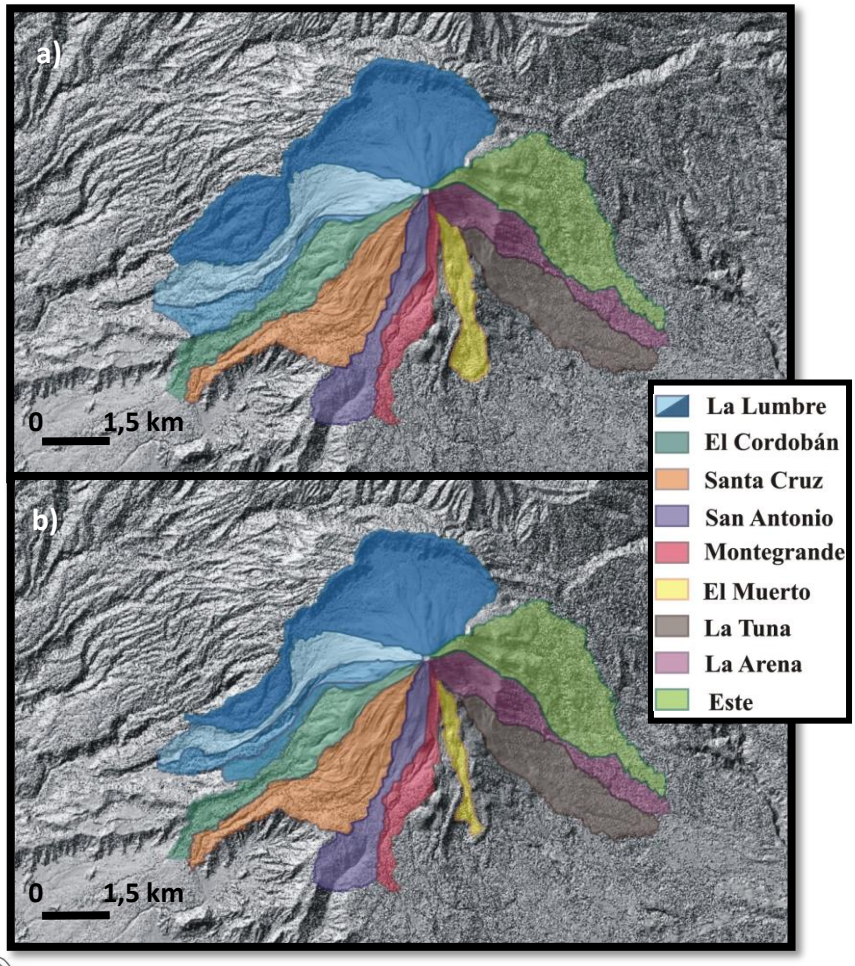


Fig.70. Cuencas hidrográficas que alimentan las principales barrancas del Volcán de Colima, generadas . **a)** automáticamente (herramienta basin) y **b)** con intervención del usuario (herramienta watershed) en ArcGIS.

A) Análisis de los resultados

En el caso de La Lumbre, la delimitación de la cuenca hídrica con intervención del usuario (herramienta watershed), aportó unos resultados más parecidos a los alcanzados por Capra et al., 2010 (fig.74 a), aunque un análisis detallado posterior reveló ciertas dudas sobre su adecuación a la realidad. Tanto *watershed* como los autores anteriores, consideraron la existencia de un único curso de agua procedente de la vertiente norte de la barranca, aunque como muestra la figura 71 en la realidad las aguas seguían dos cursos independientes.

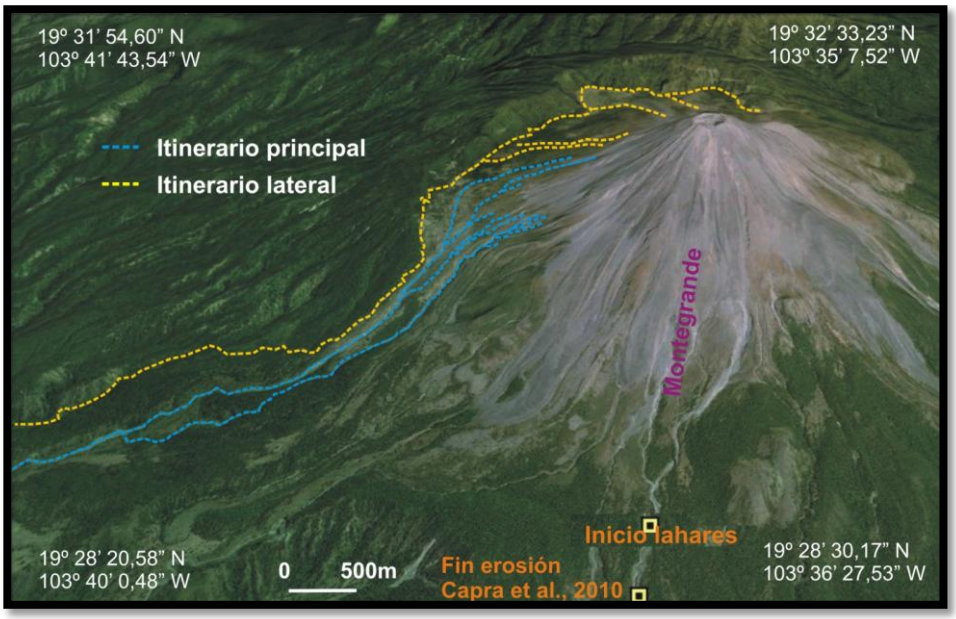


Fig.71. Mosaico de imágenes de 2014 y 2010 del Volcán de Colima donde se señalan los itinerarios de la red de drenaje correspondiente a la subcuenca LaLumbre norte.

El primero de estos cursos, que denominamos *principal*, recogía las aportaciones de la mayor parte de la subcuenca norte y las derivaba hacia el SSW, mientras que el segundo, al que denominamos *lateral*, se encargaba de la captación de las aguas de la pared de la caldera de Paleofuego y la vertiente más septentrional del edificio volcánico, y las derivaba al W.

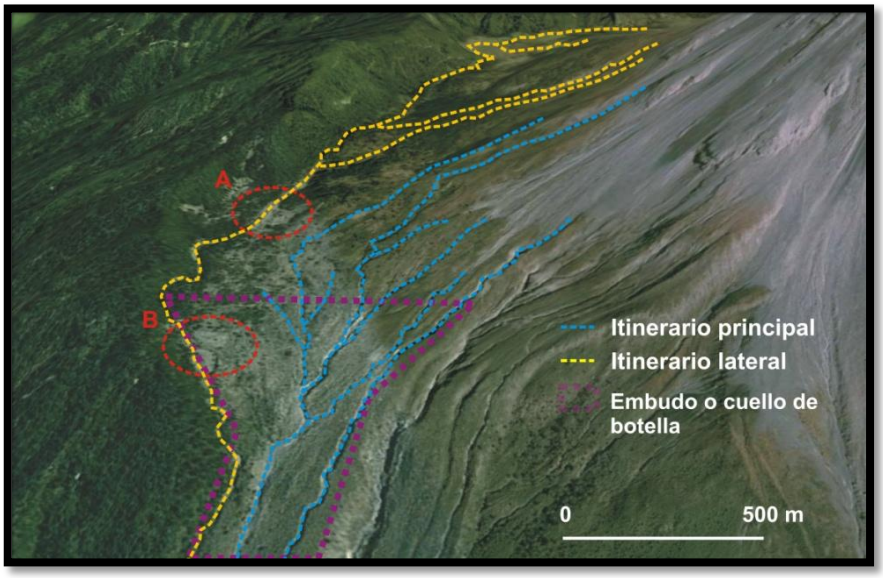


Fig.72. Puntos conflictivos A y B en el trazado de la red de drenaje del Volcán de Colima.

El conflicto se producía en dos puntos del recorrido donde el desnivel era mínimo, denominados A y B en la figura 72.

El primer punto conflictivo (A) se localizaba a 2.844 m en las coordenadas 19º 30' 59,75" N, 103º 38' 23,19" W. En él se observó la posible derivación de parte de la corriente del trazado *lateral* al *principal* como consecuencia de la escasa diferencia de cota entre ambos itinerarios. Esto mismo ocurría en el segundo punto (B), localizado unos 750 m aguas debajo de A, a 2.745 m (coordenadas 19º 30' 42,57" N, 103º 38' 34,93" W), donde la topografía adquiría una disposición en "embudo o cuello de botella" de la red hídrica. Estas zonas son un ejemplo del carácter efímero y difuso de la red situada en las cabeceras de las barrancas, lo que supuso una dificultad añadida en el estudio y delimitación de estos tramos en continua transformación.

Además tras el "cuello de botella" anterior, el itinerario *lateral* discurría 775 m paralelo al *principal* antes de su desvío hacia el W (desde la coordenada 19º 30' 28,14" N, 103º 38' 34,12" W a la 19º 30' 8,05" N, 103º 38' 51,06" W). El desnivel que separaba un itinerario de otro evolucionó en este tramo de 20 a 4 metros, lo que unido a los puntos conflictivos descritos previamente, pudo influir en el diferente trazado de la divisoria de aguas por parte de *watershed* y Capra et al. (2010) respecto de *basin*.

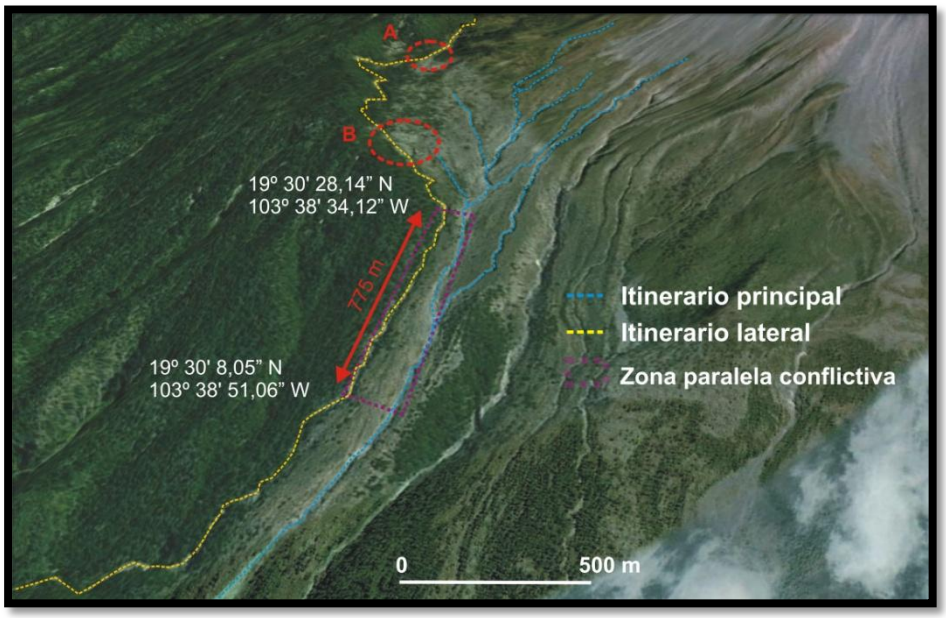


Fig.73. Mosaico de imágenes de 2014 y 2010 del Volcán de Colima donde se señalan los itinerarios de la red de drenaje correspondiente a la subcuenca LaLumbre norte.

La herramienta *watershed* trazó adecuadamente ambos itinerarios, pero a la hora de delimitar la divisoria de aguas consideró que el trazado *principal* poseía un orden jerárquico mayor, y por tanto englobó a su aportación la del *lateral*. Capra et al. (2010) no especificaron la metodología seguida para el cálculo de las divisorias, ni las delimitaron en todos los flancos del volcán, por lo que solo se pueden aventurar hipótesis que expliquen las discrepancias con nuestros resultados. La principal es un posible cambio en la resolución del DEM de 5 m a 20 m, ya que si se emplea este valor, los resultados con la herramienta *basin* son muy aproximados (fig.74.c).

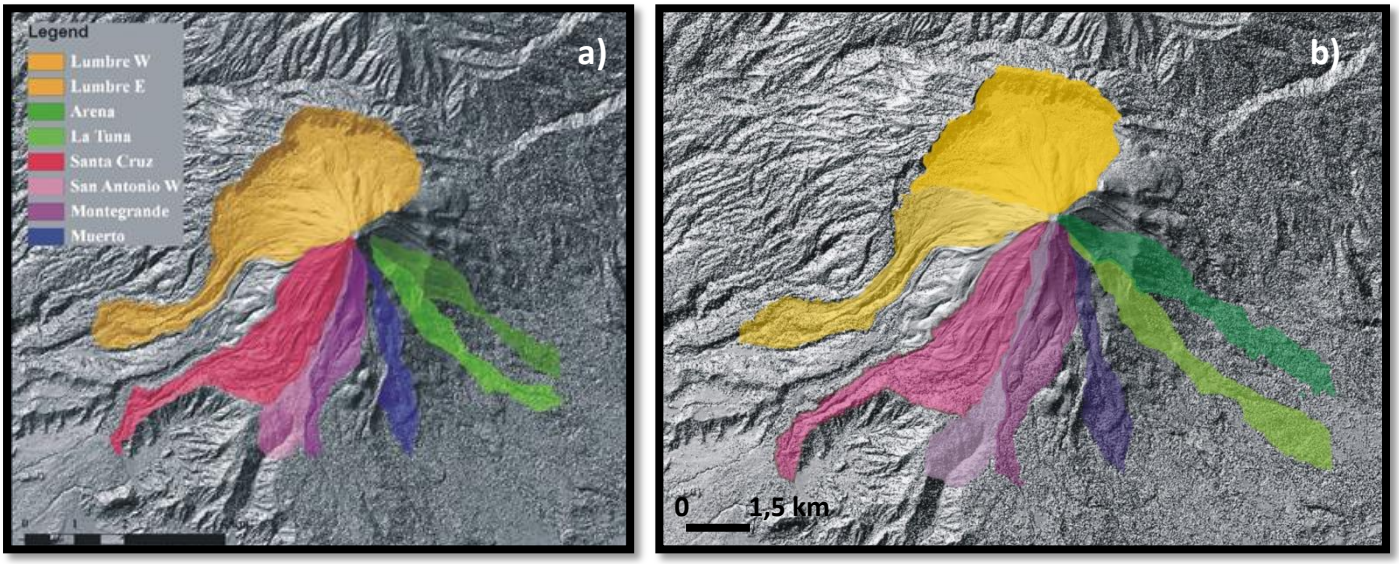


Fig.74. **a)** Resultados alcanzados por Capra et al., 2010 y **b)** resultados alcanzados con la herramienta basin utilizando una resolución de 20 m.

La decisión de reducir la resolución pudo deberse a una mayor agilidad en los cálculos, lo que a su vez impidió diferenciar a estos autores el itinerario *lateral* del *principal*.

En el caso de la barranca de El Muerto, la desigual delineación pudo deberse a la diferente ubicación del punto de cierre de flujo. En el caso de *watershed*, el punto de unión más cercano al indicado por Capra et al. (2010) se situó ligeramente por encima del tomado de manera automática (*basin*), lo que produjo una reducción de la superficie total de la cuenca. Esta diferenciación no se produciría si el punto de cierre seleccionado se localizase aguas abajo, pero en favor de que los resultados sean comparables con los alcanzados por Capra et al., 2010, se ha mantenido su ubicación.

La diferencia observada en relación a la longitud de las cuencas respecto a los resultados de Capra et al. (2010), se debió al empleo de un DEM ligeramente más extenso por nuestra parte. La extensión aproximada de la cuenca total de abastecimiento de La Lumbre fue de 10 km^2, 4,6 km^2 para Santa Cruz, 2,4 km^2 en San Antonio, 1,7 km^2 en Montegrande, 0,6 km^2 para El Muerto, 2,5 km^2 la de La Tuna y 2,9 km^2 en La Arena.

4.1.2 ArcGeoWEPP

Complementariamente a los análisis en ArcGIS, se aplicó un tercer método de cálculo numérico para la delimitación de las divisorias de aguas de las principales barrancas en el Volcán de Colima, denominado ArcGeoWEPP.

Durante el análisis se empleó el mismo DEM que en el caso de ArcGIS, aunque en este caso hubo que transformar el formato del mismo a ascii para poder incorporarlo al modelo a través de TOPAZ. Para ello se empleó la herramienta *conversion tools/ from raster / raster to ASCII* de ArcGIS 10.

Una vez disponible el DEM en ArcGeoWEPP, se estableció la delineación de la potencial red de drenaje a partir de un valor de área crítica de captación de 5 ha y una longitud de canal mínima de 100 m. Como recoge la fig.75, el patrón de la red hídrica resultante fue más denso que en el caso de ArcGIS (fig.69), fruto de las especificaciones establecidas por el usuario.

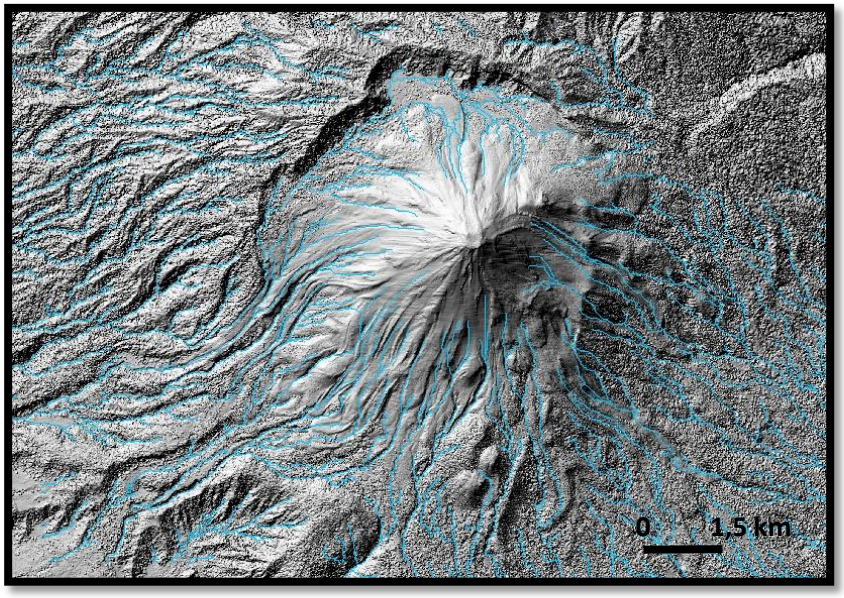


Fig.75. Red de drenaje potencial generada por ArcGeoWEPP en el entorno del Volcán de Colima.

Las demarcaciones resultantes fueron similares a las obtenidas en el caso de ArcGIS, ya que se emplearon los mismos puntos de cierre propuestos por Capra et al. (2010), aunque al comparar la extensión de las mismas se observaron ciertas discrepancias (tabla 8).

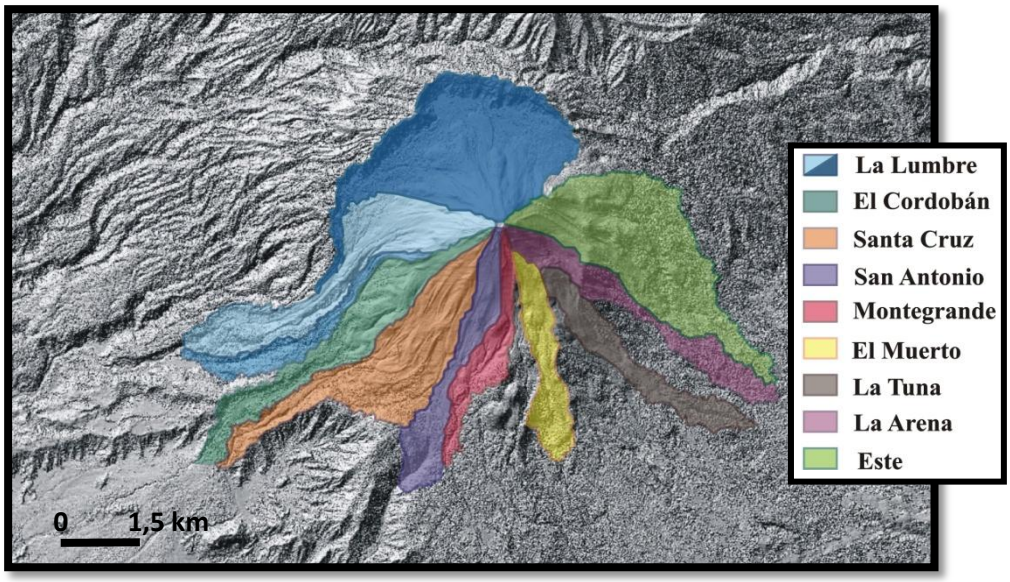


Fig.76. Cuencas hidrográficas que alimentan las principales barrancas del Volcán de Colima generadas con ArcGeoWEPP.

La barranca con mayor extensión fue La Lumbre, ya que los drenajes de las vertientes N y W confluían en esta barranca a partir de una determinada cota, mientras que Montegrande, por su parte, poseería un área de captación más reducida (cercana a los 2 km^2).

A) Análisis de los resultados

La principal diferencia entre los resultados alcanzados con ArcGeoWEPP y los de ArcGIS fue la magnitud de la superficie ocupada por cada cuenca, consecuencia principalmente de la mayor delineación de la red hídrica por parte de ArcGeoWEPP (fig.75 y tabla 7).

Tabla 7. Extensión en km^2 de las cuencas hídricas.

		SUPERFICIE OCUPADA POR LA CUENCA HIDROGRÁFICA (km^2)					
Barranca		**ArcGIS automático**		**ArcGIS con intervención**		**ArcGeoWEPP**	
La Lumbre	**N**	9,2	14,6	7,47	12,07	6,7	11,9
	W	4		2,36		4	
	SW	-		1,5		-	
	S	1,4		0,74		1,2	
El Cordobán		3,2		3,2		3,2	
Santa Cruz		4,5		4,38		4,4	
San Antonio		2,5		2,5		2	
Montegrande		1,3		1,6		1,4	
El Muerto		1,9		0,69		1,7	
La Tuna		3,4		3,31		1,9	
La Arena		2,7		2,7		2,2	
Este		5,3		5,33		5,7	

La delimitación de divisorias de aguas que se consideró más adecuada, según la caracterización topográfica del edificio volcánico en 2005, fue la establecida por ArcGeoWEPP, por lo que posteriormente servirá de base para los análisis recogidos en los apartados 4.2 y 4.3. Esta decisión se fundamentó principalmente en la caracterización más detallada de su red de drenaje, donde se trazó adecuadamente ambos itinerarios de la corriente. Además consideró que el trazado *lateral* confluía con el *principal* a lo largo de la zona donde ambos discurrían paralelamente tras el "cuello de botella" de la red, lo que puede relacionarse con la aparición de un curso de carácter permanente a partir de esa cota. Este aporte "extra de agua" para la formación de lahares se relaciona con la elevada actividad lahárica registrada en la barranca, similar a la frecuencia observada en otras de las barrancas del edificio volcánico con menor área de captación hídrica como Montegrande o La Arena, pero cuya orientación y trazado favorecen la formación de estos eventos.

4.2.- Análisis Hidrometeorológico de Montegrande

Este subapartado incluye los resultados del análisis climático del VdC desde una doble perspectiva. La primera de ellas es la caracterización hidrometeorológica general del volcán a través de la distribución espacial y temporal de los valores de temperatura, precipitación y evaporación, que servirán posteriormente de base para el análisis de erosión desarrollado en el apartado 4.3. La segunda es el análisis pluviométrico de los registros de la barranca de Montegrande en base a la ocurrencia de lahares, ya que pese a ser una de las barrancas más activas del VdC, en la zona baja de una de sus márgenes se ubica la población de Quesería (8.600 habitantes aprox.). Los resultados de ambos procesos se detallan a continuación.

4.2.1 Caracterización General

A partir de las series climáticas de 10 municipios situados en torno al VdC (fig.77 y tabla 8) Quesería, Cuauhtémoc, Comala, Colima, Cofradía de Suchitlán, San Marcos, La Yerbabuena, Tonila, Tuxpan y Ciudad Guzmán, así como de los datos proporcionados por la Dra. Capra (imágenes del apartado 3.3.4 c) relativo al sistema de monitoreo pluvial), el CNA (Comisión Nacional del Agua), INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Gaografía), CIDESE (Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada), la SMyDTJ (Secretaría de Medioambiente y Desarrollo Territorial de Jalisco), e INIFAP (Instituto de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias), se ha analizado la distribución espacio-temporal de la temperatura, precipitación y evaporación en el VdC.

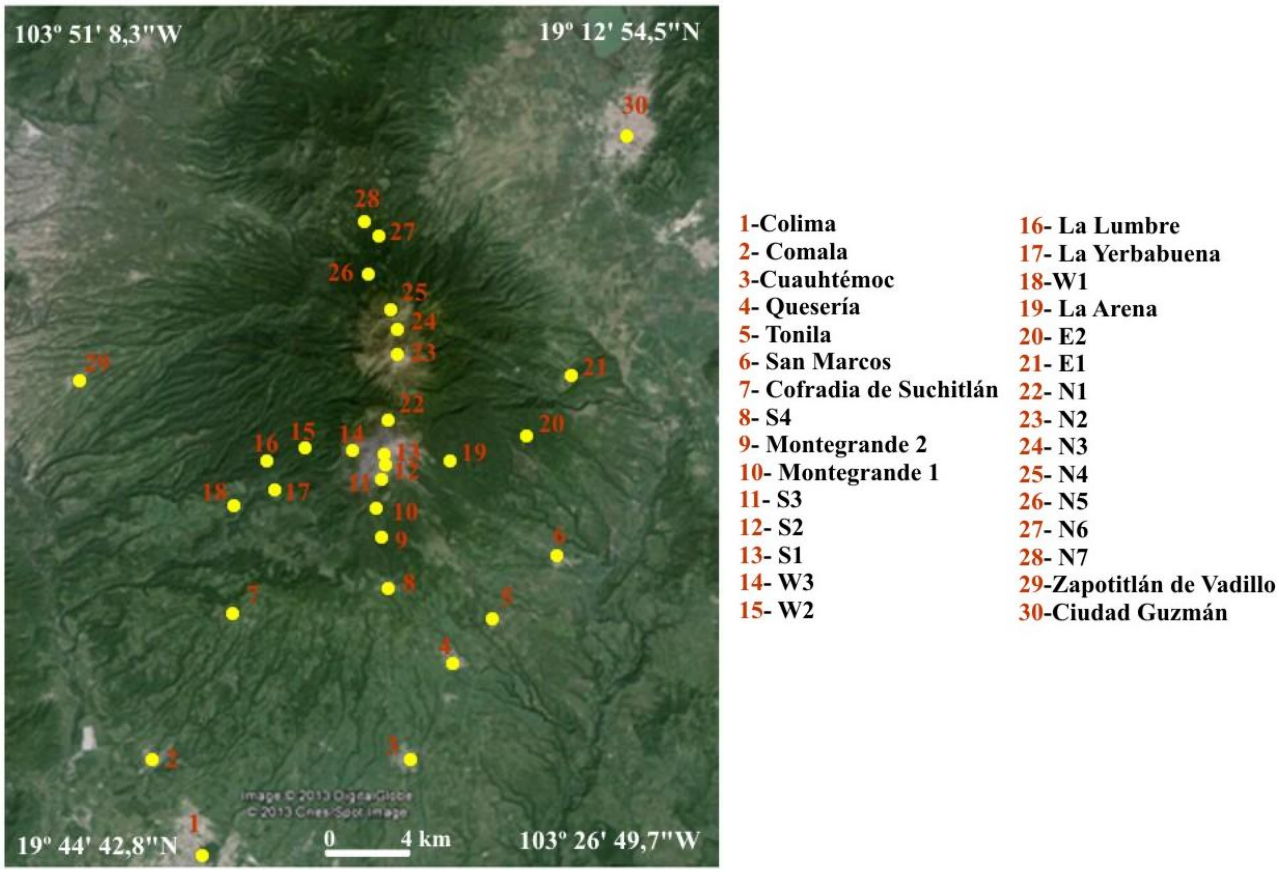


Fig.77. Localización de los datos empleados en el análisis hidrometeorológico general, cuyas coordenadas se recogen en la tabla 8.

Las variables estudiadas fueron la Temperatura, Precipitación y Evaporación. La consulta de diversos registros e instituciones se debió a que las series de datos se encontraban incompletas, por lo que se intentó incorporar la mayor información disponible al análisis.

Tabla 8. Coordenadas y datos de las estaciones empleadas en el análisis hidrometeorológico general.

ID	Nombre	Coordenadas UTM (m) Zona 13Q			Datos disponibles				
		Longitud	Latitud	Altitud	T (ºC)	P (mm)	EV (mm)	Periodo	Institución
1	Colima	635283	2125302	500	25,5	885,4	1.985,8	1951-2010	CNA/INEGI
2	Comala	633353	2137708	735	23,5	1.118,6	1.777,3	1951-2010	CNA
3	Cuauhtémoc	646302	2138822	922	23,7	1.199,2	1.746,3	1951-2010	CNA
4	Quesería	650077	2144695	1253	23,2	1.139,2	1.574,6	1951-2010	CNA/INEGI
5	Tonila	652596	2146719	1240	22,3	976,53	1.699,73	1980-1992	CIDESE
6	San Marcos	657027	2150749	1120	22,1	1.192,8	1.579,9	1951-1910	CNA
7	Cofradía de Suchitlán	636381	2146675	860	20,6	1.586,14	726,46	1984-1992	CIDESE
8	S4	646236	2147507	1520	20	890,0	-	-	SMyDTJ
9	Montegrade 2	644817	2152436	2000	-	1.074,23	-	2011	Campo
10	Montegrande 1	644377	2154954	2360	-	811,7	-	2007-2012	Campo
11	S3	644901	2156735	3000	15,4	950,0	-	-	SMyDTJ
12	S2	645010	2157437	3400	12,3	1.000,0	-	-	SMyDTJ
13	S1	645098	2157951	3800	7	900,0	-	-	SMyDTJ
14	W3	643396	2157845	2867	15,4	950,0	-	-	SMyDTJ
15	W2	639911	2157803	2008	20	890,0	-	-	SMyDTJ
16	La Lumbre	638233	2155786	1600	-	168,85	-	2011	Campo
17	La Yerbabuena	638021	2154042	1588	20,14	916,20	1.840,31	1971-2012	CIDESE/INIFAP
18	W1	636744	2154194	1524	20	1.000,0	-	-	SMyDTJ
19	La Arena	649238	2156090	2000	-	758,8	-	2007-2011	Campo
20	E2	653760	2159069	1822	12,3	1.000,0	-	-	SMyDTJ
21	E1	655720	2161667	1806	20	890,0	-	-	SMyDTJ
22	N1	644985	2159891	3137	7	900,0	-	-	SMyDTJ
23	N2	645114	2162829	3752	7	900,0	-	-	SMyDTJ
24	N3	645699	2163767	4076	-2	300,0	-	-	SMyDTJ
25	N4	645869	2164946	3675	7	900,0	-	-	SMyDTJ
26	N5	644766	2168689	3143	7	900,0	-	-	SMyDTJ
27	N6	643876	2170743	2614	15,4	950,0	-	-	SMyDTJ
28	N7	645476	2169363	2956	12,3	1.000,0	-	-	SMyDTJ
29	Zapotitlán de Vadillo	624545	2161916	1140	22,6	608,31	1.515,41	1980-1987	CIDESE
30	Ciudad Guzmán	660897	2181009	1515	19,8	717,8	1.569,7	1951-2010	CNA/INEGI

Leyenda: ID: identificador, P: precipitación, T: temperatura, EV: evaporación, CNA: Comisión Nacional del Agua, INEGI: Instituto Nacional de Estadística y Geografía, CIDESE: Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, SMyDTJ: Secretaría de Medioambiente y Desarrollo Territorial de Jalisco, Campo: registros científicos proporcionados por las estaciones de medición instaladas por la Dra Capra y el INEGI en las laderas del Volcán de Colima, e INIFAP: Instituto de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias.

Para el cálculo de la variación espacial y altitudinal de la temperatura, precipitación y evaporación en el Volcán de Colima y sus alrededores, se aplicó el método propuesto por Fries et al. (2012) al DEM de 2005, empleado con anterioridad para la delimitación de las cuencas hídricas.

En primer lugar se seleccionaron las series de datos con un número de días sin información superior a 8, y se calculó sobre ellas la media mensual y anual. Estos valores se ajustaron a una altitud de referencia, en este caso 2, conforme a lo explicado en el capítulo 2. Se tomaron dos

altitudes de referencia, a 500 y 1.000 m s. n. m., de forma que tras la aplicación de cada uno de los métodos de extrapolación y la reconstrucción altitudinal de los valores resultantes sobre la topografía real del VdC en 2005, se pudiese comprobar la veracidad de los resultados.

Los métodos de extrapolación geoestadística empleados en este análisis fueron *Kriging* e *IDW*, incluidos en el módulo de análisis espacial del programa ArcGIS 10.

Los resultados obtenidos mostraron que en una topografía compleja donde la distribución de los datos fue muy irregular, el interpolador *Kriging* fue el método que mejores resultados de temperatura, precipitación y evaporación aportó.

Diversos autores han alcanzado una conclusión similar en ambientes no tropicales (Gotway *et al.* 1996, Kravchenko y Bullock 1999, Mueller *et al.* 2001, Schloeder *et al.* 2001, Kravchenko 2003, Mueller *et al.* 2004), ya que afirman que *IDW* es el método más adecuado para bases de datos pequeñas (menos de 10 puntos de muestreo), cuando los parámetros del variograma no son conocidos, para supuestos en los que la distancia de muestreo es muy grande o si es mayor al rango de la correlación espacial. La precisión de estas estimaciones se ve influenciada por la varianza aleatoria, la estructura de variación, y por la intensidad de muestreo (Lozano *et al*. 2004).

En cualquier caso la tendencia general se mantuvo al comparar los resultados de ambos métodos. Con *Kriging* se alcanzaron valores similares a los registrados en las estaciones de monitorización, pero la representación espacial de los parámetros fue demasiado geométrica (figura 78 b), mientras que el interpolador *IDW* generó una distribución espacial más adecuada, pero sobreestimó el valor de los parámetros.

Las temperaturas más elevadas se registraron en la vertiente S y SW del volcán, mientras que en la N fue donde menores valores se alcanzaron. Precisamente las zonas S y SE se caracterizaron por una mayor pluviometría (fig 79 y 80), lo que unido a las altas temperaturas registradas, favoreció una mayor tasa de evaporación.

Esta variabilidad espacial se relaciona con el mosaico de vegetación que caracteriza al VdC, así como con el mayor desarrollo del sistema de drenaje en las vertientes S, SE y SW del edificio, por donde se canalizan los lahares.

En cuanto a la distribución pluviométrica anual, en torno al 95% de las precipitaciones se concentraron en los meses de junio a octubre, siendo julio, agosto y septiembre, los meses donde mayor cantidad de lluvia se registró (fig. 80).

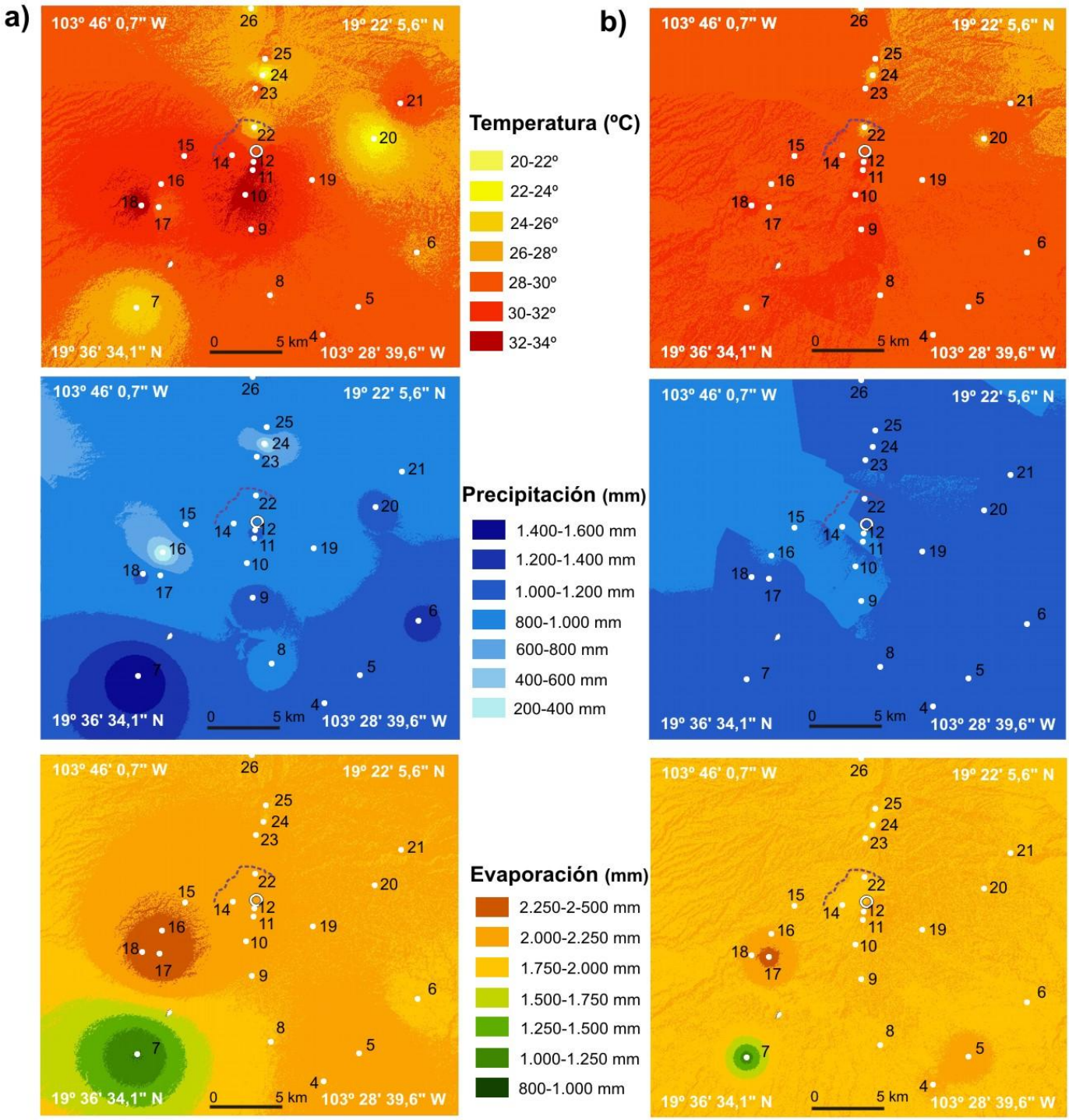


Fig.78. Variación espacial y altitudinal de los valores de temperatura, precipitación y evaporación anual media en el área del Volcán de Colima (VdC) según el interpolador **a)** IDW y **b)** Kriging, donde se indica la localización de algunas de las estaciones de referencia. Leyenda: ◎ Cráter y • • • escarpe de la caldera de Paleofuego.

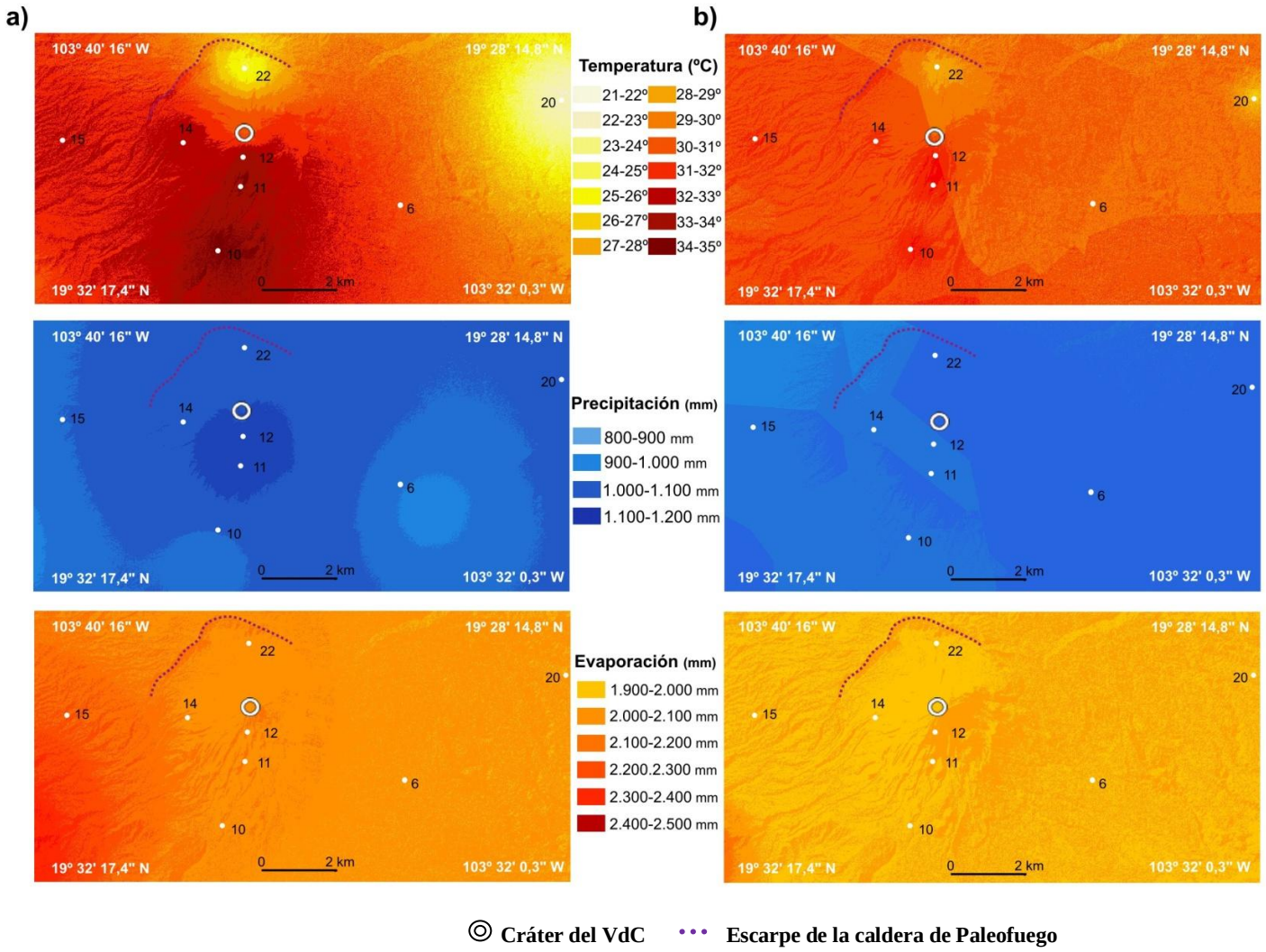


Fig.79. Variación espacial y altitudinal de los valores de temperatura, precipitación y evaporación anual media en el edificio del Volcán de Colima (VdC) según el interpolador **a)** IDW y **b)** Kriging. La ubicación de algunas de las estaciones de referencia se indica con un punto blanco y el número identificativo que les corresponde.

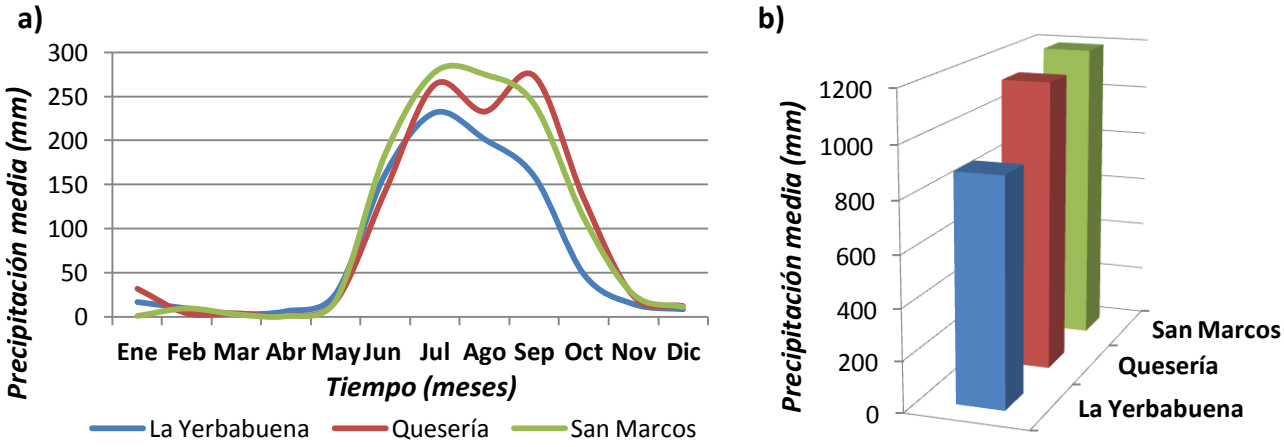


Fig.80. Variación espacial y temporal de los valores de **a)** precipitación mensual media y **b)** anual total media, en las localidades de San Marcos, Quesería y La Yerbabuena.

4.2.2 Caracterización pluviométrica de la barranca de Montegrande

La precipitación es el único recurso hídrico disponible para la formación de lahares en la mayoría de las barrancas del VdC, por lo que su frecuencia e intensidad resultan factores determinantes en el estudio de estos eventos. La variación espacial y temporal de la pluviometría descrita con anterioridad, influirá por tanto en el desarrollo y formación de los mismos. Partiendo de esta hipótesis, se ha relacionado la precipitación acumulada y la intensidad con la ocurrencia de lahares durante el periodo 2007-2011.

Los datos en los que se basa este análisis pluvio-lahárico, fueron proporcionados por las estaciones de seguimiento instaladas por el INEGI y la Dra. Capra en tres de las barrancas donde se producen mayor cantidad de lahares, La Lumbre, Montegrande y La Arena (consultar apartado 3.3.4 para información específica sobre el instrumental).

A partir de los registros de precipitación se calculó la intensidad y lluvia acumulada en un intervalo temporal cercano a la ocurrencia de lahares, y se relacionaron gráficamente entre sí. Además se observó la variabilidad espacial de los aguaceros entre las barrancas y se completó el análisis con datos de humedad en los primeros 10 cm del suelo (datos disponibles únicamente a partir de la ampliación de la red de control en 2011).

El primer resultado alcanzado de este análisis fue que existen diferencias interanuales en cuanto a la cantidad de eventos registrados y su magnitud.

Un estudio más detallado de los posibles factores responsables de este resultado, reveló que la ocurrencia de estos eventos no solo depende de la precipitación, sino también de la disponibilidad de material erosionable. En concreto, durante el periodo 2007-2009, la actividad eruptiva del volcán se centró en el crecimiento del domo (Anexo I), lo que se relacionó con una disminución de la frecuencia y magnitud de los lahares durante este periodo respecto a los eventos de años anteriores (Anexo II). También la mayor afectación de las vertientes S, SW y SE del VdC por los flujos piroclásticos, favoreció la canalización y desarrollo de los lahares a través de la red de drenaje.

En cuanto al comportamiento anual de los lahares en el periodo 2007-2011, se han verificado las observaciones de Capra et al. (2010) en lo referente a su variabilidad dentro de la estación húmeda.

Al inicio de la temporada de lluvias (junio), los lahares tienen lugar tras una acumulación de precipitación escasa y de baja intensidad, mientras que a partir de julio, se originan como consecuencia de abundantes e intensas lluvias (fig.81).

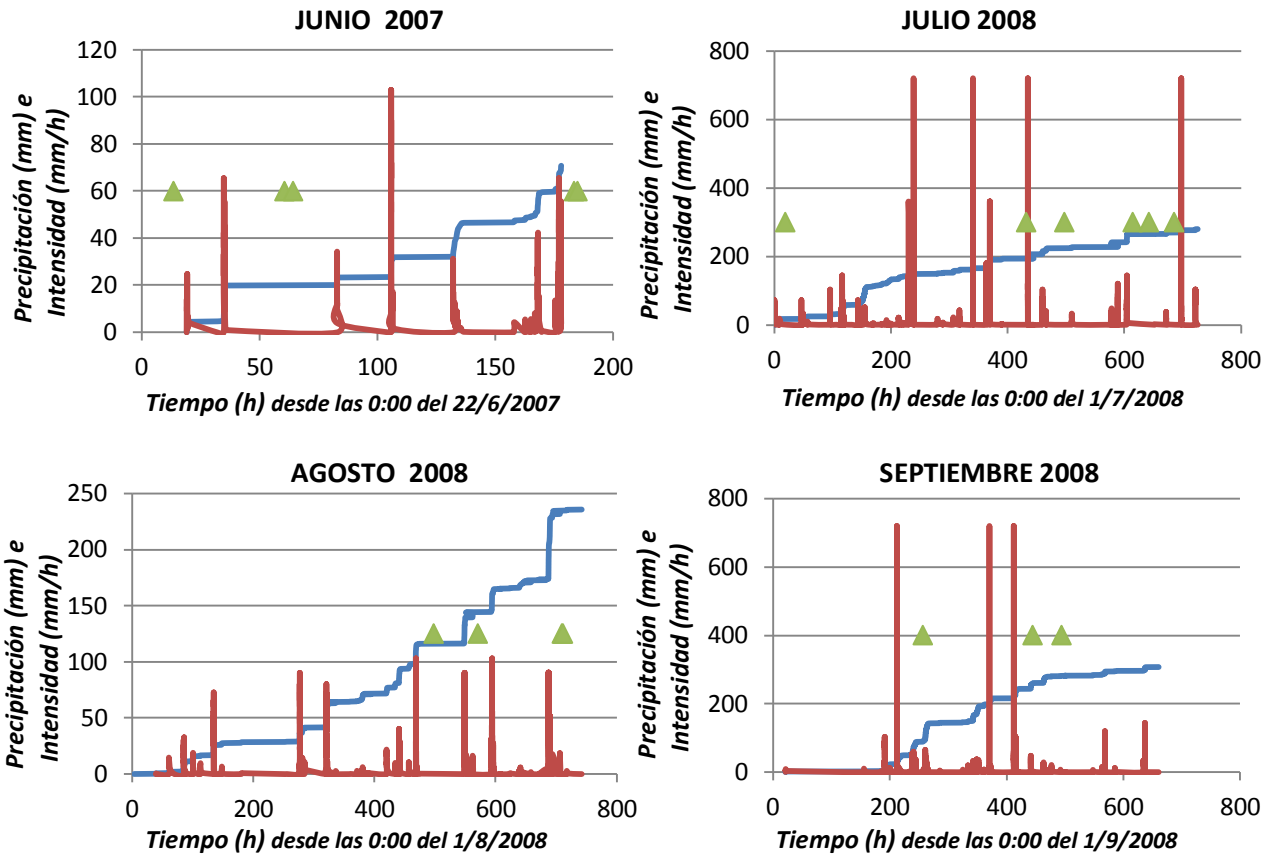


Fig.81. Ejemplos de la relación existente entre la formación de lahares (▲) con la precipitación acumulada (—) y la intensidad de lluvia (—) en la barranca de Montegrande para el periodo 2007-2008.

La intensidad media estimada en el periodo 2007-2011 para que la precipitación en el mes de junio diese lugar a un lahar se estableció en torno a los 20 mm/h y una lluvia acumulada que osciló alrededor de los 20 mm, valores similares a los propuestos por Capra et al. (2010) para la precipitación, < 10 mm, y de intensidad < 20 mm/h. Por su parte, los lahares formados durante los meses posteriores se caracterizaron por producirse tras picos de lluvia de gran intensidad >100 mm/h y acumulación >150 mm, aunque la intensidad media característica de los aguaceros fue de unos 26 mm/h.

En relación a la humedad del suelo, los escasos registros de los que se dispuso (meses de junio y julio de 2011), apuntaron hacia un umbral cercano a los 0,11-0,15 m^3/m^3, lo que equivale a 11 l/m^2 de capacidad de campo en los primeros 10 cm del suelo.

La duración de los eventos fue muy variable (Capra et al., 2012), llegando a alcanzar las 2 horas (ej. lahar de 26 de julio de 2007), o los 30 min (25 de septiembre de 2009), aunque el tiempo medio está en torno a los 60 min.

También fue destacable el desfase existente entre el pico de lluvia y el inicio del movimiento, pudiendo llegar a prorrogarse 1h 50 min (lahar de 1 de julio de 2011, en Capra et al., 2012) o apenas 5 minutos (lahar de 26 de julio de 2011), siendo de 33 min la media del tiempo estimado.

Un comportamiento similar al descrito en Montegrande se observó en otras barrancas del VdC, como La Lumbre o La Arena, situadas en la vertiente W y E del edificio respectivamente.

La Arena tuvo un comportamiento más similar a Montegrande, debido a su ubicación en la vertiente SE del VdC, aunque en general fue menos activa (fig.82). La Lumbre, pese a recibir generalmente menor cantidad de precipitación, posee un área de captación muy superior a las otras dos (≈12 km^2 frente a los 2 km^2 aproximadamente de La Arena y Montegrande), por lo que en conjunto tuvo una gran actividad, aunque inferior a la de Montegrande.

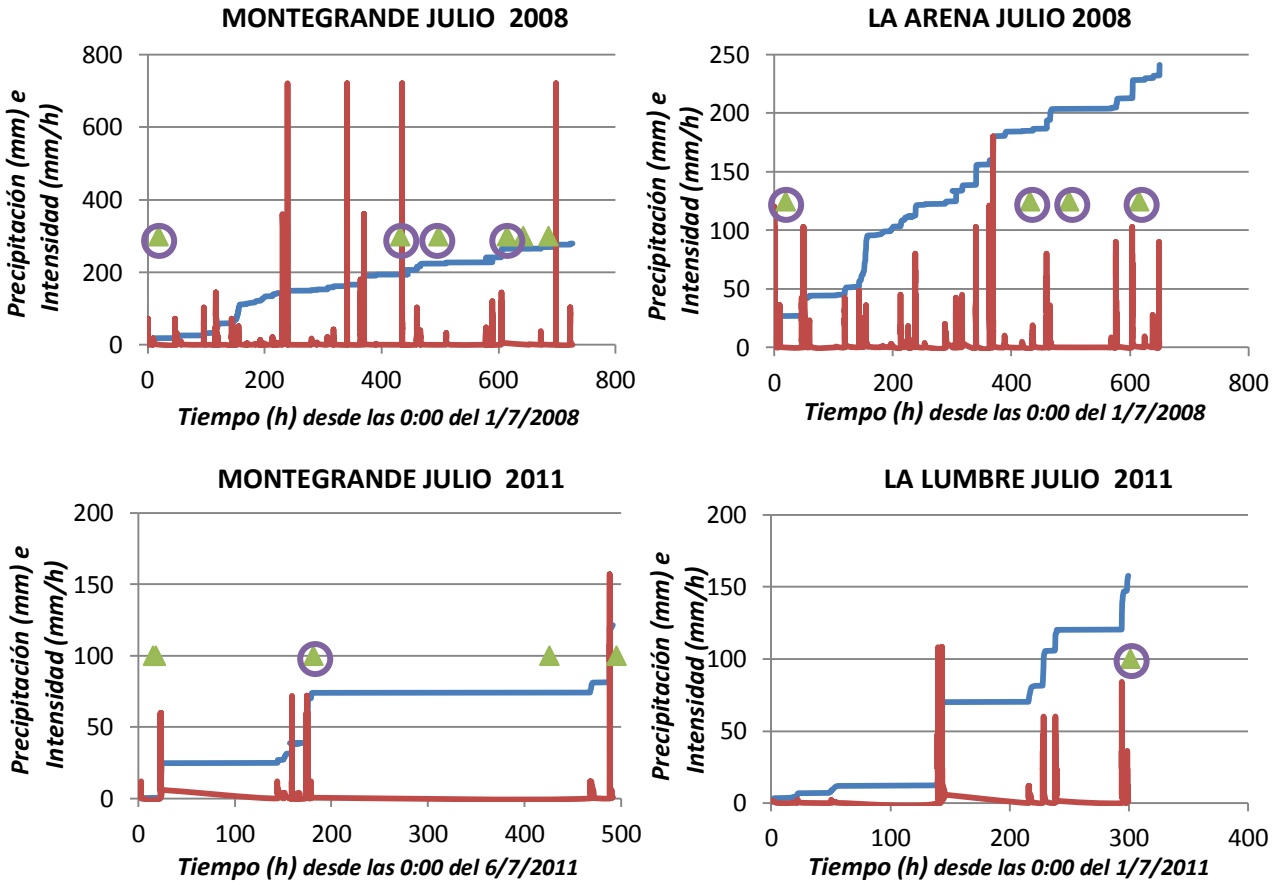


Fig.82. Registro de lahares (▲) relacionado con la precipitación acumulada (▬) y la intensidad de lluvia (▬) en las barrancas de Montegrande y La Arena en julio de 2008, y para Montegrante y La Lumbre en 2011, donde se marcan los eventos que tuvieron lugar simultáneamente (○).

La duración total de los lahares fue variable, aunque si se comparan eventos producidos simultáneamente por un mismo aguacero (Capra et al., 2012), el tiempo que el material se encuentró en movimiento en la barranca de La Lumbre, en general, fue superior (tabla 9). Esto puede estar relacionado no solo con la mayor cuenca de drenaje de la que dispone La Lumbre, si no también con la existencia de una corriente de agua permanente en su interior, a partir de los 8 km desde el cráter (19° 29' 39,04" N y 103° 40' 8,67" W).

Tabla 9. Características de los lahares producidos por un mismo aguacero en 2011.

Fecha	Inicio Precipitación (h:mm)	Precipitación total (mm)	Intensidad media (mm/h)	Inicio Lahar (h:mm)	Duración (h:mm)	Barranca
01/07/2011	20:25	12,6	7	22:14	0:43	Montegrande
	21:00	2,6	26	22:14	0:36	La Lumbre
02/07/2011	0:55	34,2	21	1:36	1:21	Montegrande
	1:00	21,06	13	1:51	1:44	La Lumbre
06/07/2011	18:00	25,4	22	18:08	0:56	Montegrande
	17:45	35,8	32	18:08	1:38	La Lumbre
13/07/2011	12:55	31	17,4	13:16	1:16	Montegrande
	13:15	26,6	23	13:15	1:14	La Lumbre
	-	-	-	13.18	0:23	La Arena

Fuente: Capra et al., 2012.

Estos resultados son fruto del análisis de un periodo de tiempo de a penas 5 años, por lo que no es posible generalizar el comportamiento hidrometeorológico de los lahares en el VdC con una serie de datos tan pequeña.

4.3.- Análisis de la Dinámica Erosiva

En este apartado se exponen los resultados del análisis de procesos erosivo-sedimentarios y cómo son condicionados por los factores hidrometeorológicos anteriores, los mismos que dan lugar a los lahares en el Volcán de Colima. También se analiza la influencia en estos procesos de otros factores naturales como la vegetación y la topografía.

Al igual que en el apartado anterior, el análisis se divide en dos partes, de un contexto más general a más uno específico. La primera de ellas engloba la simulación de la dinámica erosiva general de las principales barrancas del VdC con el paso del tiempo, y la segunda el estudio específico del aporte de sedimentos en la barranca de Montegrande.

El periodo de tiempo que comprende este análisis está limitado a los años 1995, 2000 y 2005, debido a que sólo se dispuso de los modelos digitales del terreno (DEM) para esas fechas del área de estudio.

4.3.1 Evolución temporal de la dinámica erosiva general

Fruto de la degradación del edificio volcánico y la intermitente actividad volcánica del VdC, se produce una continua modificación del relieve, lo que supone cambios en la intensidad y caracterización de los procesos erosivos.

Para cuantificar estos cambios a lo largo de los 10 años de estudio, concretamente de 1995 a 2005, se llevaron a cabo dos análisis complementarios de las áreas donde predominaba la erosión y la sedimentación. El primero de ellos fue una estimación de la variación general de la topografía del edificio, para lo que se recurrió a la herramienta de *resta de imágenes raster* en ArcGIS 10. El segundo englobó el cálculo y comparación de la descarga anual media de sedimento producida a lo largo de 1, 5 y 10 años en algunas de las barrancas con mayor

actividad del Volcán, para lo cual se aplicó el modelo ArcGeoWEPP. Las barrancas consideradas fueron La Lumbre, San Antonio, Montegrande y El Muerto.

La topografía de la que partieron los análisis se corresponde únicamente con los DEMs de 1995, 2000 y 2005, debido a la imposibilidad de acceso a información más actualizada.

Previamente al análisis temporal se realizó un ***tratamiento de los DEMs***, ya que poseían diferente resolución y formato de partida (subapartado 2.2.2). El DEM de 1995 (Arizona Regional Image Archive, ARIA) poseía 60m de resolución, 90 m el SRTM (Shuttle Radar Topography Mission data) del año 2000 y 5m el LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging) de 2005. Para ello se empleó software especializado como ENVI, ArcGIS o Workstation. Para que los tres DEMs fuesen comparables se produjo una reducción de la resolución de la topografía a 90 m en ArcGIS (herramienta *shift* y *resample* dentro de *data management*), lo que limitó drásticamente la calidad de los resultados en el análisis cuantitativo de las variaciones topográficas, y se empleó la rotación topográfica sistemática en su recolocación espacial, ya que se encontraban ligeramente desplazados.

Otra de las limitaciones de los DEMs de 1995 y 2000 fue su escasa extensión. Este hecho supuso la división de la barranca de La Lumbre en su vertiente norte y oeste en las simulaciones llevadas a cabo sobre los DEMs de estas fechas, ya que el punto real de confluencia de ambas subcuencas no se incluía en la topografía utilizada.

A) Análisis general de las variaciones topográficas del edificio volcánico

Tras el ajuste de los diferentes modelos se procedió a su solapamiento y comparación en ArcGIS 10. Para ello se utilizó la herramienta de *resta* de capas raster, obteniendo como resultado las variaciones topográficas generales del edificio volcánico durante el periodo 1995-2005 (fig.83).

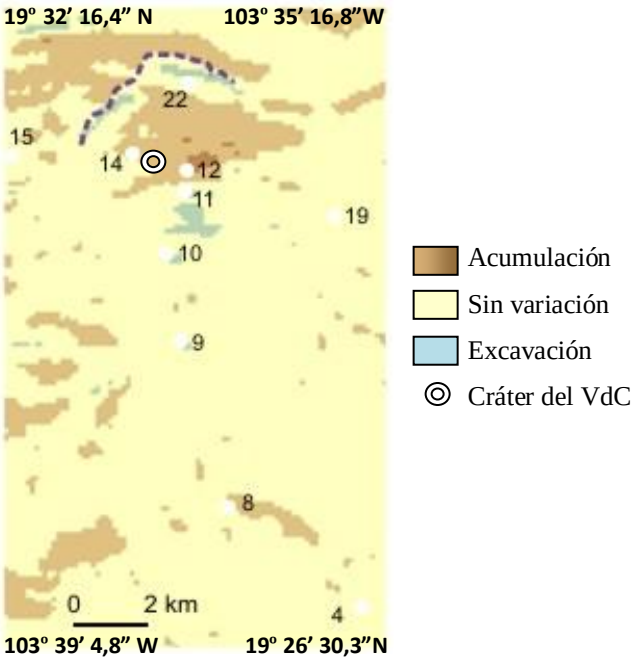


Fig.83. Variaciones topográficas del Volcán de Colima alcanzadas tras restar el DEM de 1995 y el de 2005.

En 10 años las mayores modificaciones se produjeron en la vertiente N y NE del Volcán. Estas áreas junto con la parte superior de la caldera de Paleofuego, se caracterizaron por ser zonas de acumulación de material, mientras que la vertiente S y la parte interna de la caldera se identificaron como zonas de excavación.

Las áreas de acumulación alcanzaron una extensión en torno a los 12 km^2, muy superior a la de las zonas de excavación, la cual ocupaba aproximadamente 2 km^2. La mayor acumulación de material se produjo en el entorno del cráter, donde se alcanzaron los 160 m de altura, mientras que la mayor incisión en las zonas de excavación alcanzó los 100 m.

Los valores estimados de pérdida/ganancia de material se consideran orientativos debido a la escasa resolución con la que se trabajó.

El aumento en la elevación del relieve producido, se relacionó con la formación y posterior acumulación de flujos de lava y piroclastos, fruto de la creación y destrucción de domos en el periodo 2001-2005 (Anexo I). El arrastre de material por parte de los lahares en la zona de Montegrande y San Antonio, así como en la parte baja del escarpe de la caldera correspondiente a la barranca de La Lumbre norte, pudo ser el causante de la disminución en 100 m de altura de en estas áreas.

B) Potencial aporte de sedimentos anual en las barrancas más activas del VdC

Una vez identificadas las variaciones topográficas generales producidas en 10 años, se simuló el comportamiento individual de las barrancas de La Lumbre, San Antonio, Montegrande y El Muerto, durante 1, 5 y 10 años con el software ArcGeoWEPP. Los ficheros utilizados en las simulaciones, así como las fases del proceso de simulación se detallan a continuación. Estas fases se repiten en función del DEM empleado.

FASE 1: ***Introducción del DEM y cobertura vegetal en formato ascii***. En este caso la topografía empleada fue la resultante del proceso de rotación sistemática (90 m de resolución) de los DEM de 1995, 2000 y 2005. Se utilizó ArcGIS para la conversión de los archivos a formato raster, concretamente la herramienta *conversion tools/ from raster / raster to ASCII*, para poder ser utilizados por el modelo de erosión.

La cobertura vegetal considerada fue la real del edificio (fig.84), obtenida a partir de la cartografía de unidades realizada en ArcGIS sobre un mosaico de alta resolución (0,5 m), creado a partir de la captura de imágenes de Google Earth en los años 2002, 2007 y 2010. Dadas las grandes dimensiones y resolución de los mosaicos, éstos se trataron previamente en el programa Corel Draw 12, donde se produjo el solapamiento y recolocación manual de las imágenes. Cada mosaico se dividió en 4 fragmentos que se incorporaron y georreferenciaron en ArcGIS respecto del DEM de 2005 en su resolución original (5x5m). Para ello se empleo el módulo *georreferencing*. A partir de los mosaicos georreferenciados en ArcGIS se cartografió las unidades observadas en formato shape, con el módulo de edición (*Editor*). Una vez obtenidas todas las coberturas vegetales se convirtieron a formato raster y de raster a ascii con la herramienta de conversión citada anteriormente.

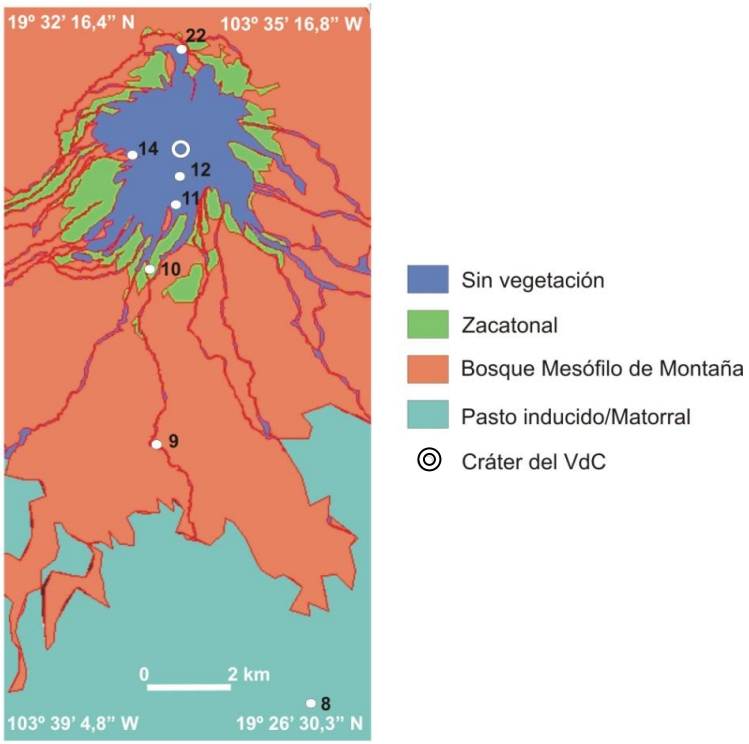


Fig. 84. Cobertura vegetal real empleada en el análisis sobre la estimación del potencial aporte de sedimentos producidos partiendo de los DEMs de 1995, 2000 y 2005.

FASE 2: ***Delineación de la potencial red de drenaje.*** Se partió de un valor de área crítica de captación de 5 ha y una longitud de canal mínima de 100 m, es decir se utilizaron los mismos valores empleados en el apartado 4.1.

FASE 3: ***Elección del punto de cierre de la barranca de análisis dentro de la red de drenaje y delimitación del área de captación de sedimentos***. El punto de cierre utilizado se correspondió con el fin del proceso de erosión propuesto por Capra et al. (2010) en base a un valor de H/L= 0,4 obtenido con LaharZ. Como resultado se obtuvo el área que aportaba material en cada una de las barrancas de manera individualizada, por lo que se repitió esta fase tantas veces como barrancas se consideren en el estudio, en este caso 4.

FASE 4: ***Incorporación de los ficheros de clima (.cli), suelos (.sol), vegetación (.rot) y canales (.chn) generados previamente***. El fichero de clima se elaboró a partir de la extrapolación de los datos de las estaciones de Quesería y Montegrande en la cara SW del VdC a una altitud de 2.360 m. La extrapolación térmica de los registros de la localidad de Quesería proporcionados por el CNA (Comisión Nacional del Agua) en colaboración con el Centro Meteorológico Nacional para el periodo 1951-2010, se realizó en función del gradiente altitudinal propuesto por Galindo (1998), mientras que la pluviometría utilizada fue la derivada de los registros de 2007-2010 de la estación Montegrande 1, situada a esa altitud. En el caso de los valores de temperatura, se dividió en tramos de 100 m la distancia existente entre la localidad de Quesería y Montegrande 1, y se multiplicó por su gradiente altitudinal. Tras esto se produjo la resta de los valores obtenidos a los iniciales en ºC y se transformaron a ºF para su utilización en ArcGeoWEPP. No se extrapolaron los datos de precipitación ya que fueron tomados in situ en el periodo 2007-2011, aunque si se adecuaron a las unidades de requeridas, de mm a pulgadas. Los datos climáticos resultantes se recogen en la siguiente tabla.

Tabla 10. Datos climáticos utilizados en el análisis de la dinámica erosiva.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Tmax	1,25	0,14	0,14	0,03	0,69	2,55	6,25	5,08	4,15	4,69	0,92	0,47
Tmin	67,54	68,62	70,24	71,68	73,30	71,32	69,16	69,70	69,70	70,06	68,98	67,18
Pmed	41,98	41,98	44,50	45,40	46,84	46,84	47,56	48,46	47,92	47,74	45,76	43,24

Tmax: temperatura media mensual máxima (ºF), T min: temperatura media mensual mínima (ºF), Pmed: precipitación mensual media (pulgadas).

El módulo de ArcGeoWEPP que permitió la modificación o creación de los ficheros de clima fue PRISM (Parameter-elevation Relationships on Independent Slopes Model), el cual utilizó el modelo climático del mismo nombre para ello.

El fichero geológico empleado se elaboró a partir de la modificación del archivo andesítico general existente en ArcGeoWEPP en base a las observaciones granulométricas de Capra et al., 2010 en la barranca de Montegrande (tabla 11).

Tabla 11. Datos granulométricos utilizados en el análisis de la dinámica erosiva.

	Grava	Arena	Limo	Arcilla	Tamaño medio grano (ϕ)	Desv. Estándar (ϕ)	Asimetría	Kurtosis
H (%)	48,70	47,43	3,87	0	−0,39	3,06	0,33	2,09

H (%): contenido de humedad

El fichero de canales se correspondió con las observaciones realizadas en campo durante la campaña llevada a cabo en 2012. Los datos concretos se detallan en la tabla.12.

Tabla 12. Fichero de canales utilizado en el análisis de la dinámica erosiva.

Orden jerárquico	Tipo de canal en ArcGeoWEPP	Anchura (m)
1	Waterway	1
2	On gravel	2
3-5	On earth	3

En el caso de la vegetación, como se partió de un archivo ascii propio, se tuvo que aproximar las unidades vegetales propuestas a las que proporciona por defecto ArcGeoWEPP. La equivalencia realizada se incluye en la tabla 13.

Tabla 13. Equivalencia de coberturas vegetales utilizadas en el análisis con formaciones reales*.

Formación real	Cobertura en ArcGeoWEPP
Sin vegetación	Fallow
Zacatonal	Short-grass prairie
Bosque Mesófilo	Forest perennial

*No se ha incluido la cobertura de Pasto inducido/Matorral debido a que esta unidad no se incluyó en ninguna de las cuencas de captación delineadas.

FASE 5: ***Simulación del potencial aporte anual de sedimentos de una única barranca para 1, 5 o 10 años***. Se empleó el método *Watershed* una vez incorporados todos los archivos de entrada anteriores, ya que la aplicación de Flowpath se vio limitada a un área de hasta 0,5 km^2. A continuación se muestras los principales resultados obtenidos.

Resultados

La figura 85 y las tablas 14 y 15, muestran la influencia que la variación del relieve supone en la descarga media anual de sedimento de cada barranca.

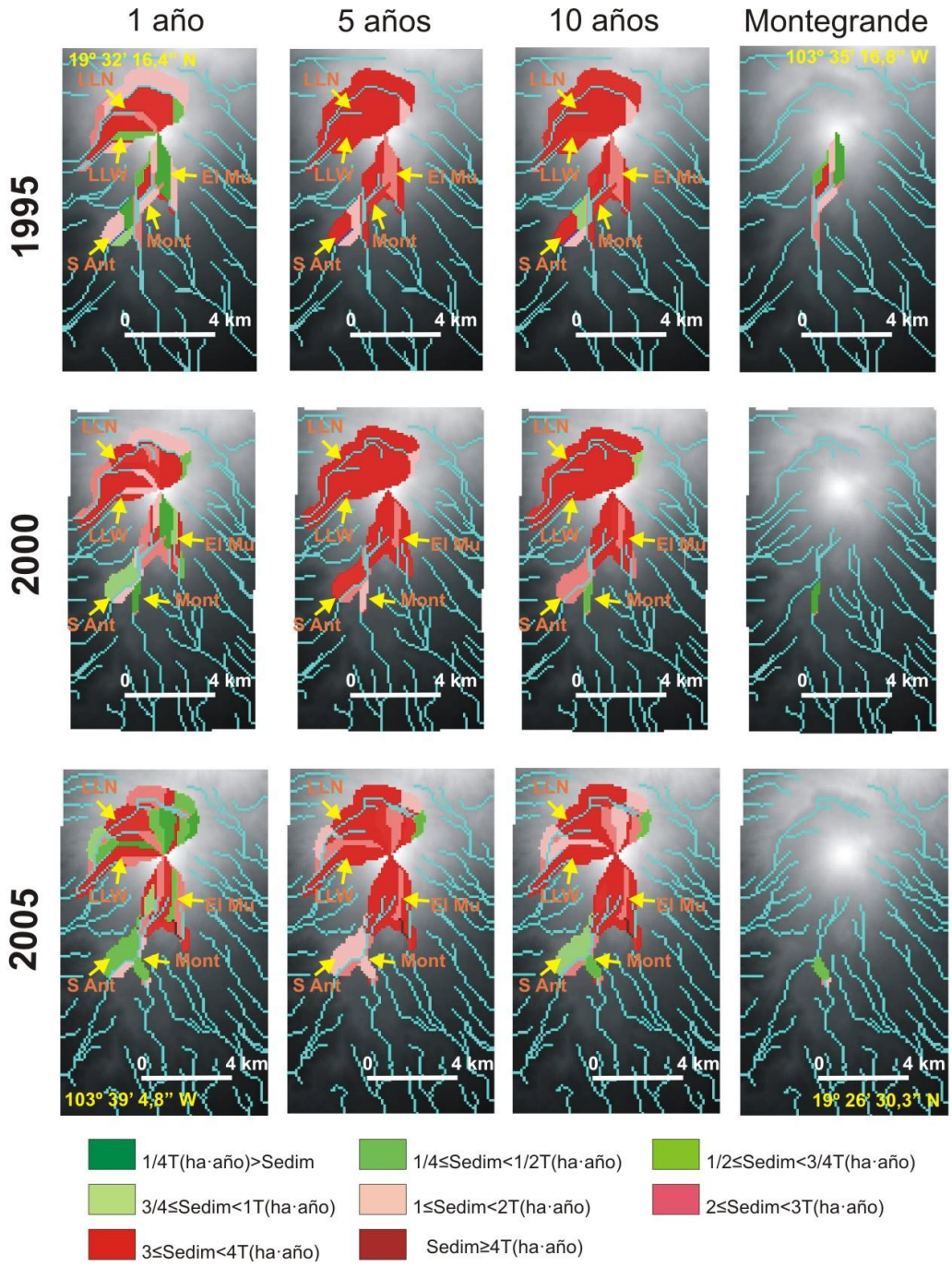


Fig.85. Simulación de la tasa de erosión potencial en 10 años medida en t/ha·año. *Leyenda: LLN: subcuenca La Lumbre Norte, LLW: subcuenca LaLumbre Oeste, S Ant: suenca San Antonio, Mont: cuenca Montegrande y El Mu: cuenca El Muerto.*

Tabla 14. Comparativa de la dinámica erosiva alcanzada en cada barranca con el DEM de 1995, 2000 y 2005 en las simulaciones de 1 año*.

	1995				2000				2005			
Barranca	**Área (ha)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**	**Área (ha)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**	**Área (ha)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**
La Lumbre N	694,36	3322,0	1729,9	2668,9	725,27	5851,9	2690,0	3493,7	892,20	5570,7	2574,2	4669,3
La Lumbre W	188,85	1690,8	822,0	867,4	156,21	2349,0	1213,7	1128,3				
San Antonio	155,82	279,3	132,8	145,7	356,20	2621,7	594,3	2038,6	397,55	2733,0	963,4	2267,4
Montegrande	258,22	2007,5	459,3	1544,2	37,25	18,2	10,3	7,6	41,49	29,8	22,2	17,3
El Muerto	106,64	291,9	124,0	166,9	171,31	1009,7	368,9	637,6	143,53	941,8	303,6	635,6

DSA: descarga media anual de sedimento, PSL: pérdida media anual de suelo en las laderas, y PSC: pérdida media anual de suelo en el interior del canal. *Los resultados de las simulaciones a los 5 y 10 años no se han incluido por considerarse representativos los calculados para 1 año.

La mayor erosión se produjo con el DEM del año 2000, con una descarga media de sedimento en el conjunto de las barrancas consideradas de 11.850,5 t/año, mientras que este valor descendió a 9.275,3 t/año con el DEM de 2005 y a 7.519,5 t/año con el de 1995 (tabla 15).

Si se atiende al comportamiento individual de cada una de las barrancas, se observa que en el año 2000 se produjo un aumento de la tasa de erosión media de La Lumbre y San Antonio, mientras que para El muerto y Montegrande ésta tuvo lugar en 2005 y 1995 respectivamente.

Tabla 15. Comparativa de la tasa de erosión media alcanzada en cada barranca con el DEM de 1995, 2000 y 2005 en las simulaciones de 1 año*.

	1995			2000			2005		
Barranca	**Área (ha)**	**DSA (t/año)**	**TDSA (t/año·ha)**	**Área (ha)**	**DSA (t/año)**	**TDSA (t/año·ha)**	**Área (ha)**	**DSA (t/año)**	**TDSA (t/año·ha)**
La Lumbre N	883,21	5012,8	5,68	881,48	8200,9	9,30	892,20	5570,7	6,24
San Antonio	155,82	279,3	1,79	356,20	2621,7	7,36	397,55	2733,0	6,87
Montegrande	258,22	2007,5	7,77	37,25	18,2	0,49	41,49	29,8	0,72
El Muerto	106,64	291,9	2,74	171,31	1009,7	5,89	143,53	941,8	6,56
	TOTAL	7519,5		**TOTAL**	11850,5		**TOTAL**	9275,3	

DSA: descarga media anual de sedimento, TDSA: Tasa de descarga media anual de sedimento por hectárea. *Los resultados de las simulaciones a los 5 y 10 años no se han incluido por considerarse representativos los calculados para 1 año.

La parte más oriental de la barranca de La Lumbre, la cabecera de El Muerto y el tramo final de la cuenca de captación de San Antonio, fueron las zonas donde menor erosión potencial se pronosticó (fig.85). La reducción de la extensión de estas zonas con menor erosión en la simulación del año 2000 (fig.85), pudo deberse principalmente a los flujos de lava que tuvieron lugar desde 1998, y que dieron lugar al cambio geomorgológico de parte del edificio del VdC (consultar Anexo I).

Independientemente del DEM empleado, las mayores pérdidas de suelo se produjeron a los 5 años de simulación, especialmente en el interior de las barrancas (tabla 14), no a los 10. Esto se debe a que ArcGeoWEPP tiene en cuenta el crecimiento y desarrollo de la vegetación durante el tiempo simulado, lo que se tradujo en una reducción de la erosividad del suelo a los 10 años.

La escasa resolución de trabajo (90 m) ocasionó errores en la delimitación de las cuencas de captación de material en las barrancas, reduciendo el área de unas e incorporándolo a otras barrancas colindantes. Este fue el caso de Montegrade, cuya zona alta pasó a considerarse parte de la barranca de San Antonio a partir del año 2000, como consecuencia de la incorrecta delineación de la red de drenaje. Lo mismo ocurrió en la barranca de La Lumbre en 2005, donde el punto de unión de sus dos subcuencas se trasladó a una ubicación previa a la observada en la realidad, lo que provocó la consideración de ambas como una sola cuenca (fig.85).

Los errores en la delineación de las cuencas dificultaron la comparación de los resultados de los diferentes DEM, por lo que para obtener una tendencia general se calculó la tasa media anual de sedimento por hectárea (tabla 15) a partir de los valores recogidos en la tabla 14. La mayor tasa de descarga se estima que se produjo en La Lumbre en el año 2000, y la menor en Montegrande ese mismo año.

4.3.2 Evolución de la dinámica erosiva en Montegrande

La vegetación y ubicación del punto donde termina el proceso de erosión en la barranca, resultan factores esenciales en el estudio de la dinámica erosiva de la misma, ya que de ellos depende el grado de estabilidad del suelo y el aporte total de material disponible a ser movilizado finalmente por los lahares.

A partir de la topografía con mayor resolución empleada en el análisis anterior (Lidar de 2005, 5x5 m), se llevo a cabo un análisis más preciso de la influencia que las formaciones vegetales y el punto de cierre de la zona de captación de sedimentos ejercen en el proceso de erosión con ArcGeoWEPP. En él se simuló la descarga anual media de sedimento en la barranca de Montegrande para 1, 5 y 10 años, manteniendo constantes los ficheros de entrada de clima, topografía, canales y suelo conforme a lo descrito en anteriormente.

A) Influencia de la vegetación

Los diferentes tipos de vegetación, así como el desarrollo y composición de estas comunidades, afectan directamente a la dinámica erosiva de las laderas del Volcán de Colima. Para estimar el grado de afección producido, se llevo a cabo un análisis donde se modificó la cobertura vegetal según tres posibles escenarios:

- uno en el que se partió de la distribución de las *formaciones reales* presentes en la barranca de estudio en la actualidad. Fue una versión más detallada de la cartografía empleada en el análisis general del edificio, utilizando como base el mosaico de imágenes de 2007 y 2010.

- otro que empleó la *vegetación potencial* que existiría en el edificio si no se produjesen lahares. Este archivo resultó de la estimación de la posible evolución que habrían tenido las comunidades vegetales delimitadas previamente en la cartografía de unidades reales. El proceso de elaboración fue el mismo que el descrito para las formaciones reales.

- un último escenario en el que se asumió que todo el cono del VdC poseía un *único tipo de vegetación de distribución homogénea*. En él se intentó recoger los procesos y formaciones observadas en los escenarios anteriores.

Las unidades vegetales en las que se dividió la cartografía *real* fueron de S a N; cultivos, pastizal inducido, matorral, zonas mixtas donde se mezcla el matorral con especies de bosque mesófilo, bosque mesófilo de montaña, compuesto fundamentalmente por especies de pino y encino (apartado 3.1.6), zacatonal y áreas desprovistas de vegetación. Esta última unidad predominaba en el interior de la barranca, fruto de la elevada frecuencia de lahares (fig.86 a).

Por su parte, en la cartografía sobre *vegetación potencial* se eliminó la acción de los lahares, por lo que las áreas sin vegetación se concentraron únicamente en la cabecera de la barranca (fig.86 b). Desapareció la unidad de matorral, ya que se consideró una formación fruto de la dispersión y posterior sedimentación de los lahares en el piedemonte, pero se mantuvieron el resto de unidades vegetales, aunque no los límites altitudinales de su distribución. Los cultivos y pasto inducido, vieron ampliada su extensión como consecuencia de la desaparición de la amenaza que suponían los lahares. El bosque mesófilo también vio incrementado su desarrollo en las laderas del Volcán, en decremento del zacatonal y las formaciones mixtas.

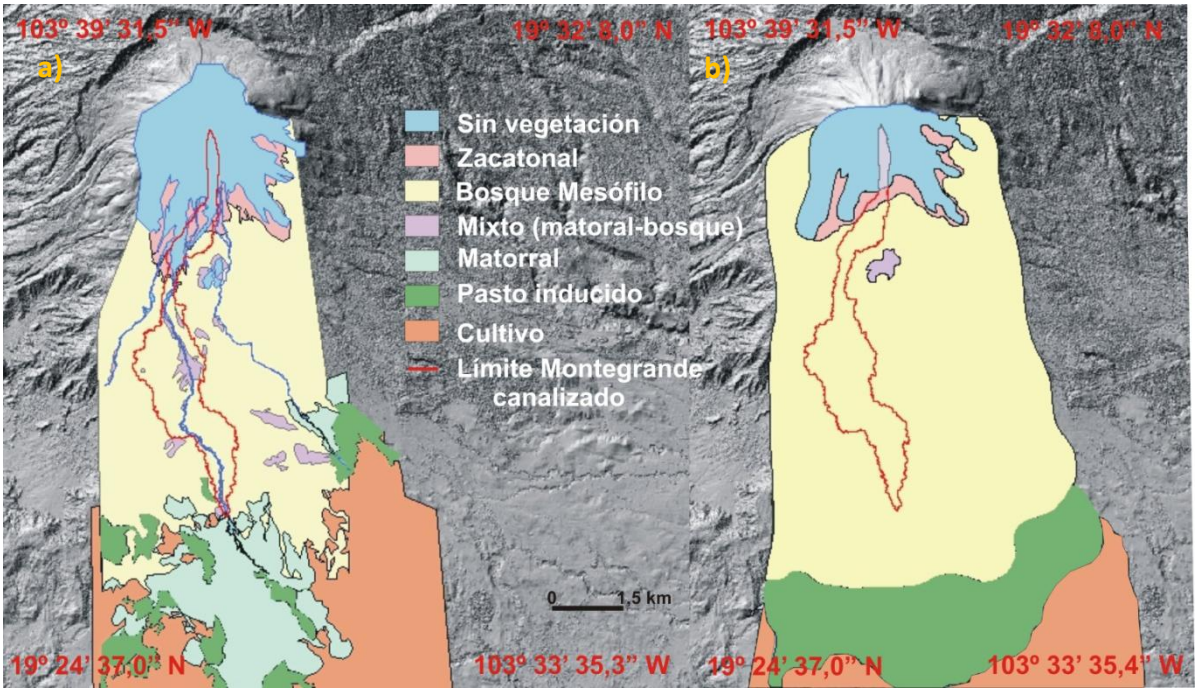


Fig.86. Cartografía de **a)** la vegetación real y **b)** vegetación potencial de las inmediaciones de la barranca de Montegrande.

Pese a que ArcGeoWEPP posee una gran variedad de coberturas, estas no se correspondieron exactamente con las encontradas en el Volcán de Colima, por lo que se aproximaron a las existentes como muestra la tabla 16.

Tabla 16. Equivalencia de coberturas vegetales utilizadas en el análisis con formaciones reales y potenciales*.

Formación real	Cobertura en ArcGeoWEPP
Sin vegetación	Fallow
Zacatonal	Short-grass prairie
Bosque Mesófilo	Forest perennial
Mixto	Shrub perennial

* No se ha incluido la equivalencia de las formaciones de matorral, pasto inducido y cultivo porque en la delineación de la cuenca en base al punto de cierre empleado no se incluyen estas unidades.

En el tercer grupo de simulaciones, donde se asumió que todo el cono del VdC poseía un *único tipo de vegetación*, se intentó recoger los procesos y formaciones observadas en los escenarios anteriores. Para ello se simuló y analizó individualmente el comportamiento erosivo-sedimentario de cada unidad. Las unidades consideradas fueron: ausencia de vegetación, pasto y bosque perennifolio. Esta última unidad se dividió en subclases según la recurrencia de incendios, obteniendo una unidad sin afección por fuego, otra afectada por fuego de baja intensidad cada año, otra donde el fuego de baja intensidad no afectó al 90% de la cubierta, y una última situación donde el bosque se vio afectado por incendios de moderada intensidad que resultó en un 55% de la cubierta forestal afectada.

El área de estudio se limitó únicamente a la barranca de Montegrande, y el punto de cierre de la cuenca considerado fue el propuesto por Capra et al., 2010

Los ficheros de clima, canales y suelo fueron los mismos que los empleados previamente en el análisis de la evolución temporal de la dinámica erosiva general (apartado 4.3.1), así como el de la topografía del DEM de 2005 con resolución de 5x5m.

Por último, tras la simulación de todos los escenarios, se calculó la deposición de material mediante la resta de las pérdidas de suelo parciales en el canal y las laderas de la barranca (PSC y PSL), a la descarga anual de sedimento (columna DSA de la tabla 17).

Resultados

La dinámica erosiva empleando las *formaciones vegetales reales* y *potenciales* (fig.87), mostró una mayor variabilidad espacial de la tasa de aporte de sedimentos que cuando la *vegetación* fue de *tipo único* (fig.88).

Los suelos con mayor erosión se concentraron en la zona de cabecera y el tramo medio alto de la barranca, concretamente en la vertiente oriental, donde se produjo una gran incisión vertical de la red de drenaje. Este incremento de la tasa de erosión se relacionó con la presencia de material suelto, fruto de la actividad eruptiva y de los restos del colapso de las paredes de la barranca, así como a una elevada pendiente. Estos elementos no aparecían en las partes más bajas del volcán, donde además la pendiente disminuye considerablemente (fig.87 y 88).

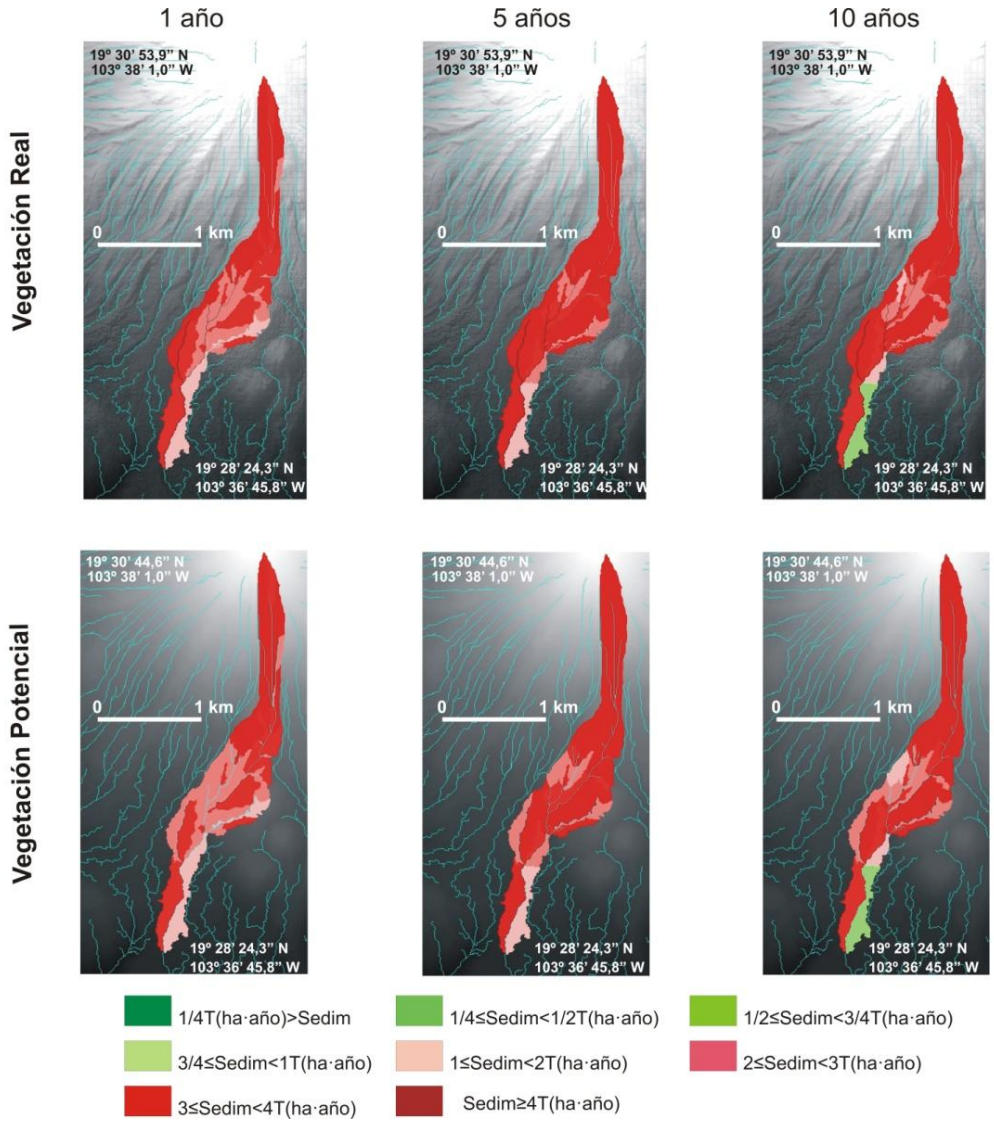


Fig.87. Resultados de la simulación de la tasa de erosión en Montegrande para **1,5 y 10** años en ArcGeoWEPP considerando la vegetación real y potencial presente en el área.

Las mayores tasas de erosión se registraron en las simulaciones donde se partió de un edificio volcánico desprovisto de vegetación (85.658,7 t/año). Tras este caso, los valores más elevados se produjeron en los escenarios donde se consideraba la cobertura real del mismo (45.416 t/año) o cuando en un bosque perennifolio se produjeron incendios de intensidad media (persiste el 45 % del bosque), produciendo una pérdida de suelo cercana a la mitad de lo registrado cuando el edificio no poseía vegetación (tablas 17 y 18).

El escenario donde se consideró que la barranca estaba cubierta únicamente por bosque perennifolio fue donde menores pérdidas de suelo se registraron (2.479,8 t/año).

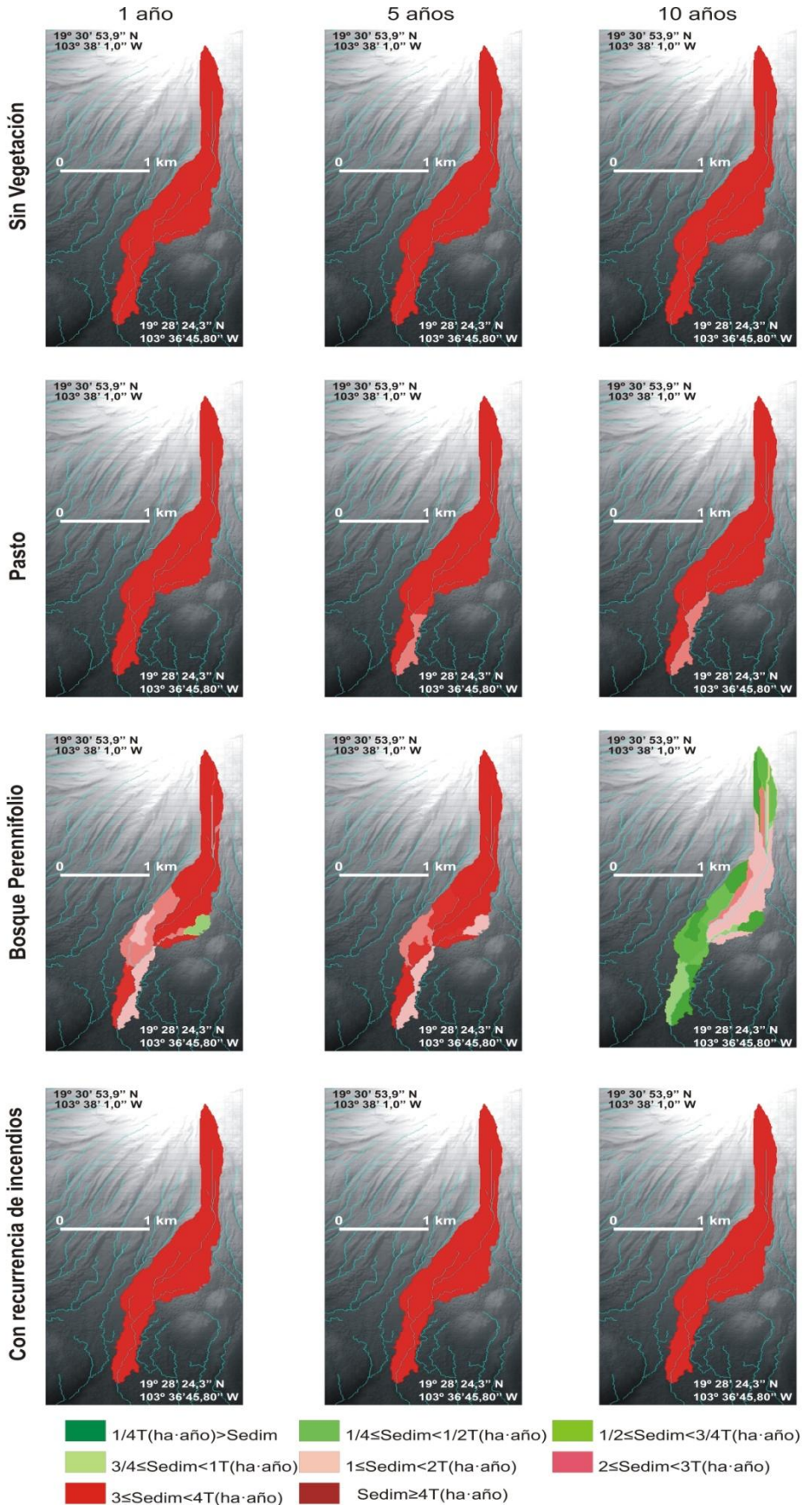


Fig.88. Resultados de la simulación de la tasa de erosión para **1,5 y 10** años en ArcGeoWEPP con un único tipo de vegetación.

Tabla 17. Resultados de la simulación de la tasa de erosión en Montegrande empleando vegetación real y potencial.

	1 año				5 años			10 años		
Cubierta vegetal	**Área (ha)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**
Vegetación Real	134,45	45416,0	53659,8	144521,3	177399,3	49536,3	773760,6	248391,4	42568,9	934314,7
Vegetación Potencial		20149,5	27963,0	49363,1	26183,1	25617,9	161139,8	26628,4	22072,8	180545,6

DSA: descarga media anual de sedimento, PSL: pérdida de suelo en las laderas, y PSC: pérdida de suelo en el interior del canal.

Tabla 18. Resultados de la simulación de la tasa de erosión en Montegrande empleando un único tipo de vegetación.

	1 año				5 años			10 años		
Cubierta vegetal	**Área (ha)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**
Sin vegetación	134,45	85658,7	199749,9	48405,5	100506,1	185569,3	213020,1	86197,0	158745,8	197322,8
Pasto		10052,0	9068,6	3850,5	10128,5	12439,5	5535,0	7803,8	4208,0	9824,3
Bosque Perennifolio		2479,8	633,0	1982,6	1002,7	823,5	739,1	255,1	131,4	193,6
Fuego de baja intensidad cada año		9510,9	8375,6	6677,6	21248,4	16026,1	32335,1	15586,6	12612,5	23585,9
Fuego de baja intensidad, queda 90% de la cubierta		14338,6	14191,9	8933,6	16630,0	15044,2	23583,9	12345,2	12007,2	17552,0
Fuego de moderada intensidad, queda 45% de la cubierta		41301,9	34867,7	34402,1	58885,1	28921,8	78141,5	45077,2	22703,1	60277,8

DSA: descarga media anual de sedimento, PSL: pérdida de suelo en las laderas, y PSC: pérdida de suelo en el interior del canal

En cuanto a la procedencia del material erosionado, en el análisis con *formaciones vegetales reales* y *potenciales* (tabla 17), la mayor pérdida de suelo se produjo en el interior de las barrancas, mientras que con un *único tipo de vegetación* éstas se produjeron en las laderas del edificio, exceptuando el caso de un bosque perennifolio (tabla 18). Esta situación varió hacia un mayor aporte de sedimentos del canal en las simulaciones de 5 y 10 años.

Al igual que ocurría en el análisis de la evolución temporal general, la mayor tasa de erosión se produjo a los 5 años simulados, no a los 10, por lo que se confirmó que un mayor desarrollo de las formaciones vegetales permite minimizar los potenciales efectos erosivos. En el caso de los mosaicos de coberturas que forman la vegetación real y potencial la mayor tasa de erosión se produjo a los 10 años simulados.

La recurrencia de lahares supuso un aumento en la dinámica erosiva de Montegrande, duplicando la pérdida total de suelo en la barranca, de 20.149,5 t/año a 45.416,0 t/año (tabla 17) y triplicando la deposición de sedimentos en su interior. En el *escenario real* se depositaron 152.765,1 t/año frente a las 57.176,6 t/año del *escenario potencial*.

B) Influencia del punto de cierre de la zona de captación de la cuenca

La elección del punto donde termina el proceso de erosión, determina el área que nutre de material a los lahares, y por tanto el volumen total susceptible de ser movilizado. Con el ánimo de establecer la ubicación más real de este punto en la barranca de Montegrande, así como el volumen de material que supone su modificación, se planteó el análisis de 3 posibles ubicaciones:

- el considerado como inicio de los lahares tras las observaciones realizadas durante el trabajo de campo de 2012 en la barranca de Montegrande, situado a 19º 28' 49,0" N, 103º 37' 30,0" W. Incluyó un estudio específico de la zona de cabecera, dividiendo su extensión en tres afluentes principales, situados al W, N y E.

- el establecido por Capra et al. (2010) en base a un valor de H/L=0,4, localizado en 19º 28' 31,6" N, 103º 37' 34,1" W

- punto deducido del análisis temporal en el periodo 2011-2012 de los perfiles de campo desarrollados en el capítulo 6, ubicado en 19º 27' 20,8" N, 103º 37' 19,1" W (correspondiente con PMG5).

Para cada uno de los puntos anteriores se estimó la cantidad anual media de sedimento producido por erosión a lo largo de un periodo de simulación de 1, 5 y 10 años, así como la cantidad sedimentada hasta el punto considerado. Este último valor se calculó a partir de la resta de las pérdidas medias anuales de suelo en las laderas y en el interior del canal (PSL y PSC) referidas a la totalidad de la cuenca, a la descarga media anual (DSA) que registrada en el punto de cierre.

La vegetación considerada en el análisis fue la real, manteniéndose invariables el resto de ficheros de entrada descritos anteriormente.

Resultados

La modificación del punto de cierre supuso un aumento considerable de la extensión del área que nutre la barranca, por lo que los resultados varían notablemente si se comparan entre sí (tabla 19 y figura 89).

Tabla 19. Comparativa de la dinámica erosiva alcanzada con la cobertura real según el punto de cierre.

	1 año				5 años			10 años		
Punto de cierre	**Área (ha)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**
Inicio lahares	123,58	39640,4	53635,6	121276,7	143051,8	49513,2	599372,3	181939,9	42558,6	750257,4
Fin erosión Capra et al., 2010	134,45	45416,0	53659,8	144521,3	177399,3	49536,3	773760,6	248391,4	42568,9	934314,7
Fin erosión 2011-2012	371,90	225386,4	54897,8	749584,4	2617703,7	50738,3	7255452,9	4191610,0	43562,1	8871184,2

DSA: descarga media anual de sedimento, PSL: pérdida media anual de suelo en las laderas, y PSC: pérdida media anual de suelo en el interior del canal.

El área de captación más extensa se obtuvo con el punto de cierre deducido de las variaciones morfológicas de los perfiles de campo de 2011 y 2012 (371,9 ha). Esta delimitación englobó las zonas de captación del resto de puntos considerados en el análisis, ya que éstos se situaron aguas arriba del mismo (fig.89 y 90).

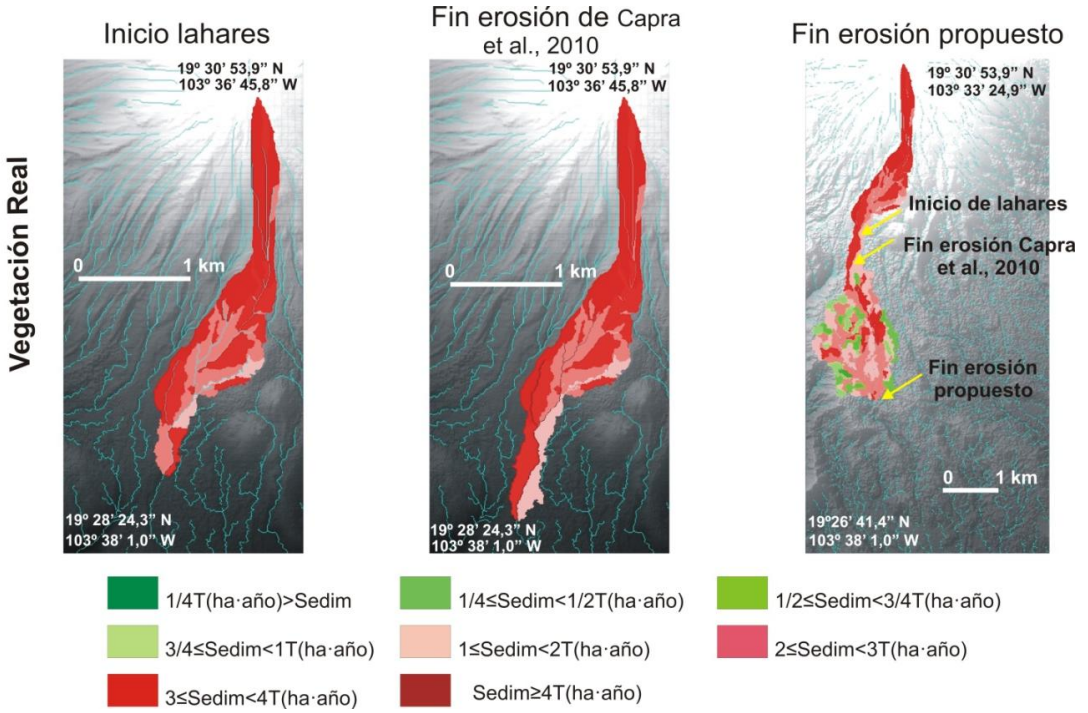


Fig.89. Delimitación de la zona de captación de sedimentos de Montegrande variando el punto de cierre. Simulación a lo largo de un año considerando la vegetación real presente en la zona.

El punto indicado por Capra et al. (2010) como final del proceso de erosión, coincidió con un cambio brusco de pendiente (de 19º a 10º). Aguas abajo de él, en la zona de menor inclinación, se produjo una reducción drástica de la erosión, especialmente en las laderas (tabla 19), favoreciéndose la apertura gradual de la cuenca (fig.90). Los tributarios en esta zona procedían de áreas de bosque mesófilo de montaña, por lo que la tasa de sedimentos aportada fue inferior.

En definitiva, se puede concluir que pese a que se siguió produciendo erosión, ésta fue mucho menos intensa a partir del punto de ruptura de la pendiente, y por tanto se puede considerar como el fin del mismo.

A diferencia de lo que ocurría en los análisis anteriores sobre la evolución temporal de la dinámica general e influencia de la vegetación, la mayor erosión se produjo a los 10 años de simulación, siendo especialmente intensa en el interior del canal de la barranca (tabla 19). También se incrementó notablemente la deposición, aunque el mayor salto cuantitativo se produjo a los 5 años (tabla 20).

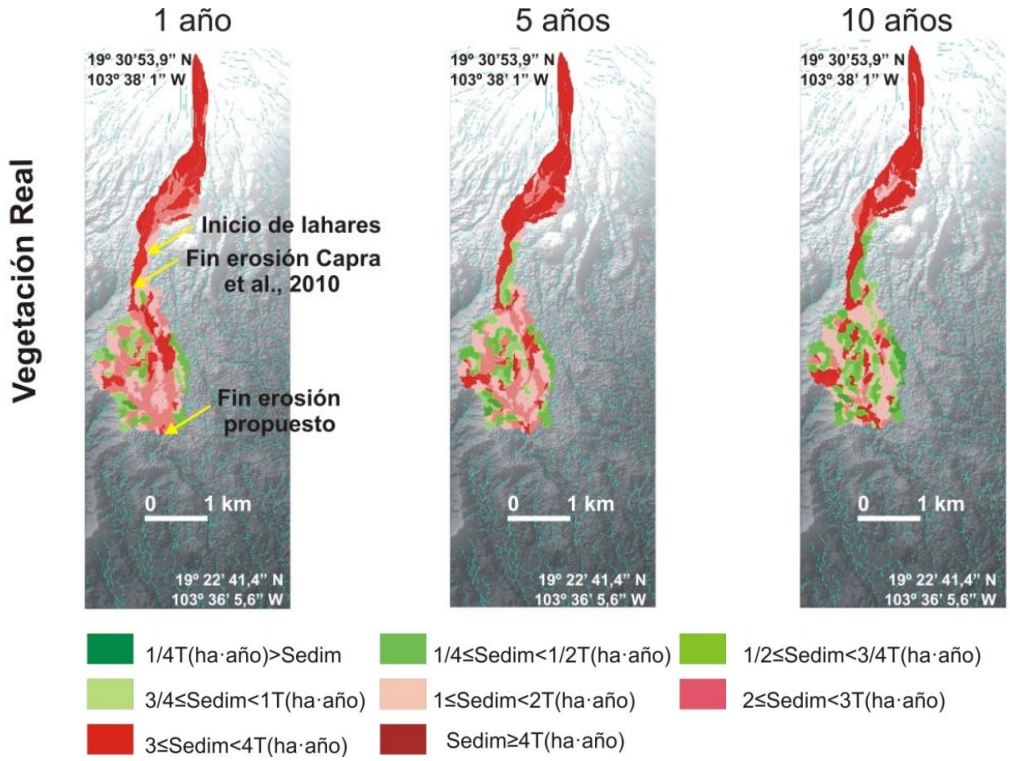


Fig.90. Zona de captación de sedimentos de Montegrande cuando el punto de cierre se ubica según las observaciones de campo de 2011-2012.

Tabla 20. Comparativa de la deposición alcanzada con la cobertura real según el punto de cierre.

	1 año		5 años	10 años
Punto de cierre	**Área (ha)**	**Deposición (t/año)**	**Deposición (t/año)**	**Deposición (t/año)**
Inicio lahares	123,58	135271,9	505833,7	610876,1
Fin erosión Capra et al., 2010	134,45	152765,1	645897,5	728492,2
Fin erosión 2011-2012	371,90	579095,8	4688487,5	4723136,3

DSA: descarga media anual de sedimento, PSL: pérdida media anual de suelo en las laderas, y PSC: pérdida media anual de suelo en el interior del canal.

El volumen medio anual de descarga de agua estimado por ArGeoWEPP en función del punto de cierre de la cuenca varió de 135.000 m^3/año a 300.000 m^3/año, lo que concuerda con los volúmenes estimados en situaciones normales por los diferentes autores, y que se recogen en el Anexo II.

ArcGeoWEPP también nos proporcionó información acerca del umbral de lluvia que daría lugar a los eventos erosivos. Cuando el punto de cierre se localizó en la ruptura de pendiente el umbral mínimo fue de 17,4 mm, y de 13,5 mm cuando el punto se ubicaba en el inicio de los lahares (tabla 21). Se asumió como valor umbral para todos los casos 17,4 mm, ya que una pluviometría de 13,5 mm producía un volumen de escorrentía inferior a 1 m^3, no considerándose relevante la entidad del evento.

Tabla 21. Resumen de las principales características de los eventos que ArcGeoWEPP estima que producen erosión en el edificio del Volcán de Colima en un año con vegetación real.

	PUNTO DE CIERRE EN LA RUPTURA DE LA PENDIENTE					PUNTO DE CIERRE EN EL INICIO DE LOS LAHARES				
Nº Evento	Mes	Precip. (mm)	Esc. (m^3)	Pico de esc. (m^3/s)	Sedimentos (Kg)	Mes	Precip. (mm)	Esc. (m^3)	Pico de esc. (m^3/s)	Sedimentos (Kg)
1	1	31,4	12881,95	4,63345	2695337,2	1	13,5	0,04	0,00005	7,1
2	1	71,6	24092,9	7,70527	5065606,4	1	31,4	12400,97	4,66727	3078973,1
3	4	19,9	97,58	0,05424	8664,1	1	71,6	22667,16	7,84096	6213658,7
4	6	22,6	663,61	0,28615	35679,9	4	19,9	194,59	0,10802	42147,7
5	6	55,2	15847,79	5,59151	3464951,2	6	22,6	743,2	0,34178	47249,6
6	6	25,8	834,28	0,39289	43210	6	55,2	15661,24	5,76613	4246456,4
7	6	97,4	29517,96	9,2638	6310638,5	6	25,8	917,32	0,44727	58707,1
8	6	17,4	496,02	0,23707	21253,2	6	97,4	28305,97	9,58874	6803630,8
9	7	32,3	1517,8	0,67612	190620,6	6	17,4	560,32	0,28156	3968,3
10	7	27,6	1194,87	0,54423	122489,5	7	32,3	1681,51	0,77439	20994,3
11	7	26,1	1154,46	0,47283	54816,4	7	27,6	1261,54	0,59692	13534
12	8	31,6	2347,7	0,97114	162999,7	7	26,1	1223,59	0,53688	9908,8
13	9	42,9	4756,82	1,84272	1337379,6	8	31,6	2410,85	1,05586	33665,1
14	9	42	3077,35	1,24136	794889,5	9	42,9	4848,09	1,98804	822560,3
15	9	96	47870,61	15,24101	17110228,3	9	42	3166,58	1,35167	496915,1
16	9	25,3	2314,8	1,00006	1880065,2	9	96	44824,84	14,94712	15511297
17	9	29,2	1653,79	0,73716	1080654,1	9	25,3	2387,7	1,07235	33726,3
18	9	22,9	592,74	0,28382	469088,7	9	29,2	1727,74	0,79997	21828,6
19	10	41,9	5168,23	1,84152	2317251,6	9	22,9	654,77	0,3251	4980,8
20	10	24,6	1190,03	0,52435	994157,4	10	41,9	5265,35	2,01357	2148143,3
21	12	18,6	43,55	0,02419	631,1	10	24,6	1256,73	0,58523	11788,5
22	12	26,2	1383,36	0,55714	1255348,5	12	18,6	110,76	0,06094	525,2
23	-	-	-	-	-	12	26,2	1450,1	0,62617	15730

El número de eventos anuales propuestos por ArcGeoWEPP también fue similar a los registrados en campo, aunque su distribución a lo largo del año variaba respecto a lo observado. En realidad los lahares se producen con mayor frecuencia en julio, agosto y septiembre, no concentrándose en junio y septiembre, o registrando eventos de cierta entidad en enero y diciembre como proponía ArcGeoWEPP.

Un análisis más exhaustivo del área de captación de material de la zona de cabecera de la barranca donde se consideró que se forman los lahares (fig.91), mostró un aporte anual de sedimentos que varió entre las 39.640 y las 181.940 t/año según las simulaciones realizadas para 1,5 y 10 años.

Las mayores aportaciones procedían del interior de la barranca del afluente N, el cual cubría el 68,4% de la superficie de la zona de cabecera. El afluente W también tuvo una alta tasa de erosión pero su escasa entidad, 11% de la superficie, hizo que se redujese su descarga media anual (tabla 22). En el caso del afluente W la mayor parte de los sedimentos aportados procedió de las laderas, ya que el desarrollo vertical de la red de drenaje en esta zona era inferior que en la N o E. La cantidad de total de material sedimentado en la cabecera ascendió a 123.704,6 t/año.

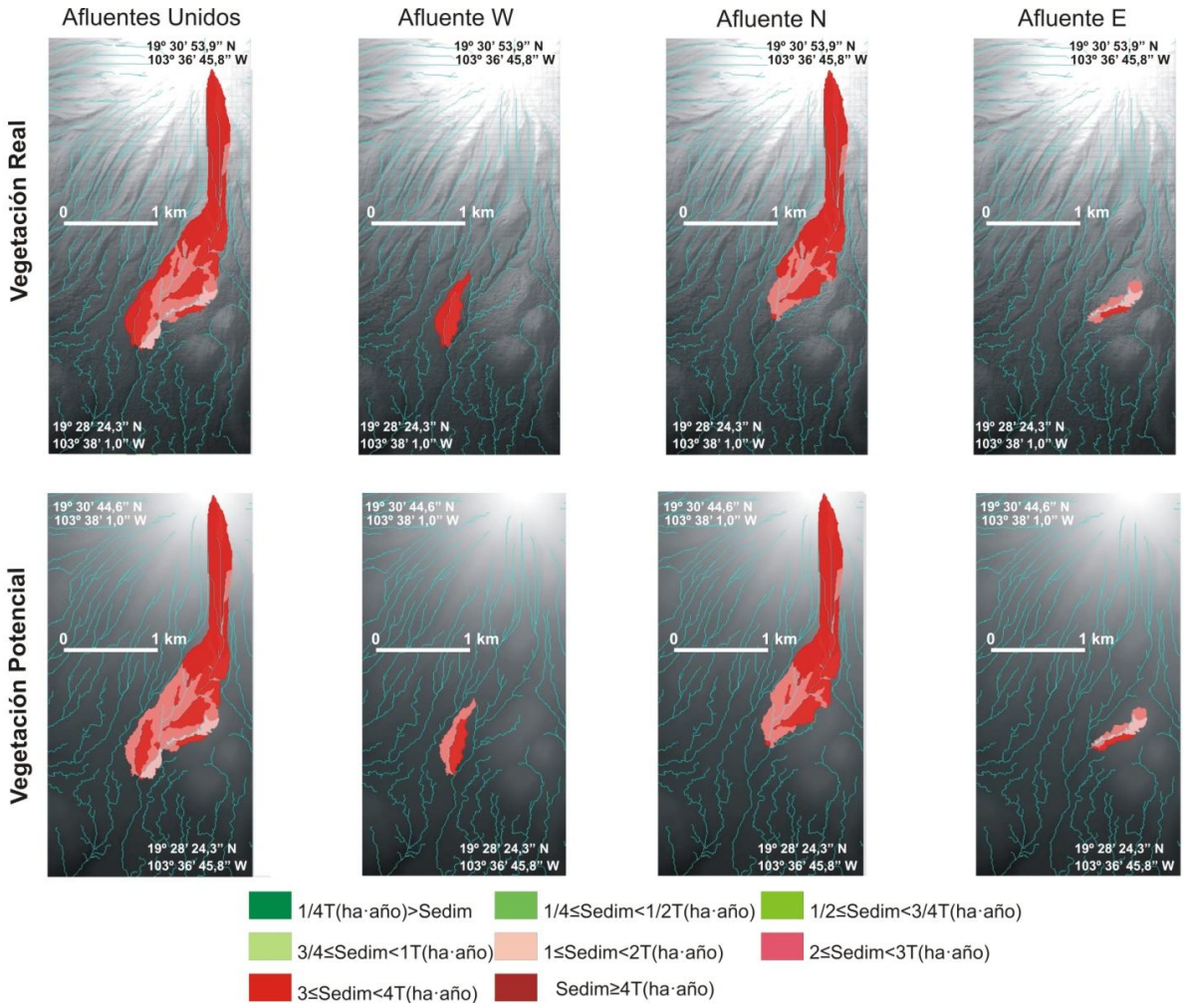


Fig.91. Delimitación de la zona de captación de sedimentos de la cabecera de Montegrande. Tasas potenciales calculadas para un año con vegetación real y potencial.

Tabla 22. Comparativa de la dinámica erosiva alcanzada en los afluentes de la cabecera de Montegrande.

	1 año			
Afluente	**Área (ha)**	**DSA (t/año)**	**PSL (t/año)**	**PSC (t/año)**
W	13,57	5315,8	5190,1	152,0
N	84,80	41504,9	48399,5	116775,8
E	10,38	90,8	24,6	74,1

DSA: descarga media anual de sedimento, PSL: pérdida media anual de suelo en las laderas, y PSC: pérdida media anual de suelo en el interior del canal.

4.4.- Capacidad erosiva de los lahares en la barranca de Montegrande

Este epígrafe contempla el estudio de la evolución erosivo/sedimentaria real del interior de la barranca de Montegrande y la variación topográfica de su canal como consecuencia de la actividad de los lahares, lo que permitió establecer la relación existente entre esta evolución y las condiciones hidrometeorológicas predominantes en el área, que se han descrito con anterioridad.

Para ello se trazaron secciones transversales en diferentes puntos del cauce de la barranca de Montegrande, se analizó su dinámica durante un año atendiendo a los volúmenes removidos y sedimentados durante ese periodo, y se estudió la evolución de las zonas del territorio afectadas por los mismos. Para la ejecución de la última parte del análisis se combinaron técnicas de detección remota con datos de campo e informes proporcionados por diferentes autores.

Las conclusiones obtenidas de este apartado 4.4, junto con las del apartado 4.3, servirán posteriormente para completar la información previa de los eventos laháricos recogida en el Anexo II. Esta información será utilizada para aplicar los modelos de simulación y verificar sus resultados tal y como se tratará en los próximos capítulos 6 y 7.

4.4.1 Evolución y dinámica del interior de la barranca

Para el estudio de las transformaciones del interior de la barranca producidas por los lahares, se trazaron 16 perfiles transversales in situ durante la campaña de campo de septiembre de 2012, y se compararon con los perfiles levantados a partir del análisis de las imágenes de la campaña llevada a cabo en noviembre de 2011, en los mismos puntos del recorrido. Pese a la intención inicial de analizar 17 puntos de interés, las dificultades técnicas produjeron una reducción de los mismos a 15+1. Es decir 15 puntos, aunque uno de ellos (PMG15) se desdobló dada la complejidad y especial interés del emplazamiento.

Este estudio se completó con tres perfiles de 2009 incluidos en la tesis de Alanís Anaya (2011), cuya ubicación es similar, o al menos cercana, a los puntos donde nosotros trazamos los nuestros. Estos perfiles de 2009 sirvieron únicamente para contrastar los resultados obtenidos de la comparación de las secciones de 2011 y 2012, y verificar la tendencia general de las modificaciones producidas en el interior de la barranca.

Por último, se realizó el seguimiento y caracterización de los depósitos observados en la campaña de campo de 2012 a lo largo del trazado que recoge la figura 92, especialmente del lahar que tuvo lugar dos días, el ***15 de Septiembre de 2012.*** Este análisis permitió constatar la veracidad de las unidades geomorfológicas delimitadas en los perfiles y reconocer si existía una continuidad de estas formaciones a lo largo del recorrido, especialmente de los sistemas de terrazas antiguas y recientes observadas.

Se consideraron terrazas antiguas aquellos depósitos laháricos generados por la actividad de 1913, 1954 y 1955 (Saucedo et al., 2010; Franco-Ramos et al., 2013), caracterizados por contener cantos angulares y bloques de lava, escoria y pómez (> 1 m de diámetro) embebidos en una matriz franco-arenosa. En los puntos donde se producía el ensanchamiento del cauce, las

terrazas antiguas se caracterizaron por un desarrollo de un horizonte orgánico cercano a los 20cm, mientras que en el resto éste apenas alcanzó los 10cm de espesor. Esta variación en la composición del suelo repercutió en el desarrollo de la vegetación, predominando formaciones de porte arbustivo en las zonas con un suelo incipiente (10cm), y comunidades de mayor envergadura, pertenecientes a especies del bosque de pino-encino, donde el horizonte orgánico era más potente. Franco-Ramos et al. (2013) asociaron las comunidades vegetales más desarrolladas con las terrazas formadas en 1913, mediante el análisis dendrocronológico de algunos de sus ejemplares, y los suelos incipientes con los eventos posteriores (1954-1955).

Los depósitos de las terrazas recientes se atribuyeron a los lahares acontecidos desde 1999, y se caracterizaron por poseer menor desarrollo que las antiguas. Formadas por la alternancia de flujos de derrubios e hiperconcentrados. En la mayoría de los casos, fue prácticamente imposible diferenciar los depósitos de cada uno de los eventos que las habían formado. En algunos tramos fue común la generación de levées laterales, en cuya parte externa se observaban bloques de tamaño medio y material fino en la interna. La matriz de esta unidad fue más arenosa, siendo muy escasa (herbácea) o inexistente la vegetación

Precisamente las diferencias en el porte de la vegetación y su evolución permitieron datar los depósitos y delimitar el área de inundación de los lahares.

Tabla 23. Coordenadas y datos de los puntos del recorrido donde se ubicaron los perfiles en la barranca de Montegrande.

ID	Coordenadas UTM (m) Zona 13Q			Información	
	Longitud	Latitud	Altitud	Periodo	Fuente
PMG1	644798,85	2152552,13	2067	2011-2012	Campo
PMG2	644798,16	2152481,51	2064	2011-2012	Campo
PMG 3	644799,09	2152274,20	2041	2011-2012	Campo
PMG 4	644617,96	2152015,85	2006	2011-2012	Campo
PMG 5	644649,39	2151840,55	1989	2011-2012	Campo
PMG 6	644594,83	2141743,82	1968	2011-2012	Campo
PMG 7	644656,60	2151595,55	1937	2011-2012	Campo
PMG 9	645046,53	2151139,33	1856	2011-2012	Campo
PMG 10	645167,03	2151077,65	1854	2011-2012	Campo
PMG 11	645350,35	2150843,48	1817	2011-2012	Campo
PMG 13	645399,55	2150196,14	1747	2011-2012	Campo
PMG 14	645400,45	2150032,33	1735	2011-2012	Campo
PMG 15	645437,70	2149957,81	1723	2011-2012	Campo
PMG 16	645584,44	2149703,97	1688	2011-2012	Campo
PMG 17	645665,10	2149440,64	1652	2011-2012	Campo
PMGA1	645271	2151018	1824	2009	Alanís Anaya, 2011
PMGA2	645386	2150451	1775	2009	Alanís Anaya, 2011
PMGA3	645403	2149961	1696	2009	Alanís Anaya, 2011



Fig.92. Localización de los perfiles a lo largo del trazado de la barranca de Montegrande.

Los 16 perfiles levantados durante los trabajos de campo (figura 92 y la tabla 23) se localizaron en los puntos del trazado considerados de mayor interés, donde se conservaban evidencias geomorfológicas claras del paso de los lahares. Todos ellos se englobaron dentro de los tramos denominados previamente como Zona Media y Piedemonte (consultar apartado 3.2.1). La mayoría de los perfiles se localizaron en la Zona Media Baja, debido a su interés y a la dificultad técnica que caracteriza el acceso a la zona de cabecera de la barranca, donde incluso existe la prohibición expresa de acceso por parte de las autoridades.

Las medidas de desnivel y longitud entre los puntos de ruptura de la pendiente del canal de la barranca, para el levantamiento de los perfiles de 2012, se realizaron con un distanciómetro laser. Para la obtención de la máxima altura de los depósitos y de los eventos se empleó un flexómetro, tomando como referencia las marcas observadas en la vegetación (troncos de árboles) y paredes de la barranca, así como la distribución de restos de pumita, durante el trabajo de campo de 2012.

El trazado de los perfiles de 2011 se estimó a partir de las imágenes escaladas de ese año en Matlab y CorelDraw12. Estos mismos programas se utilizaron para el tratamiento y posterior representación de los datos de campo, la comparación de los perfiles ubicados en un mismo punto en las diferentes fechas y el cálculo de las áreas erosionadas y sedimentadas de cada transecto en dicho periodo. Las superficies obtenidas de este análisis, se utilizaron posteriormente en la delineación y cálculo del volumen erosionado y sedimentado en cada sector del canal situado entre cada par de perfiles consecutivos.

Se excluyeron del análisis volumétrico los datos de 2009 debido la falta de un número adecuado de perfiles y las grandes distancias existentes entre los mismos, lo que ocasionaba errores de cálculo muy importantes.

Los principales resultados alcanzados se detallan a continuación.

A) Perfiles del interior de la barranca de Montegrande

PMG1: En 2012 la erosión produjo un encajamiento cercano a 1 m de profundidad del cauce con respecto al del 2011. Este encajamiento vino acompañado de un desplazamiento hacia el W del curso principal, así como un aumento del número de clastos angulares. La máxima altura alcanzada por los lahares de 2012 en este punto se estima que fue de 1,5 m, 0,5 m por encima del lecho en 2011 (fig.93).

En 2012, se observaron restos de una terraza lahárica antigua en la margen izquierda del cauce, a cuyos pies se localizaba un canal lateral abandonado. Este antiguo cauce lateral se asentaba sobre una terraza reciente que constituyó el lecho del canal principal de la barranca en 2011, aunque en 2012 apenas quedaban restos de ella a ambos lados del cauce.

Además, la desestabilización del escarpe lateral derecho durante 2012, se tradujo en la acumulación de material en forma de talud en algunos puntos del recorrido, lo que redujo la anchura del cauce hasta los 2 m. La extensión de la zona inundable en este punto alcanzó los 14 m.

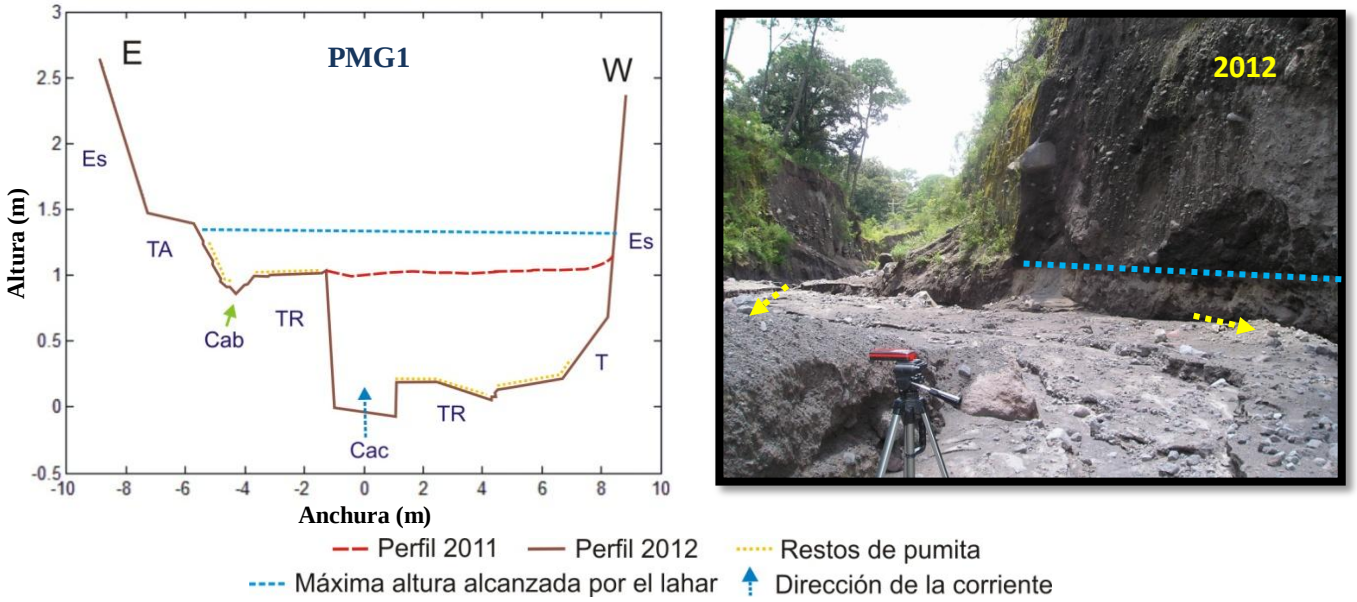


Fig.93. Sección transversal PMG1 de la barranca de Montegrande y su imagen en 2012,. *Leyenda: Es: escarpe, T: talud, TA: terraza antigua, TR: terraza reciente, CAb:Cauce abandonado y CAc: Cauce actual.*

PMG2: Este punto se ubicó cerca de la estación de monitoreo de lahares Montegrande1, señalada con una flecha en la imagen de la figura 94. Esta estación se localizaba en la parte superior plana del escarpe situado en el margen izquierdo del trazado, formando parte de un sistema de antiguas terrazas laharicas que fue profundamente erosionado en el pasado, y a cuyos pies se acumuló otro nuevo sistema de terrazas recientes. La dinámica de este sistema de terrazas se mantuvo activa en 2012, ya que se produjo el derrumbe lateral de parte del escarpe de la terraza antigua situada al W y la concentración de la incisión vertical en la parte E del cauce. Esto dio lugar a la reducción de la anchura del cauce en 2012 hasta los 2 m, similar a la registrada en PMG1en esa misma fecha, y una excavación vertical del mismo cercana a 1 m respecto al lecho de 2011.

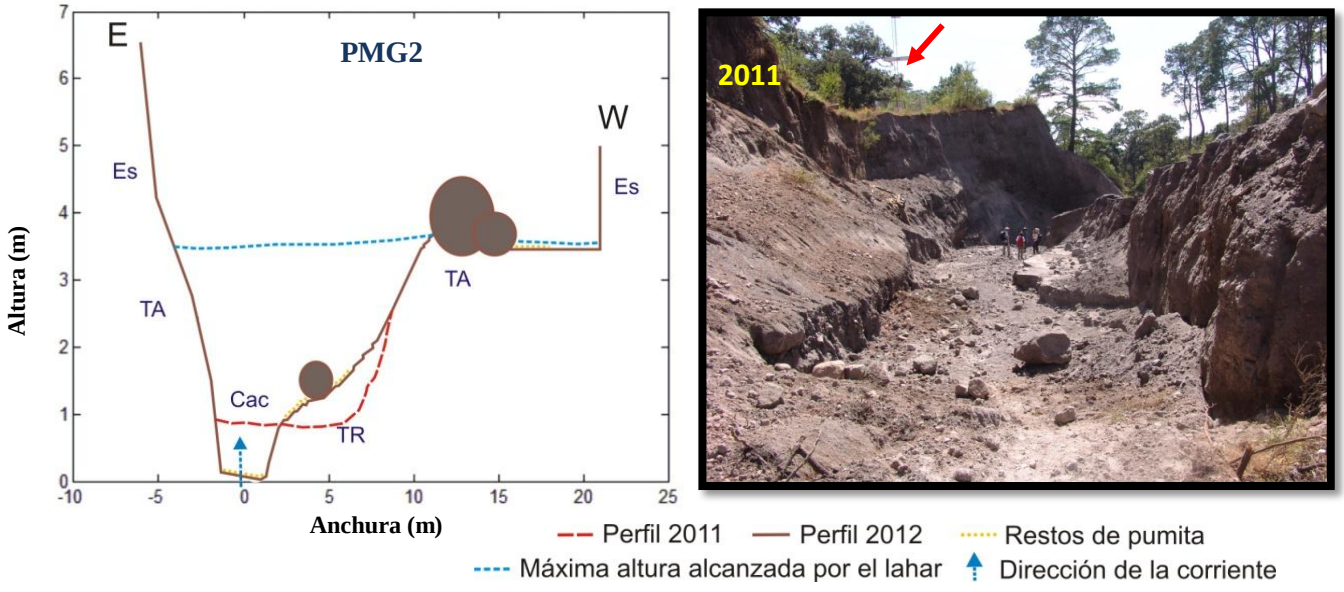


Fig.94. Sección transversal PMG2 de la barranca de Montegrande y su imagen en 2011,. *Leyenda: Es: escarpe, TA: terraza antigua, TR: terraza reciente y CAc: Cauce actual.*

La altura máxima alcanzada por los lahares de 2012 en este punto ascendió a los 3,5 m y supuso la formación de terrazas recientes discontinuas, especialmente en la margen W del cauce, que se corresponden con el lecho del canal principal de 2011.

La mayor parte de los bloques angulares se integraban en la matriz de las terrazas antiguas, mientras que los restos de material vesicular se localizaban en la parte superior de las mismas.

PMG3: En 2011 apenas se observaron restos del sistema de terrazas antiguas que caracterizó a este punto del recorrido en el pasado. Únicamente se encontraron vestigios discontinuos de ellas en la margen W del cauce, donde además se ubicaba una terraza reciente (fig.95).

En 2012 la terraza reciente observada en 2011 se erosionó totalmente y se sustituyó por un pequeño depósito reciente denominado TR1y un talud, donde se acumulaban bloques de hasta 1m de diámetro.

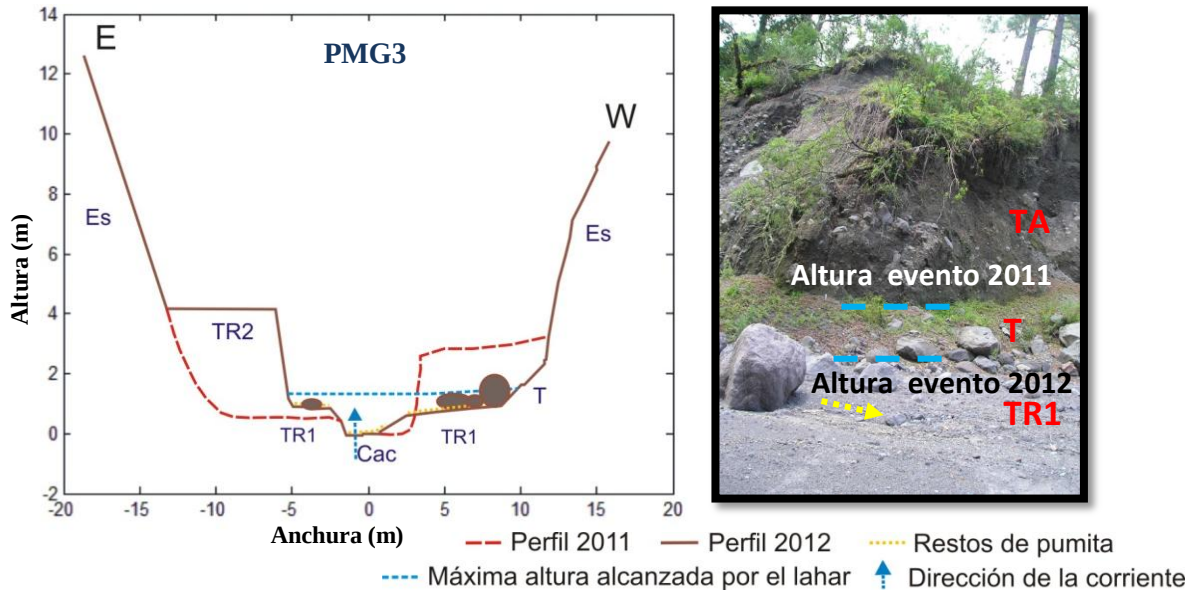


Fig.95. Sección transversal PMG3 de la barranca de Montegrande e imagen del margen W en 2012.
Leyenda: Es: escarpe, T: talud, TA: terraza antigua, TR: terraza reciente y CAc: Cauce actual.



Fig.96. Imágenes de la sección transversal PMG3 de la barranca de Montegrande en 2011 y 2012.

Por el contrario, en el margen E del trazado en 2012 se acumuló material, dando lugar a dos depósitos en forma de terraza, TR1 y TR2, que no existían previamente en 2011 (fig.96). Resultado del proceso de erosión/sedimentación en el interior de la barranca en 2012, se produjo un aumento de la sinuosidad del trazado.

La anchura de la zona de inundación de PMG3 en 2012 fue de 17 m y la cota máxima alcanzada de 3m.

PMG4: En 2012 la erosión produjo un encajamiento cercano a 1 m de profundidad del cauce con respecto al del 2011. La anchura del área de inundación en este punto se redujo hasta los 8 m respecto al PMG3, y provocó que los lahares de 2012 alcanzasen una altura máxima de 3 m, 2 m partiendo de la situación del cauce en 2011.

Como resultado de los eventos de 2012, aparecieron algunos bloques redondeados de diámetro inferior a 1 m sobre los depósitos recientes a ambos márgenes del cauce. El pequeño remanente de terrazas antiguas situado en la margen E no fue afectado (fig.97).

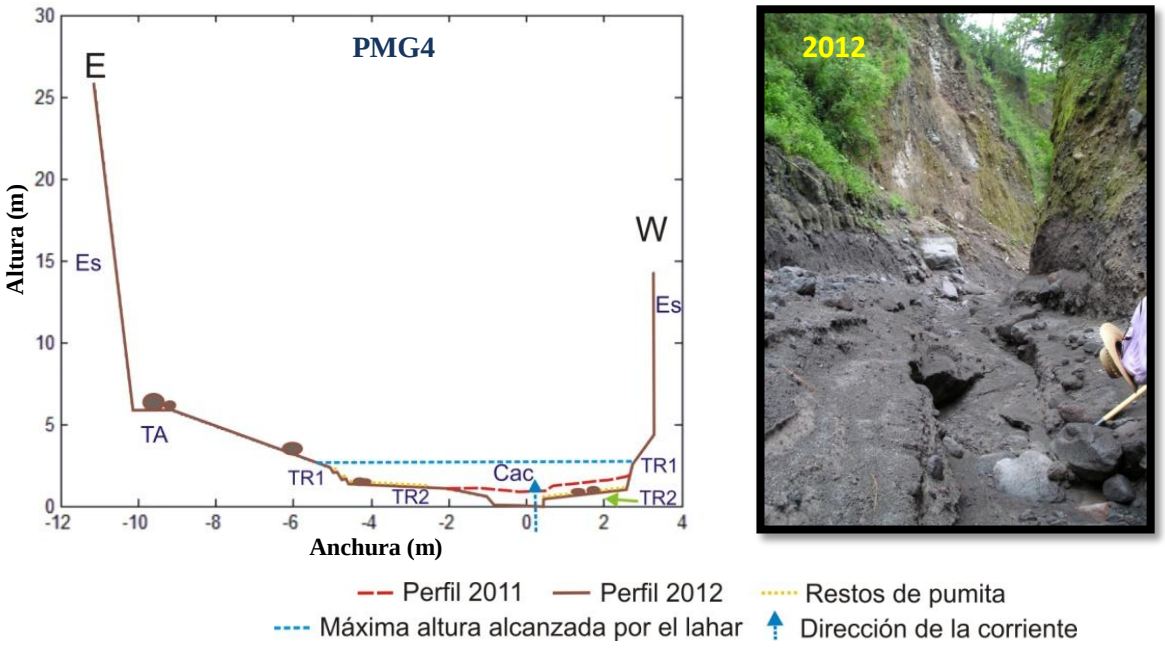


Fig.97. Sección transversal PMG4 de la barranca de Montegrande e imagen aguas abajo en 2012.
Leyenda: Es: escarpe, TA: terraza antigua, TR: terraza reciente y CAc: Cauce actual.

PMG5: En este punto no se observaron restos de ningún sistema de terrazas antiguas, ni en 2011 ni en 2012.

A diferencia de lo observado en los perfiles anteriores, durante 2012 en este punto predominó la sedimentación y relleno del cauce de 2011 con 0,8 m de material.

La desestabilización del escarpe situado al E y el talud en el W, unido a la carga sedimentaria trasportada por los lahares en 2012, produjo la incorporación al cauce, y posterior arrastre, de parte del material fino y bloques que en 2011 formaban parte de las terrazas

recientes. Esto generó un aumento de la sinuosidad del trazado, la reducción de su anchura hasta los 4,5 m y la probable formación de represamientos durante el lahar de 2012 (fig.98).

La máxima altura de los eventos de 2012 en este punto fue de 1 m y la máxima extensión lateral alcanzada por ellos de 7m.

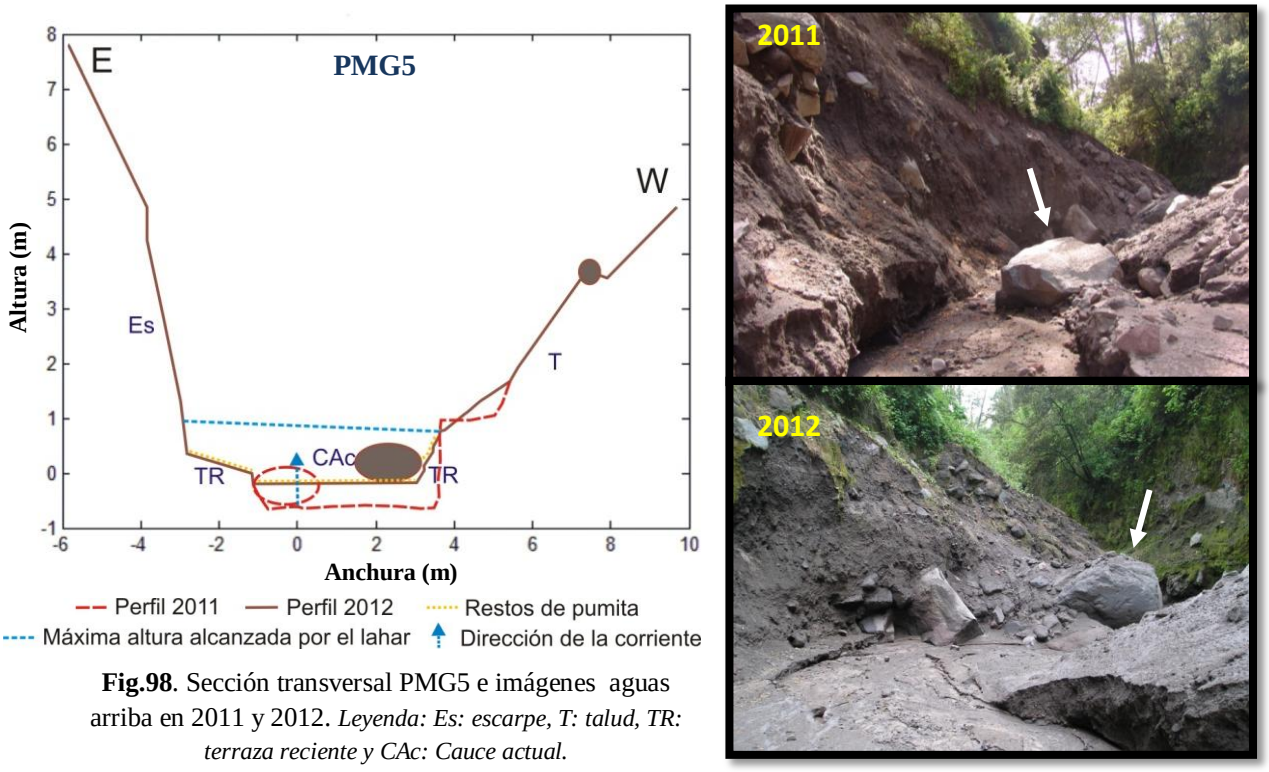


Fig.98. Sección transversal PMG5 e imágenes aguas arriba en 2011 y 2012. *Leyenda: Es: escarpe, T: talud, TR: terraza reciente y CAc: Cauce actual.*

PMG6: En 2012 se produjo una acumulación de material en forma de talud que invadió la parte W del cauce como consecuencia de la desestabilización del escarpe situado en ese margen. Esto provocó una la reducción de la anchura del cauce respecto de la situación de 2011, hasta los 2 m (fig. 99 y 100).

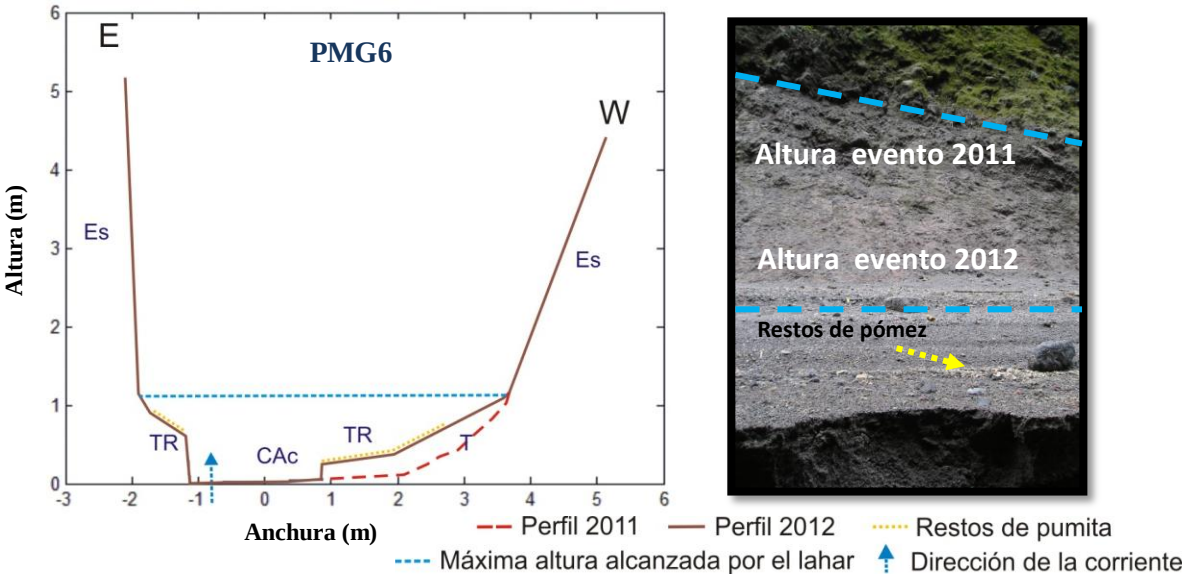


Fig.99. Sección transversal PMG6 de la barranca de Montegrande y vista del margen W. *Leyenda: Es: escarpe, T: talud, TR: terraza reciente y CAc: Cauce actual.*

En este punto no se encontraron vestigios de terrazas antiguas.

Durante el trabajo de campo de 2012 se observaron marcas del paso de los lahares y material vesiculado (pómez) hasta una altura de 1 m (fig.100).



Fig.100. Imágenes del punto PMG6 aguas abajo, en 2011 y 2012 respectivamente.

PMG7: En este punto del recorrido la barranca se encauzó a través de depósitos laháricos recientes, que incluían grandes bloques y generaban un trazado muy sinuoso de 3 m de anchura.

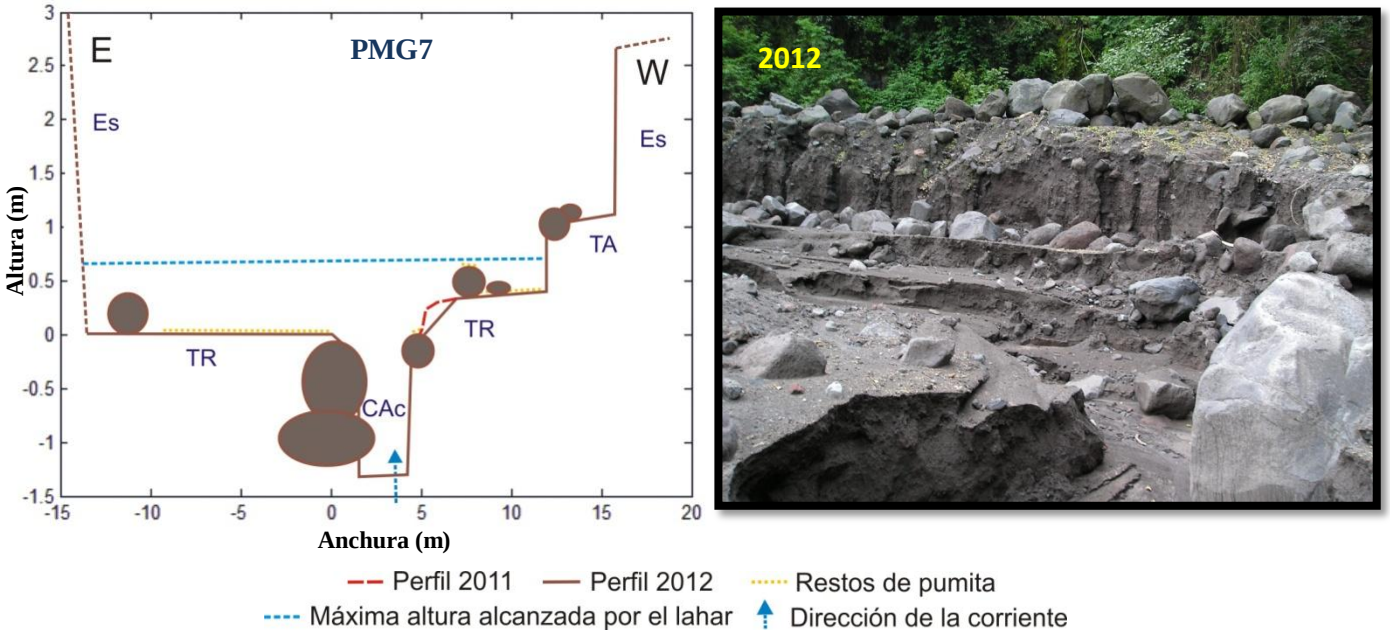


Fig.101. Sección transversal PMG7 de la barranca de Montegrande e imagen de 2012 de las terrazas coronadas por clastos en el margen E 5m aguas arriba de PMG7 . *Leyenda: Es: escarpe, TA: terraza antigua TR: terraza reciente y CAc: Cauce actual.*

Los eventos de 2012 apenas variaron la situación de 2011. La única modificación observada fue el aumento de la fracción arenosa entre los clastos de gran tamaño del margen E y el cauce, lo que supuso una nivelación del mismo con un depósito de apenas 5 cm, así como la

aparición de nuevos clastos de tamaño medio (diámetro cercano a 1 m), que coronaban las terrazas recientes y antiguas (fig.101 y 102).



Fig.102. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG7, en 2011 y 2012 respectivamente.

La estimación de la cota máxima alcanzada en este punto por los lahares fue de 1,75 m aproximadamente.

PMG9: En este punto el cauce se canalizó a través de un sistema de terrazas antiguas coronadas por bloques de tamaño medio (especialmente el margen E), desprovistas en su mayor parte de vegetación, como consecuencia de la frecuente afección por lahares (fig.103).

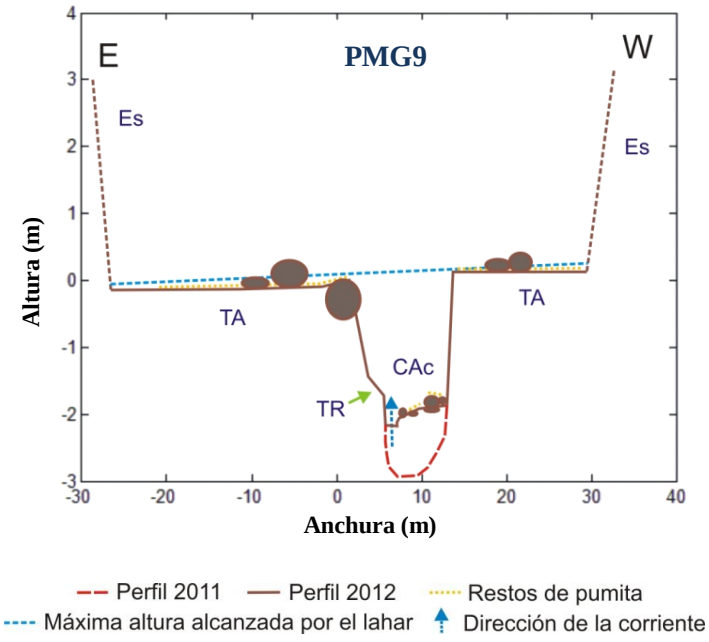




Fig.103. Sección transversal PMG9 e imágenes aguas abajo en 2011 y 2012. *Leyenda: Es: escarpe, TA: terraza antigua, TR: terraza reciente y CAc: Cauce actual.*

La anchura del cauce se mantuvo durante el año de estudio cercana a los 5m. En 2012 la sedimentación produjo el aterramiento del cauce de 2011 con cerca de 1 m de clastos de tamaño medio y arena.

La máxima altura que alcanzaron los lahares de 2012 en este punto fue de 2 m. Para su cálculo se tuvo en cuenta la presencia de pumita y la recolonización vegetal.

PMG10: El cauce en este punto se canalizó a través de un sistema de terrazas recientes localizadas a ambos lados del mismo, de 50 m de extensión, lo que incrementó la zona de máxima inundación.

En relación con la situación observada en 2011, y en especial con la de 2009, el cauce principal en 2012 se desplazó hacia el W. Además se produjo el aterramiento del mismo (cercano a 2 m) por bloques de grandes dimensiones (> 1m de diámetro) intercalados con barras de arena en la parte central, lo que produjo la aparición de diversos canales secundarios (fig.104).

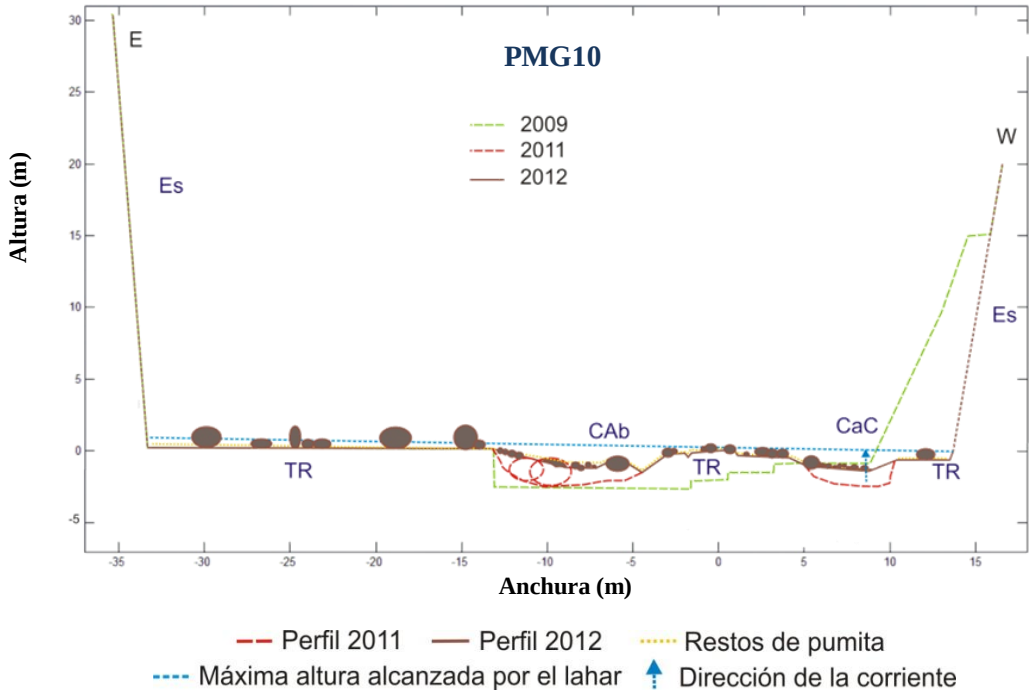


Fig.104. Sección transversal PMG10 de la barranca de Montegrande donde se incluyen los perfiles de 2009, 2011 y 2012. *Leyenda: Es: escarpe, TR: terraza reciente, CAb: Cauce abandonado y CAc: Cauce actual.*

También aumentó considerablemente la cantidad de bloques en la parte alta de las terrazas recientes con respecto a lo observado en 2011 (fig.105), lo que permitió establecer en 2,5 m la máxima altura alcanzada por los lahares en 2012.

Los restos de pómez se concentraron especialmente en la parte central del cauce, ligeramente más elevada.



Fig.105. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG10, en 2011 y 2012.

PMG11: Al igual que en PMG10, el cauce de la barranca se canalizó a través de depósitos recientes, pero en este caso se observó que se encontraban enmarcados por un sistema de terrazas antiguas fuertemente vegetadas. El encajamiento del cauce en este punto fue de 3 m de altura por 8 m de anchura en 2012. La anchura del área de máxima inundación en este punto fue de 40 m.

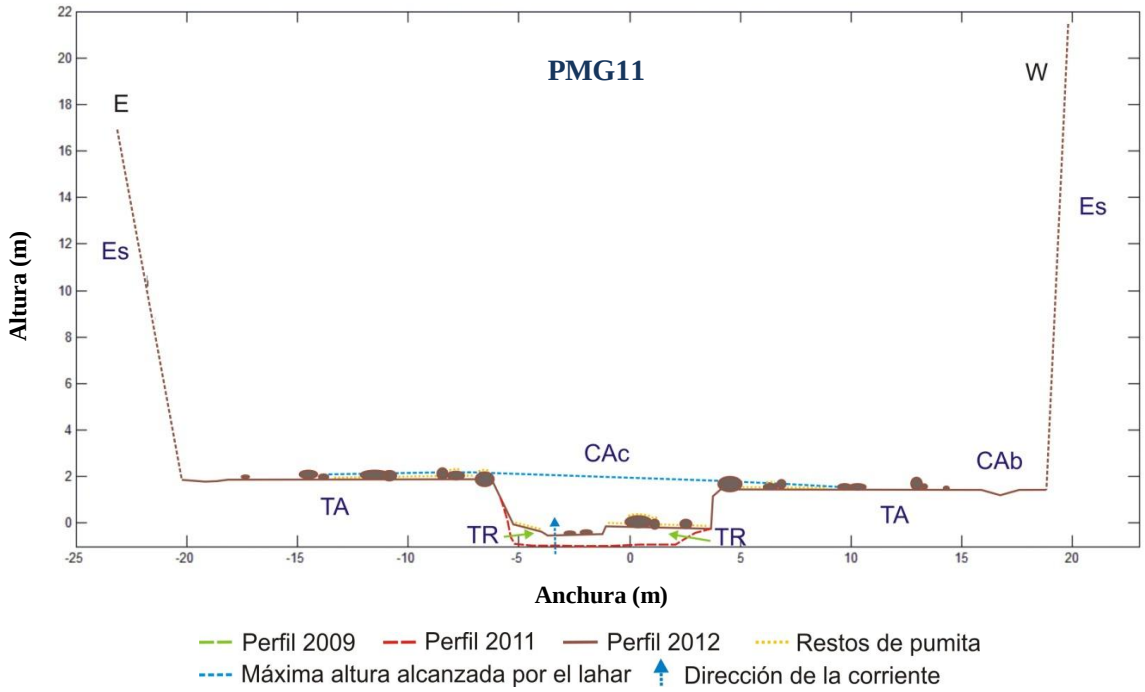


Fig.106. Secciones transversales PMG11 de la barranca de Montegrande. *Leyenda: Es: escarpe, TA: terraza antigua, TR: terraza reciente, CAb:Cauce abandonado y CAc: Cauce actual.*

El perfil de la figura 106 se corresponde únicamente con el análisis del punto PMG11, aunque cabe destacar que en esta zona se produjeron grandes cambios geomorfológicos durante 2012. Pese a la diferencia de ángulo y posición desde la que se tomaron las imágenes, en la figura 107 se observa el dinamismo que caracterizó a este tramo.



Fig.107. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG11, en 2011 y 2012. La flecha blanca indica el árbol tomado como referencia.

En 2012 la parte central del cauce poseía mayor cantidad de saltos o pequeñas cascadas, que en 2011. Esto se debió a la desigual afección de los procesos de erosión/sedimentación en las unidades que formaban el lecho, aunque en general se produjo el aterramiento del mismo con cerca de 1 m de material fino y clastos de tamaño medio.

En 2012, los depósitos recientes estaban cubiertos con gran cantidad de acículas, caídas de los pinos que crecían sobre los depósitos antiguos. Además contenían clastos redondeados, de menor tamaño que en PMG10, en una matriz fundamentalmente arenosa (fig.107).

En la terraza antigua situada al W del cauce principal, en 2012 y 2011 se ubicó un antiguo cauce abandonado.

Por último, se estimó que en este punto los eventos en 2012 llegaron a alcanzar los 2,5 m de altura.

PMG13: Este punto se ubicó en una zona del trazado caracterizada por su gran sinuosidad, por lo que se redujo el área de máxima inundación, y se estrechó el cauce de la barranca hasta los 5 m (fig.108).

El trazado de la barranca atravesaba un sistema de terrazas antiguo, que se dividió en dos épocas, TA1 y TA2, como resultado del diferente grado de desarrollo de la vegetación. En TA1 crecían formaciones vegetales representativas del bosque mesófilo de montaña, y en TA2 la vegetación era herbácea o inexistente (fig.109).

Precisamente el material procedente de la desestabilización de las terrazas antiguas situadas en el margen E, donde aparecían bloques redondeados de tamaño medio y grande (diámetro de 1 m y > 1 m), se consideró el responsable del aterramiento del cauce de la barranca con cerca de 70 cm de material. Este proceso se venía produciendo al menos desde 2009 (fig.108).

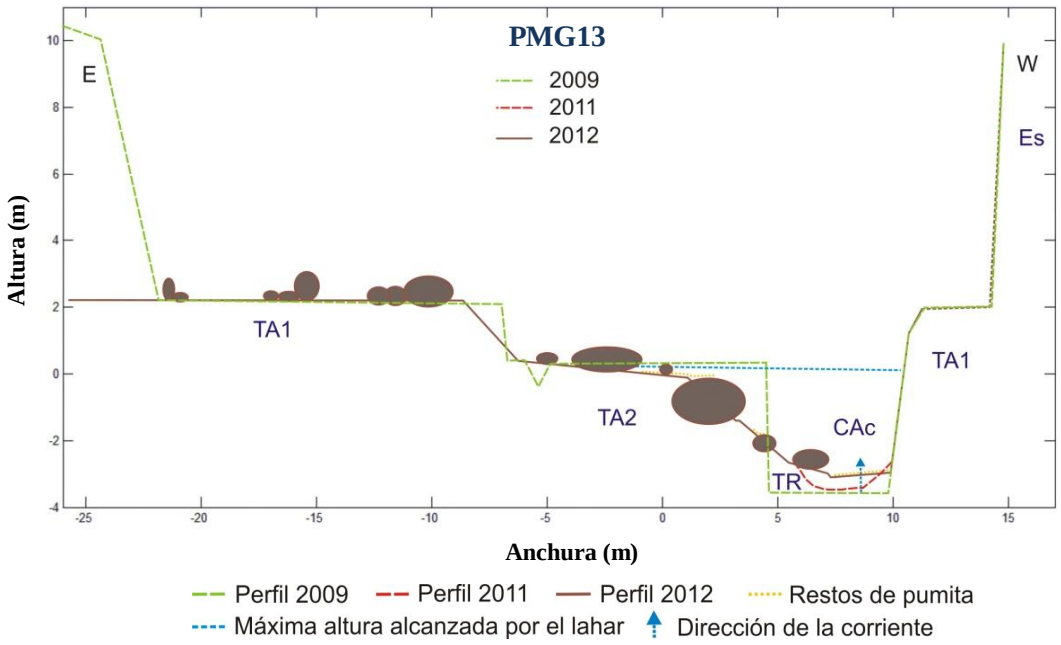


Fig.108. Secciones transversales PMG13 de la barranca de Montegrande. *Leyenda: Es: escarpe, TA: terraza antigua, TR: terraza reciente y CAc: Cauce actual*.



Fig.109. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG13, en 2011 y 2012.

Según el movimiento de los bloques y los restos de pumita observados, así como por la ausencia de vegetación, se estimó que la altura de los lahares en 2012 llegó a cubrir la TA2, alcanzando una altura máxima cercana a los 2 m.

PMG14: En 2012, resultado de la ligera erosión observada en la terraza antigua situada al E (fig.110), y del relleno de la margen W, la anchura del cauce en este punto fue de 8m. Este valor fue ligeramente superior al registrado en 2011 y 2009.

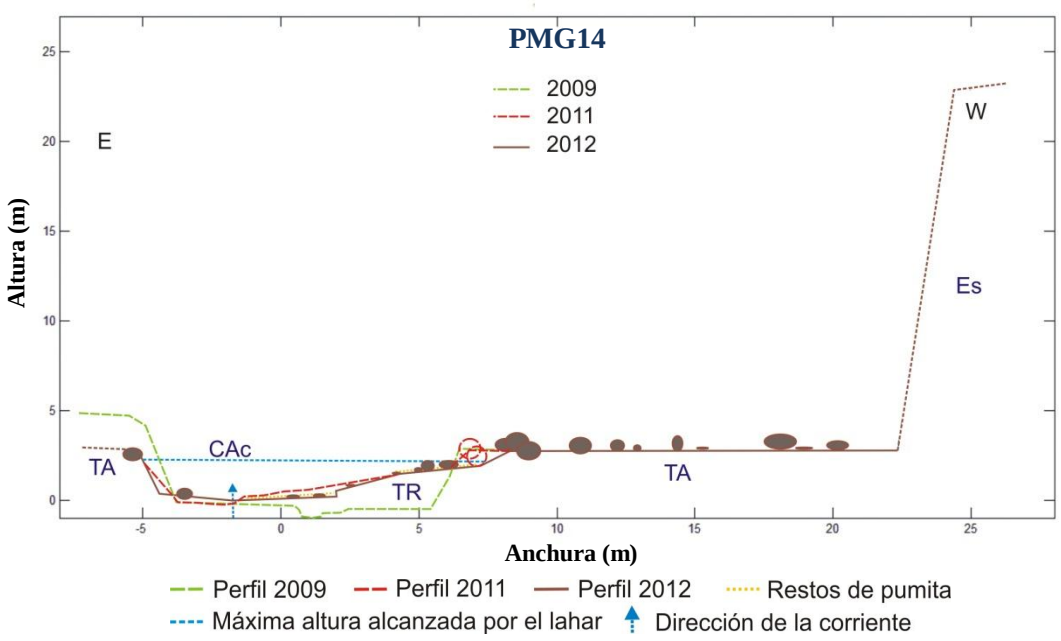


Fig.110. Secciones transversales PMG14 de la barranca de Montegrande. *Leyenda: Es: escarpe, TA: terraza antigua, TR: terraza reciente y CAc: Cauce actual.*

Las mayores variaciones se registraron respecto de la ubicación del trazado en 2009, situado más al W de la posición en 2011 y 2012.

Como se observa en la fig.111, a penas se produjo variación geomorfológica en el interior de la barranca de 2011 a 2012, salvo por la reducción del levée rocoso de la parte superior de la terraza antigua W y la formación de un pequeño depósito de apenas 10 cm en la E.



Fig.111. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG14, en 2011 y 2012.

Se estimó que la máxima altura alcanzada por los lahares en 2012, fue en torno a los 3,5 m. Para su cálculo se atendió a la desaparición de parte del levé rocoso situado al W en 2011, así como la presencia de restos de pómez y material vegetal como ramas en 2012.

PMG15: En 2012 este punto se vio afectado por una compleja dinámica erosivo/sedimentaria, que produjo una intensa erosión de las terrazas recientes presentes en 2011, llegando incluso a desaparecer en algunos puntos.

Este hecho pudo estar relacionado con la posible formación de un represamiento natural en la zona señalada en las imágenes de la figura 114, lo que produjo la retención del lahar hasta alcanzar una cota cercana a los 2-2,5 m, y la posterior rotura de la misma.

Como consecuencia de la rotura, el lahar arrastró todo el material previamente acumulado en la zona, como las terrazas recientes presentes en 2011, y lo incorporó a su carga sedimentaria, dejando en su lugar un trazado plano y menos sinuoso respecto a la situación en 2011.

La máxima extensión lateral que alcanzó la inundación como consecuencia del represamiento fue de 22 m, aunque este valor disminuía hasta los 10 m conforme se alejaba del punto donde se estimó que pudo ubicarse la obturación del cauce.

La altura alcanzada por el lahar 20112L, posteriormente a la rotura del represamiento, fue de 1m.

Para caracterizar adecuadamente un tramo tan complejo se trazaron dos perfiles representativos (fig.112 y 113). El primero de ellos, fig.112, fue el más cercano a la zona donde se cree que se ubicó el represamiento. En él se produjo prácticamente la total desaparición de las terrazas recientes observadas en 2011, lo que generó un cauce principal prácticamente plano. En las terrazas que se conservaron, fundamentalmente antiguas, se observó multitud de bloques de tamaño medio y canales laterales que posteriormente fueron abandonados por el flujo.

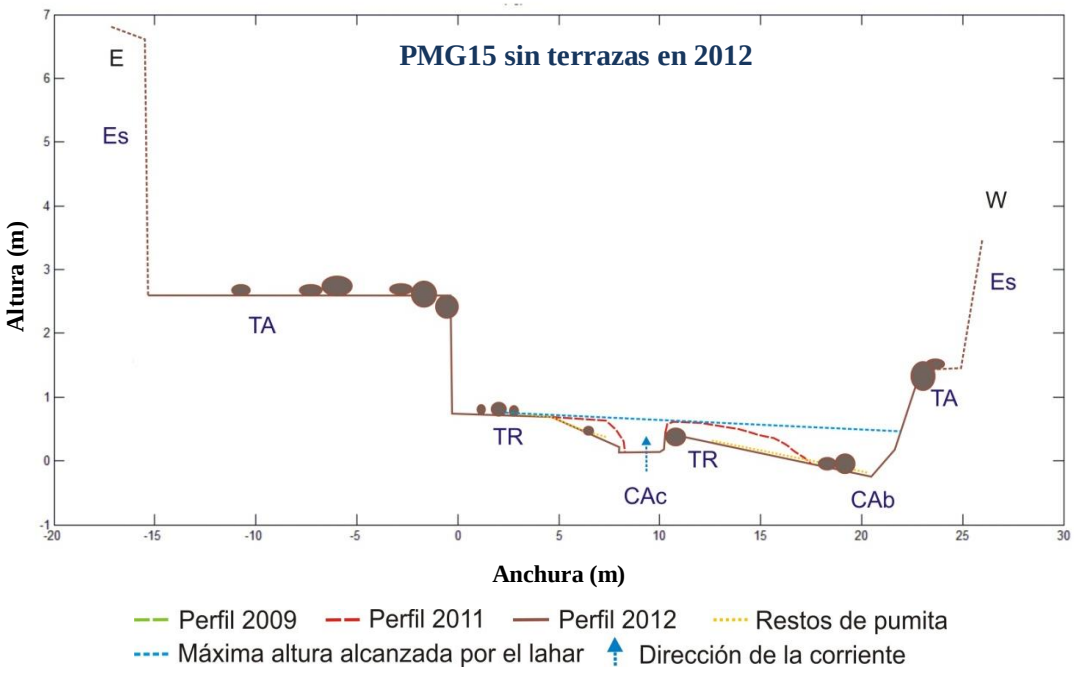


Fig.112. Sección transversal PMG15 sin terrazas de 2012, de la barranca de Montegrande. *Leyenda: Es: escarpe, TA: terraza antigua, TR: terraza reciente, CAb: Cauce abandonado y CAc: Cauce actual.*

Por su parte, 5 m aguas arriba del perfil anterior, si que se observaron remanentes de las terrazas recientes observadas en 2011 (fig.113). En este punto los bloques coronaban únicamente los depósitos recientes, que en su mayor parte habían sobrevivido al supuesto represamiento, y por tanto sirvieron para estimar la altura alcanzada por el flujo.

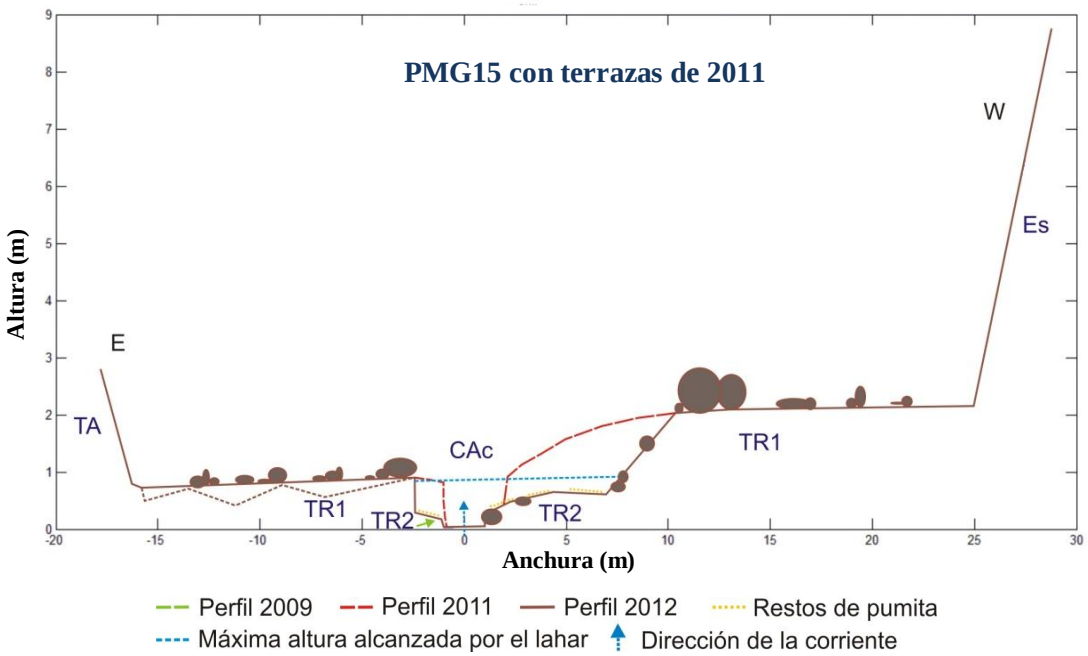


Fig.113. Sección transversal PMG15 con terrazas recientes de 2012, de la barranca de Montegrande.
Leyenda: Es: escarpe, TA: terraza antigua, TR: terraza reciente y CAc: Cauce actual.



Fig.114. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG15, en 2011 y 2012.

PMG16: Este fue el último punto de nuestro estudio estrictamente canalizado a través de depósitos de terrazas antiguas a ambos lados del cauce.

La anchura del cauce en 2012 fue de 4,5 m y su altura se incrementó en torno a 1 m respecto de la situación de 2011. El aterramiento del cauce por parte de los lahares de 2012 provocó la nivelación del mismo con la terraza reciente situada al E, donde aparecían castos redondeados de diámetro inferior a 1 m (fig.116).

En la margen W también se observó una terraza reciente, aunque estaba parcialmente cubierta con un talud resultado de la desestabilización del escarpe de la terraza antigua situada por encima (fig.115).

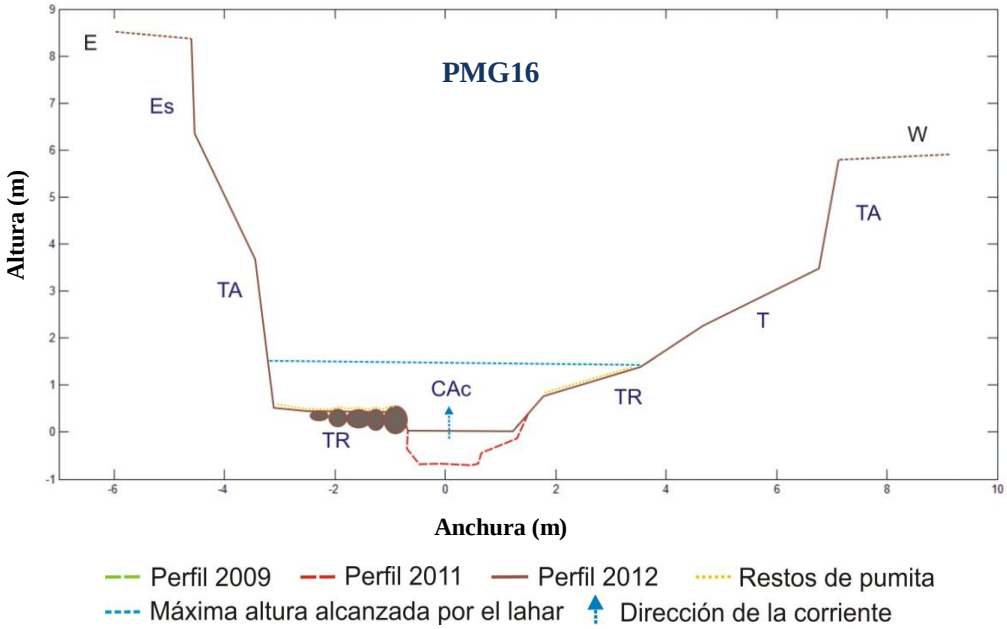


Fig.115. Sección transversal PMG16 de la barranca de Montegrande. *Leyenda: Es: escarpe, TA: terraza antigua, TR: terraza reciente, T: talud y CAc: Cauce actual.*

La altura máxima alcanzada por los eventos se estimó en 1,5 m desde la cota del cauce en 2012, 2,5 m respecto de la de 2011.



Fig.116. Imágenes del interior de la barranca aguas abajo del punto PMG16, en 2011 y 2012.

PMG17: Este punto se ubicó tras la apertura del cauce, en una zona caracterizada por la dispersión de la carga de los lahares en forma de abanicos de 100 m de anchura aproximadamente.

Pese a la formación de extensos abanicos en este punto, los lahares excavaron un cauce principal a través de los depósitos de eventos previos, cuyas dimensiones en 2012 fue inferior a los 2 m de altura y 10 m de anchura.

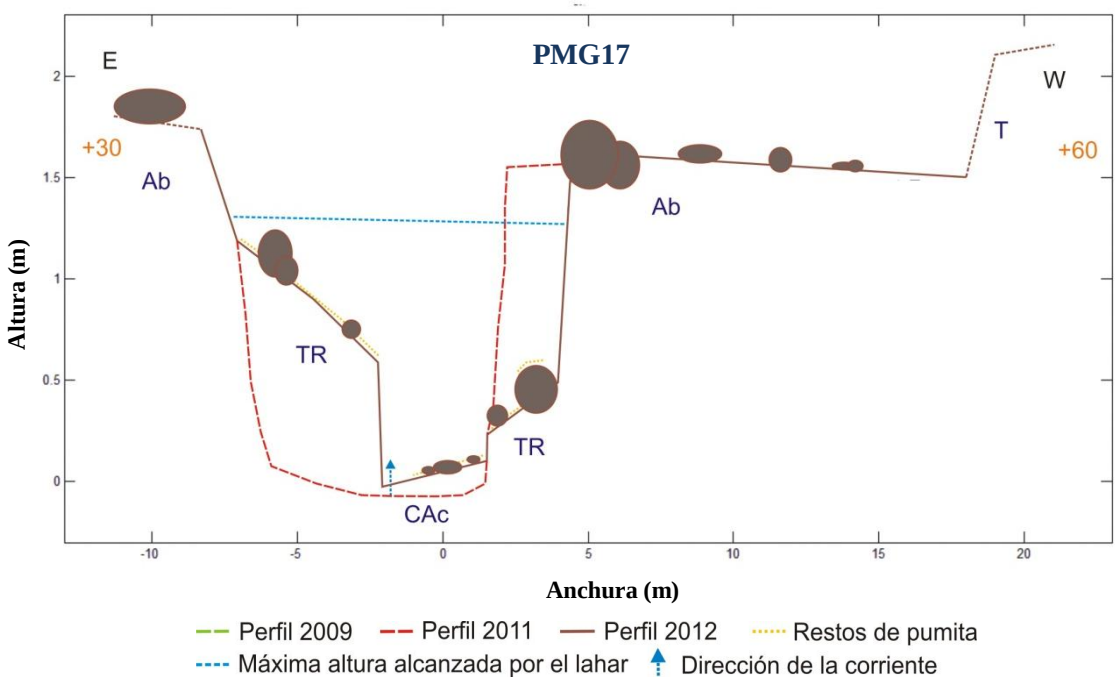


Fig.117. Sección transversal PMG17de la barranca de Montegrande. *Leyenda: T: talud, TR: terraza reciente, CAc: Cauce actual, y Ab:abanico*

La dinámica del interior del cauce principal en 2012 se caracterizó por englobar dos comportamientos contrapuestos simultáneamente. En el margen E se produjo el relleno del cauce respecto de la situación de 2011, con aproximadamente 1m de material, mientras que en el W se erosionó la terraza formada por depósitos previos en forma de abanico (fig.117).



Fig.118. Imágenes de la apertura de la barranca de Montegrande en forma de abanicos aguas abajo del punto PMG17, en 2011 y 2012.

La altura máxima de los lahares de 2012 en esta zona fue de 1,5 m según los restos de pómez encontrados.

B) Análisis de los depósitos del lahar del 15 de septiembre de 2012

El *lahar del 15 de septiembre de 2012* se inició en la barranca de Montegrande a las 17:35 hora local, como consecuencia de una tormenta que llegó a alcanzar picos de lluvia de hasta 95 mm/h. Vázquez et al. (2014) establecieron como velocidad media del evento 3 m/s, con un pico de descarga de 90 m^3/s y un volumen total de 162.000 m^3. Esto supuso la ruptura de los represamientos naturales generados el año anterior por la tormenta tropical Jova.

Para la realización de este trabajo se participó en un equipo compuesto por miembros de la UNAM y la UCOL, bajo la dirección de la Dra. Lucía Capra. El reconocimiento de la barranca se inició el 17 de septiembre de 2012, 2 días después del evento lahárico, lo que permitió tener acceso directo a los depósitos generados, sin apenas alteraciones. La ejecución del trabajo duró 4 días.

Para complementar la información anterior, se analizaron las imágenes de la cámara de monitorización visual del evento en cuestión, situada en la estación de detección de lahares, ubicada a la altura de PMG2.

El frente del flujo del *lahar del 15 de septiembre* se caracterizó por transportar gran cantidad de bloques (50-70 cm de diámetro) en régimen turbulento, lo que ocasionó una gran actividad erosiva en la zona central del cauce a la altura de PMG2 (fig.119). En este punto, la diferencia de altura del lecho del cauce entre la situación inicial y la obtenida tras el lahar fue cercana a 1 metro (80cm).

Gracias a la secuencia de imágenes de este evento, obtenidas con la cámara de monitorización visual de la estación integral de detección de lahares Montegrande 1(19°27'40,18"N 103°37'13,16"W), se analizó con precisión los cambios producidos por este lahar en la morfología interna de la barranca, cruzándolos con las observaciones realizadas en campo.

En el punto PMG2, el frente del flujo alcanzó una altura de 1,5 m (fig.119 A) y se diferenciaron 3 pulsos consecutivos durante su movimiento (fig.119 B, C y D). En este punto, los pulsos se canalizaron por el cauce y alcanzaron los 3,5 m de altura, como se ha comentado anteriormente en la descripción de los perfiles. Los depósitos generados por los pulsos grabados en video, se identificaron posteriormente en campo el día 17 de septiembre conforme se recoge a continuación (fig.119 F).

El depósito generado por el primer pulso consistió en una unidad masiva de gravas y arenas de 40 cm, coronada por una capa de limo de 2cm de grosor. Esta unidad limosa se asoció a la mayor dilución de la cola del flujo.

La unidad depositada por el segundo pulso fue más arenosa, y alcanzó los 10 cm de grosor. Al igual que en el caso anterior esta unidad soporta una fina capa de limo de aproximadamente 1cm, resultado de la mayor dilución del material de la cola del segundo pulso.

Por último, el depósito formado por el tercer pulso fue de composición masiva (gravas y arenas) de 27 cm de espesor.



Fig.119. Secuencia de imágenes del lahar de 15 de septiembre de 2012 donde se muestra **A)** el frente del flujo, **B), C)** y **D)** los 3 pulsos que lo caracterizan y **E)** y **F)** las modificaciones resultantes en el interior de Montegrande. **E)** se corresponde con la imagen obtenida inmediatamente después del paso del lahar, a las 18:42 el día 15 de septiembre de 2012 y **F)** con la situación observada durante el trabajo de campo del día 17 del mismo mes. Video cedido por la Dra. Lucía Capra.

Según el análisis de las unidades anteriores, se consideró que el frente del lahar del 15 de septiembre fue un flujo de derrubios, al que le siguió el cuerpo principal del lahar, formado por 3 oleadas o pulsos más diluidos en forma de flujos hiperconcentrados, especialmente el segundo de ellos.

Esta diferenciación de unidades no se mantuvo aguas abajo (a partir de PMG5), lo que podría significar que en algún punto intermedio ambos pulsos se unieron y dieron lugar a un único lahar (fig.120).

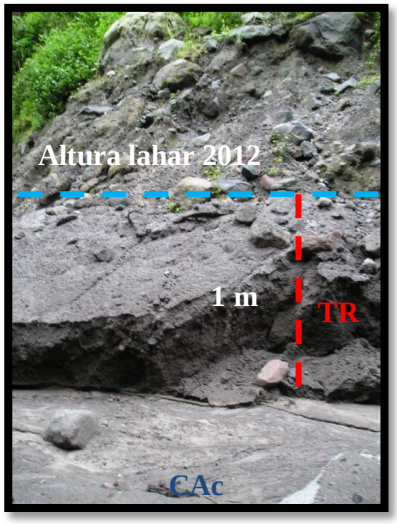


Fig.120. Imagen del depósito reciente generado por el lahar de 15 de septiembre de 2012 en PMG5. Margen W del cauce. *Leyenda: CAc: Cauce actual y TR: terraza reciente.*

Esta unión de los pulsos pudo estar relacionada con la formación y ruptura de los represamientos naturales presentes en el cauce durante 2012. La existencia de estos obstáculos se verificó en diversos puntos del trazado, pudiendo destacar como tramos especialmente sensibles a su formación el comprendido entre PMG2 y PMG5 (fig.121), así como el de PMG14 y PMG15.



Fig.121.Imagen del represamiento natural generado en Montegrande en 2012. Punto intermedio entre PMG4 y PMG5.

El valor medio de altura alcanzado por el lahar en su parte canalizada fue de 2,2 m y de su depósito de 0,65 m. Tras la apertura de la barranca a la altura de PMG17, y la consecuente dispersión en forma de abanico de la carga del lahar, la altura del evento se redujo hasta los 1,2 m y su depósito a los 2,5 cm de espesor.

La tabla 24 recoge la evolución de las dimensiones del lahar de 15 de septiembre de 2012 (2012L) conforme a lo descrito previamente para cada perfil. La máxima extensión lateral del cauce hace referencia a la anchura del lecho principal de la barranca, mientras que la máxima extensión del lahar se refiere a la anchura de la zona de máxima inundación alcanzada por el evento 2012L.

Tabla 24. Valores de máxima extensión y altura observados durante el periodo 2011-2012 en la barranca de Montegrande.

	Máxima extensión lateral (m)			Máxima altura alcanzada por el lahar 2012L (m)	Máxima altura alcanzada por el depósito del lahar 2012L (m)
	Del cauce		Del lahar 2012L		
	2011	2012			
PMG1	13	2	14	1,5	0,02
PMG2	9	2	28	3,5	0,8
PMG3	15	3	17	1	0,5
PMG4	6	6	8	3	0,5
PMG5	5	4,5	7	1	0,8
PMG6	3,5	2	6	1	0,4
PMG7	3	3	26	1,75	0,05
PMG9	5	5	58	2	1
PMG10	15	15	50	2,5	2
PMG11	7	8	40	2,5	1
PMG13	3	5	15	2	0,7
PMG14	5	8	13	3,5	0,01
PMG15	3	8	10/22	2,5/1	0,4
PMG16	1,5	4,5	7	2,5	1
PMG17	8	10	>100	1,5	0,025

Precisamente en PMG17, la excavación producida por el cauce principal en 2012 permitió la identificación de diversos depósitos situados en los márgenes del mismo.

En el margen W se diferenciaron cuatro unidades (fig.122 a). La primera de ellas fue un depósito masivo con matriz arenosa (50%) con clastos angulosos y subangulosos, denominado ***A.*** La segunda un depósito formado por fragmentos de lava gris (oscura a clara) y rojiza más redondeados, con bloques grandes de 22 a 39 cm de diámetro embebidos en una matriz con gran cantidad de material orgánico (raíces), denominado ***B***. El tercer depósito, ***C***, de menor potencia, estaba formado por pequeños clastos redondeados. Sobre ***C*** se extendía la unidad ***D***, formada por grandes bloques de hasta 61 cm de diámetro procedentes del frente del flujo del *lahar de 15 de septiembre de 2012*, entre los que se extendía una fina capa de pómez de apenas 2cm de espesor.

El contacto entre ***A*** y ***B*** era concordante y no erosivo, fácilmente identificable gracias a la delgada banda limosa dejada por la cola del lahar ***A***, mientras que entre ***B*** y ***C*** el contacto era erosivo. En el caso de ***D*** el contacto con ***C*** no fue erosivo.

En la margen E del cauce se observaron únicamente tres unidades, lo que indicó una mayor turbulencia o erosión de los depósitos en esa zona (fig.122 c). La primera de ellas, denominada ***E***, estaba formada por un depósito masivo con abundante matriz arenosa (80%) y escasos líticos. La segunda, ***F,*** era una unidad de menor espesor, sin matriz, formada por bloques redondeados. Y la tercera, ***G,*** estaba formada por acumulación de pómez que se extendía lateralmente formando un abanico se escaso espesor (3 cm), y bloques de hasta 50 cm de diámetro situados en la zona más distal (fig.122 c).

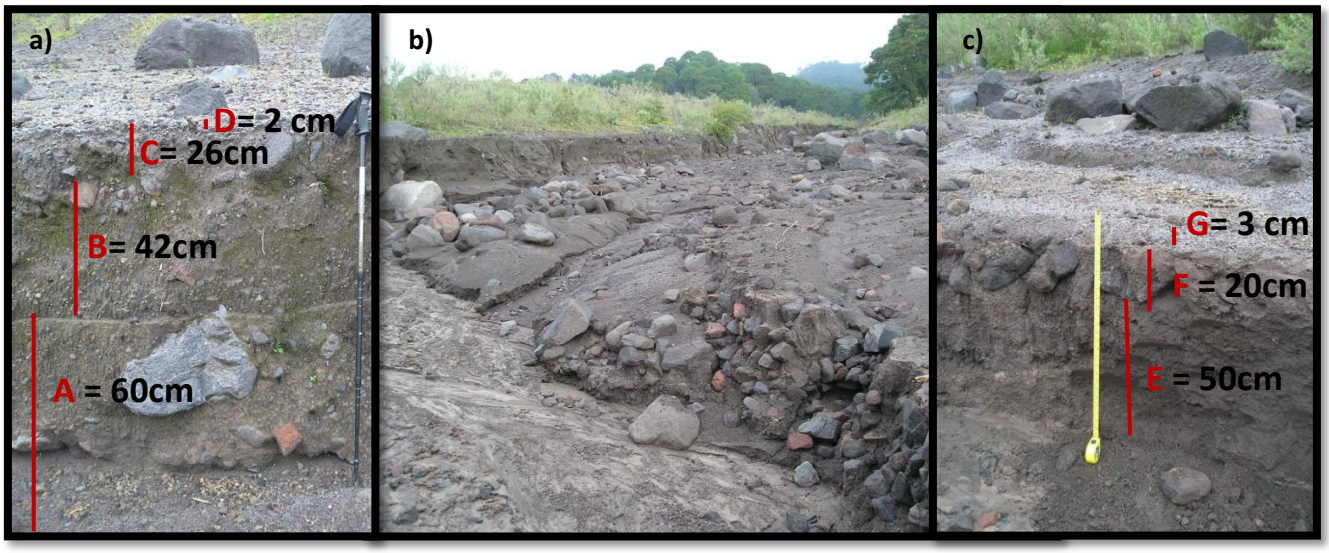


Fig.122. Tramo sedimentario en un abanico lahárico de la barranca de Montegrande, PMG17.**a)** Detalle de la margen W del cauce, **b)** detalle del interior del cauce y **c)** detalle de la margen E del cauce. *Leyenda: LR: Levée, TA: terraza antigua y TR: terraza reciente*

Según la composición y distribución de las unidades a ambos lados del cauce principal, se concluyó que las unidades ***D*** y ***G*** pertenecieron al *lahar de 15 de Septiembre de 2012*, mientras que las unidades ***C*** y ***E***, así como las ***A*** y ***D*** formaban parte respectivamente de otros dos eventos, aunque solo se pueden aventurar hipótesis al respecto.

C) Análisis de los volúmenes de los lahares en el periodo 2011-2012

A partir del tratamiento de los perfiles de 2011 y 2012 en Matlab, se calculó el volumen de material erosionado y sedimentado en el interior de la barranca de Montegrande para cada tramo de la misma, comprendido entre pares de perfiles consecutivos.

Para ello se creó un script en el que se solaparon los perfiles de las diferentes fechas, tomando como referencia los mismos puntos. Tras ello se aplicó la fórmula general para el cálculo del volumen en cuerpos irregulares a cada tramo comprendido entre pares de perfiles consecutivos. De esta manera se obtuvieron las formas geométricas tridimensionales de las zonas erosionadas y sedimentadas del interior del cauce entre cada par de perfiles.

Las estimaciones geométricas de éste análisis constituyen una primera aproximación (tabla 25), ya que para la delineación exacta de las mismas habrían sido necesarias la realización multitud de mediciones en forma de perfiles a lo largo del trazado de la barranca, así como la utilización de un método de cálculo volumétrico integral, cuyo nivel de precisión se encuentra fuera del alcance de este proyecto.

El volumen total erosionado en el periodo 2011-2012, desde PMG1 a PMG17, fue de 8. t/año, y el sedimentado de 15, t/año.

El intervalo donde mayor erosión se produjo en el periodo 2011-2012 fue entre PMG2 y PMG4, mientras que donde mayor sedimentación se observó fue de PMG10 a PMG13 (tabla 25).

Tabla 25. Valores de erosión y sedimentación estimados durante el periodo 2011-2012 en la barranca de Montegrande.

	Volumen erosionado (t)	Volumen sedimentado (t)
PMG1-PMG2	0,367	0,033
PMG2-PMG3	2,061	2,466
PMG3-PMG4	3,575	3,207
PMG4-PMG5	0,296	0,216
PMG5-PMG6	0,002	0,253
PMG6-PMG7	0,040	0,117
PMG7-PMG9	0,064	0,777
PMG9-PMG10	0	1,572
PMG10-PMG11	0	3,239
PMG11-PMG13	0,076	2,554
PMG13-PMG14	0,323	0,175
PMG14-PMG15 con terraza	0,545	0,023
PMG15con **-PMG15** sin terraza	0,029	0
PMG15 sin terraza **- PMG16**	0,452	0,065
PMG16-PMG17	0,269	0,552
TOTAL	**8,106**	**15,256**

El itinerario que cubre el estudio de los perfiles no abarcó, como se ha comentado con anterioridad, la cabecera de la barranca. Para completar el estudio de la dinámica erosivo/sedimentaria en el interior de Montegrande se combinaron los resultados anteriores con los valores calculados previamente con el modelo ArcGEoWEPP del apartado 4.3.

El punto de cierre considerado con ArcGeoWEPP fue PMG5, por lo que no se incorporaron los datos previos (PMG1a PMG5) obtenidos en este apartado al sumatorio, ya que estaban englobados en el análisis.

La erosión total producida en Montegrande durante el periodo 2011-2012, desde la cabecera hasta PMG17, fue de 749.586,2045 t/año en el interior del la barranca y 804.484,0045 t/año si se considera la pérdida de suelo en el canal y las laderas.

El volumen total de material sedimentado en ese mismo periodo fue de 579.105,13 t/año.

D) Análisis de los resultados

Como se desprende de los resultados obtenidos a lo largo de este capítulo, la distribución espacial de los procesos erosivo/sedimentarios en Montegrande no es aleatoria, si no que se concentra en determinados tramos del recorrido.

Atendiendo a la predominancia de un tipo de proceso u otro, se ha subdividido la barranca de Montegrande en 3 tramos de comportamiento; los tramos *erosivos*, los *sedimentarios* y otros en los que se produce una escasa variación morfológica (< 80 m^3), denominados *en equilibrio* (figura 123).



Fig.123. Tramos en los que se divide la barranca de Montegrande según la dinámica erosivo-sedimentaria del periodo 2011-2012.

En los tramos ***erosivos*** predominaron los procesos de incisión vertical y desestabilización de las paredes laterales, lo que generó en algunos puntos la formación de represamientos por grandes bloques donde se acumuló temporalmente el material. Esto supuso un incremento notable de la altura del *lahar de 15 de septiembre de 2012*, que llegó a alcanzar 3,5 m en algunos puntos (consultar tabla 24), e hizo desaparecer diversos sistemas de terrazas recientes tras su liberación.

En 2012 los tramos ***erosivos*** se localizaron fundamentalmente en la Zona Media Alta de Montegrande, entre PMG2 y PMG5, donde se producía la alternancia de zonas con grandes escarpes de lavas y terrazas laháricas antiguas (depósitos de 1913, 1954 y 1955), con formaciones arenosas más actuales en forma de terrazas recientes y taludes. Las formaciones antiguas poseían un importante desarrollo de la vegetación, lo que les aportaba estabilidad, mientras que las recientes estaban desprovistas de ella, aunque no es de extrañar por su carácter dinámico y efímero (fig.124).

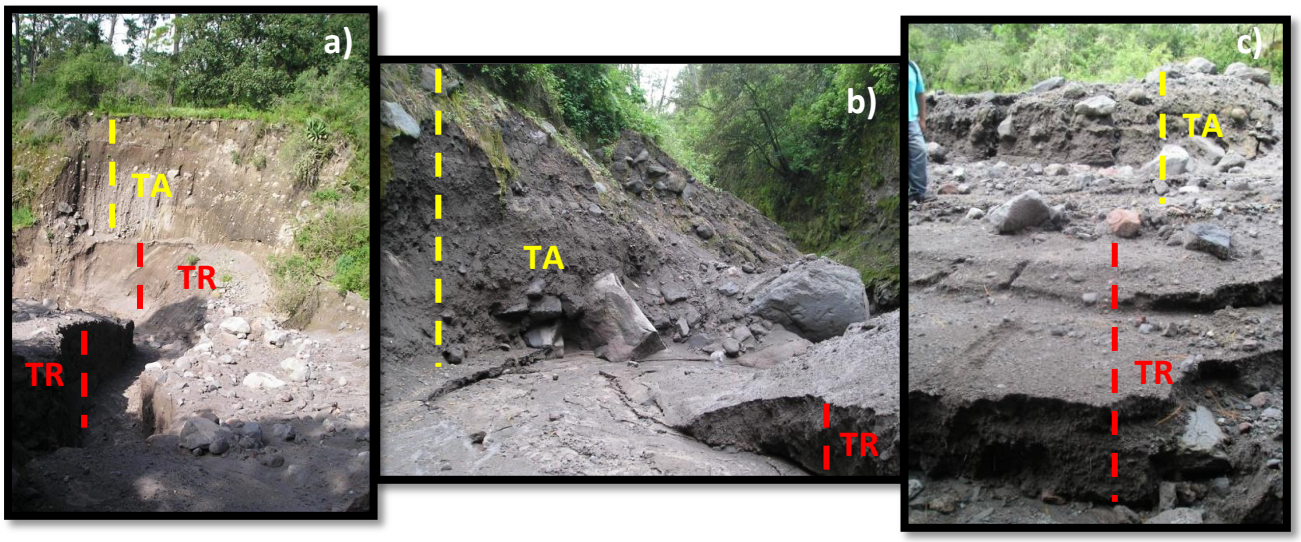


Fig.124. Tramo erosivo de la barranca de Montegrande. **a)** Terrazas laháricas en PMG2, **b)** talud de terraza antigua y depósito masivo reciente aguas abajo de PMG4 y **c)** detalle de depósitos masivos recientes y terrazas antiguas rocosas en el margen W de PMG2. *Leyenda: TA: terraza antigua y TR: terraza reciente.*

El material erosionado en los tramos *erosivos* viajó aguas abajo, dando lugar a la alternancia de procesos de erosión/sedimentación.

Las zonas donde no predominó ninguno de estos procesos, es decir donde las diferencias producidas por uno y otro fueron < 80 m^3, se consideraron tramos ***en equilibrio.*** Un ejemplo de ello fue PMG7, donde apenas se observaron modificaciones geomorfológicas, salvo el lavado de material fino del cauce y un ligero relleno del mismo.

En los tramos donde predominó la deposición de sedimentos frente a la erosión, denominados ***sedimentarios***, se produjo un relleno significativo del cauce. Los bloques más grandes y angulosos (> 1m de diámetro) se localizaron en las áreas inmediatamente posteriores a los tramos *erosivo*s de la Zona Media Alta y al inicio de la Zona Media Baja (fig.123). En el resto del trazado predominaron bloques de tamaño medio. En el caso del lahar de 15 de septiembre de 2012, el transporte de bloques de 50-70 cm de diámetro, y su deposición en la parte superior de los sistemas de terrazas, se asoció al frente turbulento que caracterizó al flujo.

Otro hecho característico de los tramos *sedimentarios* fue la formación de extensos sistemas de terrazas canalizados a través de terrazas antiguas previas o recientes, lo que provocó un aumento de la sinuosidad del trazado y levées laterales (fig.125).

En la zona del piedemonte, donde el comportamiento del lahar varió como consecuencia de la apertura de la barranca (deja de estar canalizado), también se observó la alineación de bloques de tamaño medio (fig.126). Estas formaciones rocosas se asociaron al frente del flujo. Las terrazas recientes en esta zona pasaron a formar extensos abanicos laháricos como consecuencia de la reducción de la altura del flujo tras la apertura de la barranca y su consiguiente disminución de la velocidad.

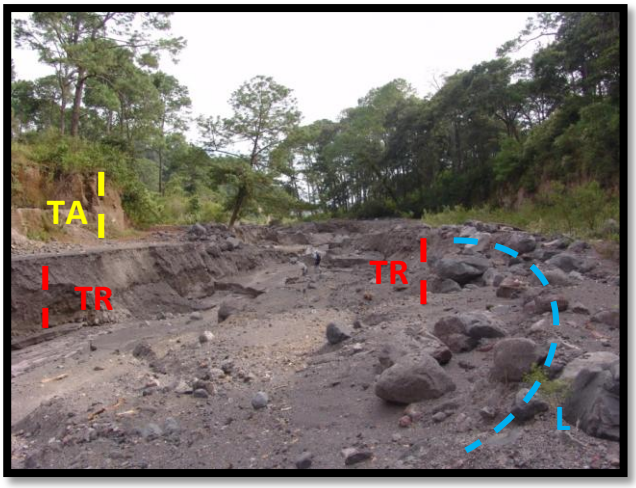


Fig.125. Tramo sedimentario de la barranca de Montegrande, PMG14. *Leyenda: L: Levée, TA: terraza antigua y TR: terraza reciente.*

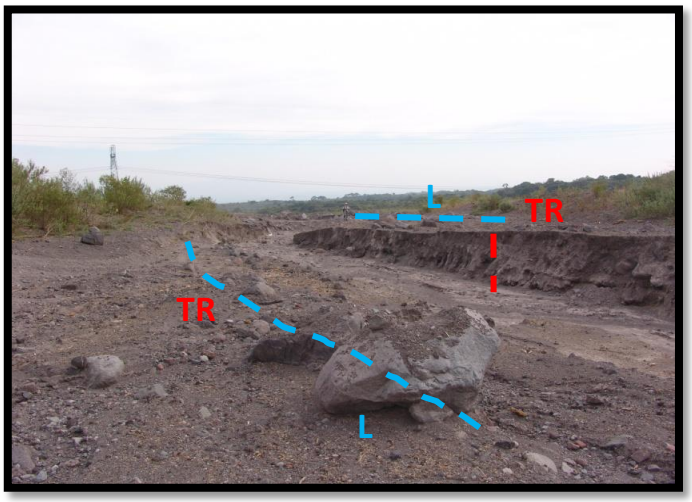


Fig.126. Tramo sedimentario en el piedemonte de la barranca de Montegrande en 2011. *Leyenda: L: levée y TR: terraza reciente.*

4.4.2 Evolución de las áreas de inundación por lahares

De forma complementaria al análisis de los datos recogidos in situ, en este apartado se pretende delimitar el área de la barranca de Montegrande que habitualmente se ha visto afectada por los lahares, mediante observación remota.

Para ello se llevó a cabo un análisis temporal de las imágenes históricas de la barranca de Montegrande disponibles en Google Earth, y se completó con la información obtenida de los perfiles y trabajo de campo de 2011 y 2012 que incluye el apartado anterior, así como los datos recogidos por otros autores.

Se crearon mosaicos de imágenes con alta resolución (0,5 m) en ArcGIS y se georreferenciaron en base a la topografía de 2005 (LIDAR de 5x5 m). Sobre ellos se cartografió las áreas de máxima inundación derivadas de los eventos, empleando los siguientes criterios:

- presencia de depósitos o rastro de lahares actuales, caracterizados por tonalidades grisáceas claras.

- directrices marcadas por los diferentes autores o información de campo recogida in situ.

- comparación del trazado de la barranca entre la fecha anterior y posterior más póximas en el tiempo a la fecha analizada.

- análisis visual del porte de las formaciones vegetales.

El análisis directo de las imágenes de satélite se limitó a los eventos de 2002, 2007, 2010, 2012 y 2014 (figura 127), como consecuencia de la falta de disponibilidad de datos de fechas anteriores en Google Earth (ej. 1992), o por la aparición de elementos que dificultaron la visibilidad, como la presencia de nubes en el caso de 2011.

En los casos de estudio afectados por las limitaciones anteriores, donde hubo una actividad lahárica destacable, como en 1992, 2005 o 2011, se estimó el área de inundación por lahares a partir de otra información disponible: en el caso de 1992 las observaciones del informe BGVN 18:08 (1993) y Komorowski et al. (1997), en 2005 los datos de Dávila et al. (2007), y en 2011 la información obtenida en la campaña de campo y las estimaciones de Capra et al. (2012).

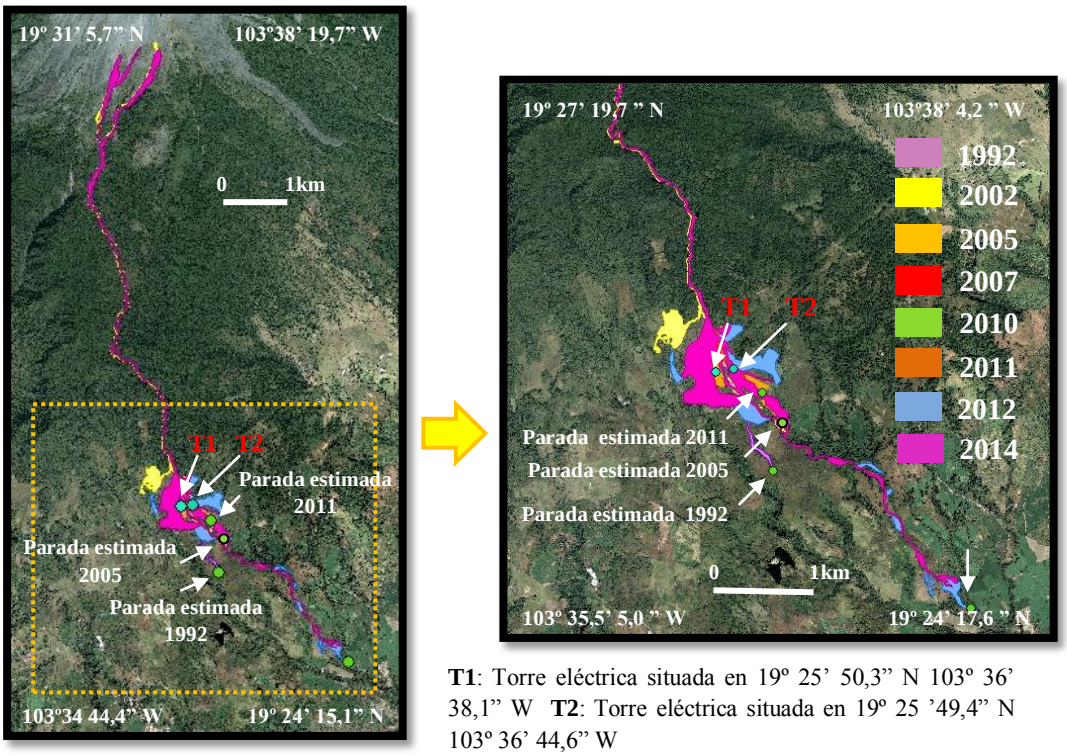
El cálculo del área de inundación se realizó en ArcGIS 10, y sirvió como base para la estimación del volumen de los eventos, que se comparó con los resultados alcanzados por otros autores. Este análisis volumétrico se vio limitado por la escasa información disponible a cerca de los espesores que alcanzaron los eventos en cada fecha.

A) Resultados

Las mayores modificaciones en cuanto a la dispersión de los eventos se produjeron en el piedemonte, donde los lahares formaron abanicos laháricos de gran extensión. Como muestra la figura 127 se produjo una superposición continua de los depósitos, lo que dificultó enormemente su identificación en campo.

Las figuras 128 y 129 recogen las estimaciones realizadas del área de inundación para los eventos de 1992, 2002, 2005, 2007, 2010, 2011, 2012 y 2014. En todas ellas se marcan como puntos de referencia la localización de dos torres eléctricas, T1 y T2, que se ven habitualmente afectadas por los lahares.

En el caso de las fechas para las que no se contó con imágenes de satélite adecuadas (1992, 2005 y 2011), también se incluyen los puntos de parada estimados a partir de los datos obtenidos por los autores que los estudiaron.



T1: Torre eléctrica situada en 19º 25' 50,3" N 103º 36' 38,1" W **T2**: Torre eléctrica situada en 19º 25 '49,4" N 103º 36' 44,6" W

Fig.127. Extensión máxima de los depósitos de diferentes años en la barranca de Montegrande. Se ha respetado el orden cronológico de superposición.

Las áreas de máxima inundación, derivadas de la delimitación de todos los eventos analizados en ArcGIS 10 se recogen en la tabla 26.

Tabla 26: Área de máxima inundación de los lahares en Montegrande para los años1992, 2002, 2005, 2007, 2010, 2011, 2012 y 2014.

	Área de máxima inundación (m^2)	Fecha de la imagen	Lahares representados*
1992	190.000	-	1992L
2002	350.000	12/7/2002	2001L
2005	590.000	-	2005L
2007	480.000	14/1/2007	2006L
2010	850.000	5/1/2010	2009L
2011	230.000	-	2011L
2012	1.100.000	6/10/2012	2012L
2014	870.000	17/8/2014	-

*Código identificativo empleado en el Anexo II

A continuación se muestra la delimitación estimada del área de inundación de cada fecha de forma individualizada, ya que la superposición de eventos mostrada en la figura 127 impide la correcta visualización de la extensión de todos los eventos considerados en el análisis.

1992 fue el año que menor área de inundación fue cubierta por los lahares durante su recorrido. Según el informe BGVN 18:08 (1993) y Komorowski et al. (1997), el espesor

estimado del lahar 1992L fue de 3 m y su anchura de 7 m, por lo que únicamente se vio afectada la torre eléctrica denominada T2. Atendiendo a estas consideraciones el volumen estimado del evento ascendió a 570.000 m^3, un valor muy superior al calculado por los autores anteriores, 149.600 m^3. Para que el valor propuesto por los autores coincidiese con la delimitación realizada, la altura media del lahar habría sido de 0,79 m.

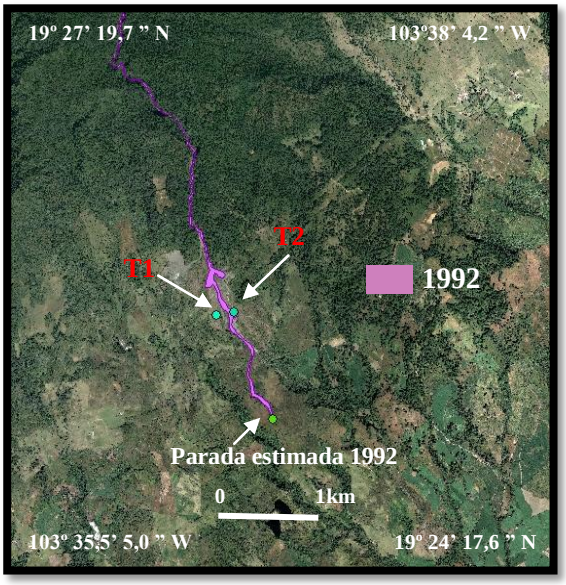


Fig.128. Máxima extensión de los lahares de 1992 en Montegrande.

2002 fue el año con mayor área de inundación a lo largo del trazado canalizado de la barranca. Este hecho se relacionó con la canalización en Montegrande de diversos flujos Soufriére durante 2001 y el posterior arrastre de su material durante la época de lluvias. Por tanto los depósitos observados en la imagen de 2002 se asociaron a los lahares que tuvieron lugar en 2001 (englobados dentro de 2001L en el Anexo II).

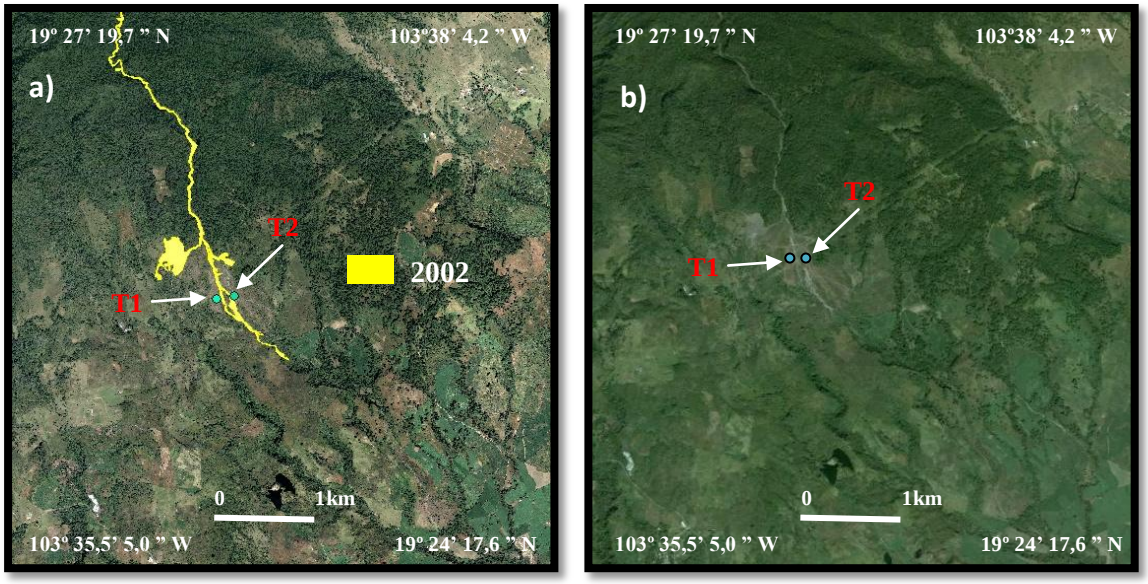


Fig.129. Máxima extensión de los lahares de 2002 en Montegrande. **a)** Delimitación realizada en ArcGIS y **b)** imagen de Google Earth tomada el 12/7/2002.

La dispersión de los eventos de 2001 en forma de abanicos en el piedemonte, fue inferior a la observada en la mayoría de años del análisis, lo que resultó en una reducción drástica de su área total de inundación hasta los 350.000 m^2 (tabla 26).

El volumen propuesto por Gavilanes Ruiz (2004), Saucedo et al. (2005) o Pérez Pérez (2011) para los eventos observados en la imagen de 2002 fue de 200.000 m^3, aunque no especificaron la altura. Combinando nuestros resultados con los suyos, se estimó que la altura de los mismos debió ascender a 0,57 m de media.

Es destacable que el trazado seguido por los abanicos generados en 2001 fue diferente al del resto de eventos incluidos en este análisis (fig.129). Una parte del material siguió el cauce común de los lahares en dirección E y SE, afectando a la torre eléctrica T2, pero la mayor parte se derivó previamente hacia el W. Precisamente este depósito situado al W fue el único vestigio de los lahares de 2001 que no se vio afectado por eventos laháricos posteriores. Según Dávila et al. (2007) el cauce que derivaba el material a esta zona estuvo activo al menos hasta 2006, aunque no se han encontrado evidencias que apoyen esta teoría en las imágenes de Google Earth. En cualquier caso, el depósito de 2001 situado al W ha sido fuertemente afectado por la actividad humana, ya que se viene utilizando como cantera por los municipios colindantes, y por tanto se encuentra muy degradado en la actualidad.

En ***2005*** se registró una importante actividad lahárica, hasta 16 lahares en la barranca de Montegrande (informe BGVN 31:03,2006; Zobin et al., 2009; Capra et al., 2010 y 2012; García Castillo, 2010), como consecuencia del arrastre de ceniza depositada en el periodo de actividad volcánica comprendido entre 2004 y 2005. Como se observa en la figura 130, las torres eléctricas T1 y T2 se vieron afectadas por estos eventos. A partir del área obtenida en este análisis, 590.000 m^2 y del volumen estimado por los autores anteriores para los lahares acontecidos, 200.000-500.000 m^3, la altura media de los eventos debió oscilar entre los 0,34 y 0,85 m.

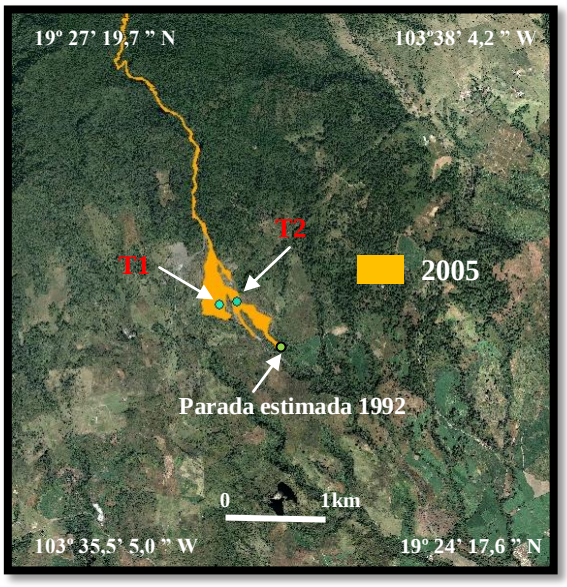


Fig.130. Máxima extensión de los lahares de 2005 en Montegrande.

La imagen de ***2007*** representó los lahares que tuvieron lugar durante la estación húmeda del año 2006 (GVN, 2009; Zobin et al., 2009; Capra et al., 2010 y 2012). El área de inundación afectada por estos eventos se estimó en 480.000 m^2. Combinando este valor con la altura de depósito propuesta por los autores anteriores, 1-2 m, el volumen de los depósitos en 2006 fue de 480.000-960.000 m^3.

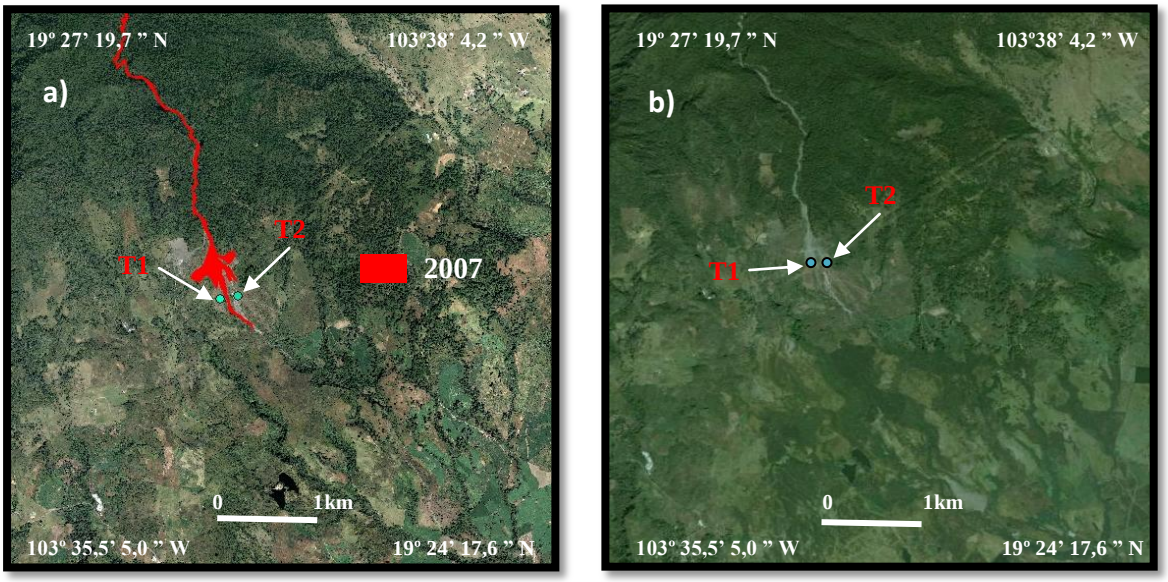


Fig.131. Máxima extensión de los lahares de 2007 en Montegrande. **a)** Delimitación realizada en ArcGIS y **b)** imagen de Google Earth tomada el 14/1/2007.

Por su parte, el análisis de la imagen de ***2010*** se refirió a los lahares que tuvieron lugar en 2009. El área de máxima inundación alcanzada por estos eventos ascendió a los 850.000 m^2. No se dispuso de estimaciones volumétricas para estos lahares, pero sí de un valor de altura media de 1m, registrada por Pérez Pérez (2011) y Capra et al. (2012). El volumen obtenido de la combinación de ambos parámetros fue de 850.000 m^3.

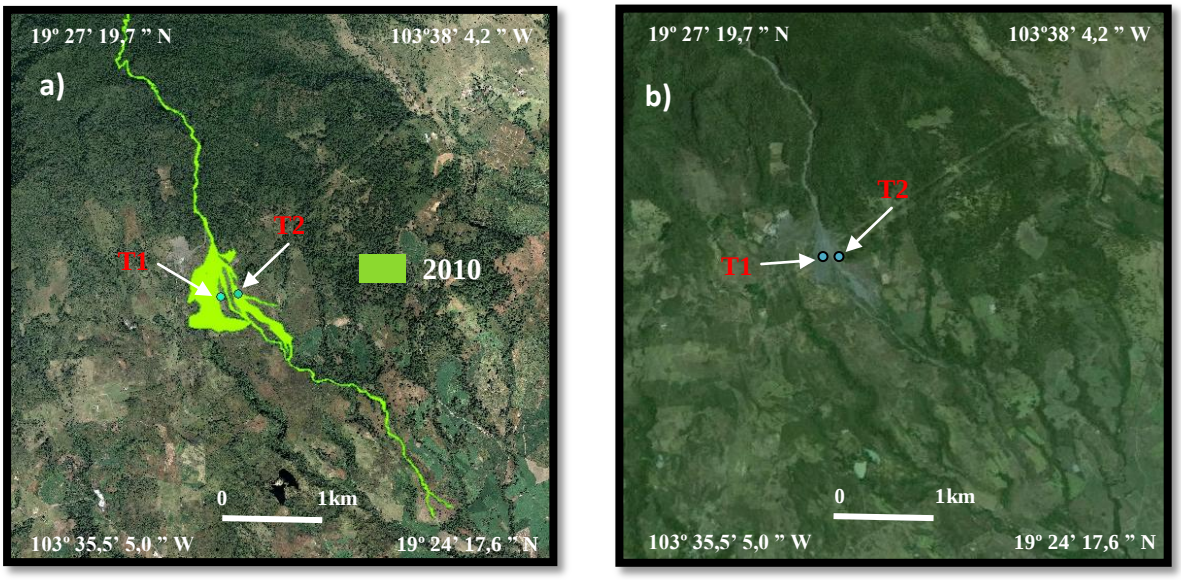


Fig.132. Máxima extensión de los lahares de 2010 en Montegrande. **a)** Delimitación realizada en ArcGIS y **b)** imagen de Google Earth tomada el 5/1/2010.

En el caso de ***2011*** no se dispuso de imágenes en Google Earth, por lo que la delineación del área de máxima inundación se ajustó a las observaciones realizadas en campo y las publicadas por Capra et al. (2012) para el evento que tuvo lugar el 12 de octubre de ese año.

Como resultado del análisis de este lahar se obtuvo un área de 230.000 m^2. Capra et al. indicaron que la altura máxima del evento fue inferior a 2 m, y establecieron en 300.000 m^3 su volumen tras la aplicación LaharZ. Si se combina el volumen propuesto por estos autores con el área de máxima inundación observada, la altura media del evento fue 1,3 m. Por el contrario, si se atiende al valor de altura propuesto (máximo 1,9 m), el volumen estimado podría llegar hasta los 437.000 m^3.

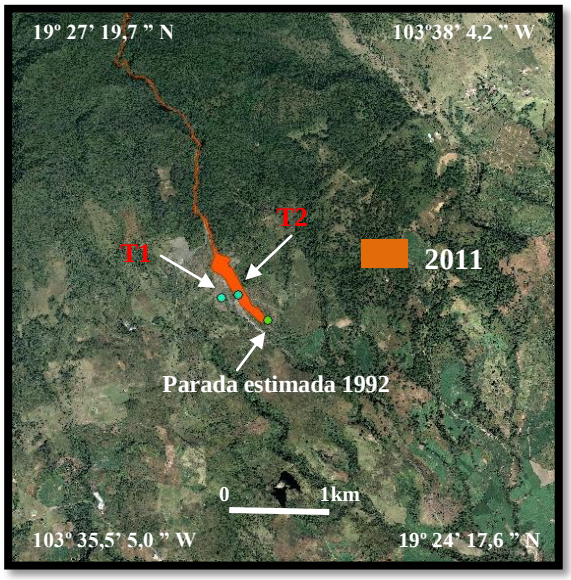


Fig.133. Máxima extensión del lahar de 12 de octubre de 2011 en Montegrande.

En el caso de la imagen de ***2012***, el área de máxima inundación obtenida ascendió a 1.100.000 m^2, y se asoció con el evento que tuvo lugar el 15 de septiembre (fig.134).

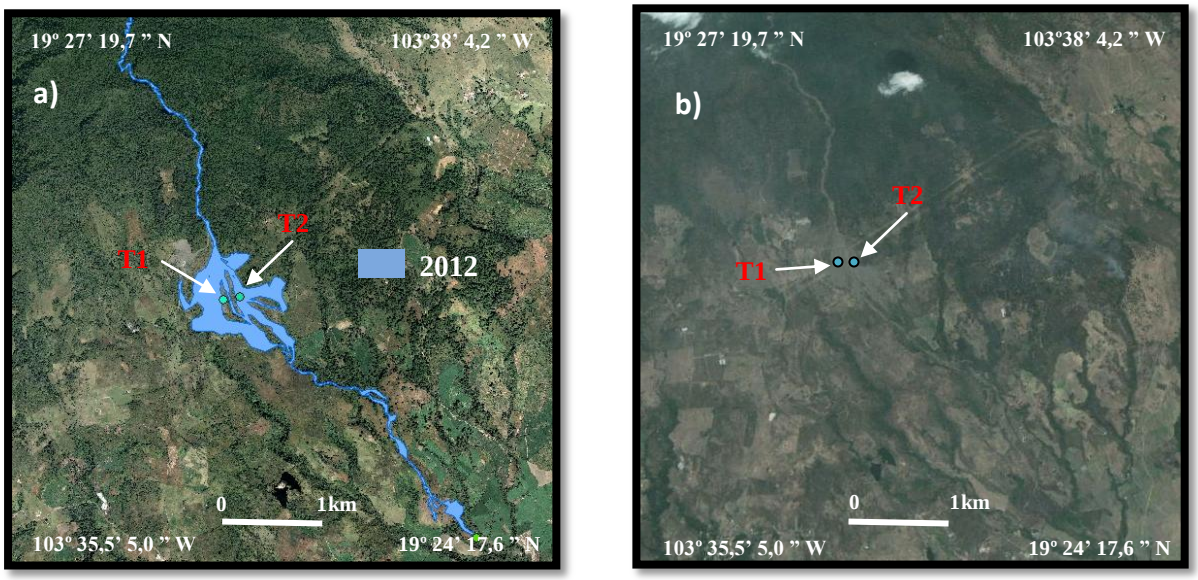


Fig.134. Máxima extensión del lahar de 15 de septiembre de 2012 en Montegrande. **a)** Delimitación realizada en ArcGIS y **b)** imagen de Google Earth tomada el 6/10/2012.

A partir del estudio detallado de este lahar en el subapartado 4.4.1, se pudo concluir que el volumen total del evento ascendió a 113.024 m^3. Para ello se tuvo en cuenta la diferenciación en tramos sedimentarios/erosivos y en equilibrio realizada previamente, así como la altura de los depósitos alcanzada en el tramo canalizado de la barranca y tras su apertura en el piedemonte, 0,65 m y 0,025 m respectivamente (tabla 27). Además, siguiendo las indicaciones de la Dra. Capra se estimó que la carga sedimentaria de este lahar fue cercana al 50%.

Tabla 27. Estimaciones del volumen de sedimento transportado por el ***lahar de 15 de septiembre de 2012***.

	Área de máxima inundación (m^2)	Volumen de sedimento (m^3)
Área de tramos sedimentarios	780.000	-
Área sedimentaria en el tramo canalizado	59.219	38.492
Área sedimentaria en el piedemonte	720.781	18.020
		Total : 56.512

El volumen alcanzado en este análisis difiere del propuesto por Vázquez et al. (2014), 162.000 m^3 empleando LaharZ.

Por último, en la imagen de ***2014*** se obtuvo un área de inundación similar en magnitud y distribución a la de los lahares de 2009, aunque ligeramente superior 870.000 m^2. No se consiguieron datos ni de altura ni de volumen estimado para esta fecha, por lo que únicamente se pudo aventurar una posible valoración basándonos en las similitudes con los lahares de 2009. En este caso la altura media de los eventos se estimó en torno a 1 m. A partir de este valor y el del área de máxima inundación se obtuvo un volumen de 870.000 m^3.

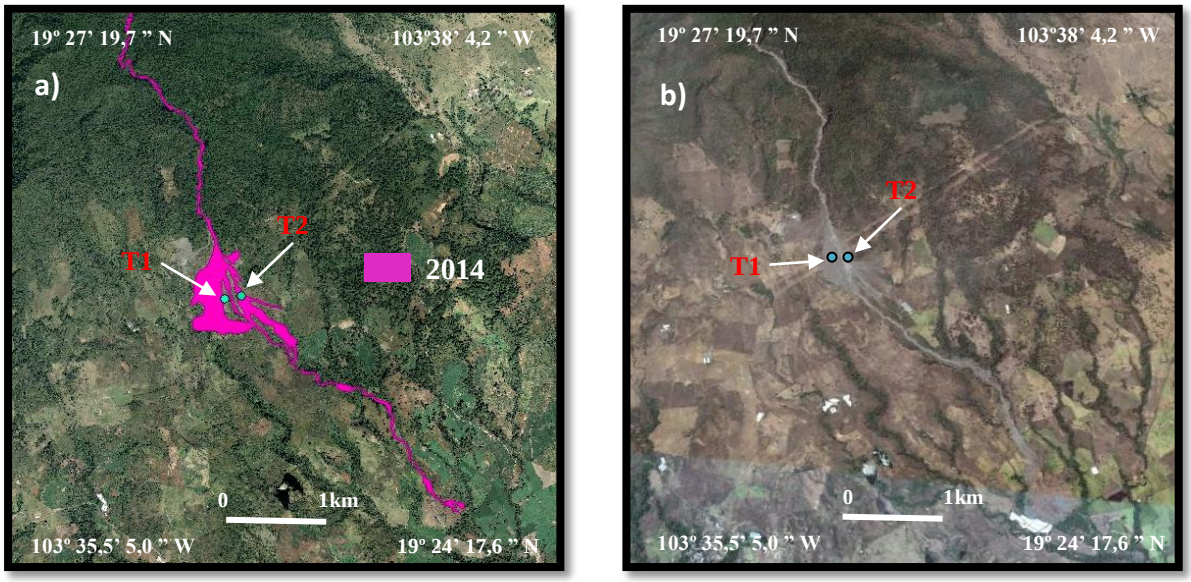


Fig.135. Máxima extensión de los lahares de 2014 en Montegrande. **a)** Delimitación realizada en ArcGIS y **b)** imagen de Google Earth tomada el 17/8/2014.

Atendiendo a los resultados de la tabla 26 y las figuras 128-135, se observó una ligera tendencia al aumento del área afectada por los lahares, relacionada directamente con la

frecuencia e intensidad de la actividad volcánica, así como un ligero movimiento general del cauce principal de la barranca.

En el tramo canalizado, el movimiento tendió hacia el W, mientras que en el piedemonte, donde se produjo el desbordamiento del cauce y se formaron grandes abanicos laháricos, fue hacia el E. La tendencia en esta última zona de la barranca fue más difícil de apreciar debido a la dispersión de los eventos en forma de abanicos hacia el SW. Éstos afectaron con mayor intensidad a las torres de alta tensión (T1 y T2) y caminos presentes en el área, desde 2005. Al margen de esos desbordamientos se estimó que el trazado del cauce se movió hacia el E un total de 200 m desde 1992 a 2014.

El cambio progresivo de ubicación del cauce principal, unido a la formación de lahares suficientemente extensos ($\geq$ 800.000 m^2) desde el año 2009, favoreció la recanalización de los eventos aguas abajo de 19º 25' 28,4" N 103º 36' 18,1" W. Esto produjo un aumento de la distancia alcanzada por los eventos, que llegaron a afectar a diversas granjas y explotaciones agrícolas situadas en torno a 3 km del municipio de Quesería.

4.5.- Conclusiones

Este apartado engloba los principales resultados y conclusiones alcanzados en la delimitación de las divisorias de aguas y la red de drenaje asociada en el Volcán de Colima, así como en análisis hidrometeorológico y erosivo posterior. De esta manera se pretende obtener una visión general de la dinámica lahárica que caracteriza al edificio y determinar la formación de lahares.

4.5.1 Divisorias hidrográficas y red de drenaje

La red de drenaje del Volcán de Colima se caracterizó por un gran dinamismo, fruto de la continua actividad volcánica y la intensa meteorología. Estos factores produjeron la alteración del trazado de los cursos de agua, y por lo tanto de las divisorias hidrográficas, sobre todo en la cabecera de las barrancas donde la red se caracterizó por ser difusa y efímera.

La compleja topografía del Volcán supuso un inconveniente adicional en la delineación, dando lugar a zonas conflictivas donde se poníann en contacto cursos de agua en principio independientes, lo que dificultó el trazado automatizado de las divisorias. La intervención del usuario se consideró esencial para la correcta delimitación de las divisorias en un SIG. De las herramientas comparadas ArcGeoWEPP se consideró la más adecuada.

La barranca con mayor extensión fue La Lumbre (12 km^2), ya que los drenajes de las vertientes N y W del Volcán confluían en ella, dando lugar a un curso de agua permanente. Le siguieron el conjunto de barrancas que forman la vertiente Este (casi 6 km^2), Santa Cruz (4,4 km^2) y El Cordobán (3,2 km^2). El resto abarcó un área de captación más reducida, cercana a los 2 km^2, pero su orientación y trazado hicieron que en algunas de ellas, como Montegrande o La Arena, se formasen lahares con mucha frecuencia.

4.5.2 Análisis hidrometeorológico

Se analizó la distribución espacial y temporal de temperatura, precipitación y evaporación en el entorno del Volcán de Colima, obteniéndose que el método de interpolación Kriging producía unos valores más acordes con la realidad, aunque la representación espacial de los mismos era mejorable.

Las temperaturas más elevadas se registraron en la vertiente S y SW del volcán, que unido a una mayor pluviometría en las laderas S y SE, favoreció la evaporación en estas áreas. Esta variabilidad espacial condicionó el mosaico de vegetación del Volcán, así como el desarrollo del sistema de drenaje en las vertientes S, SE y SW del edificio, por donde se canalizaron los lahares.

En torno al 95% de las precipitaciones se concentraron en los meses de junio a octubre, siendo julio, agosto y septiembre, los meses donde mayor cantidad de lluvia se registró y por tanto cuando mayor número de lahares se produjeron.

Pese a la escasez de registros continuos sobre estos eventos (periodo de estudio 2007-2011) se observó que la intensidad de precipitación media para que se produjese un lahar al inicio de la estación húmeda en la barranca de Montegrande era de 20 mm/h, y una lluvia acumulada que oscila alrededor de los 20 mm. En los meses posteriores los lahares se produjeron tras picos de lluvia de gran intensidad >100 mm/h y acumulación >150 mm. La capacidad de campo en los primeros 10 cm del suelo en el periodo de junio y julio de 2011 se estableció en 11 $1/m^2$

Un comportamiento similar al descrito en Montegrande se observó en otras barrancas del VdC, como La Lumbre o La Arena, aunque fueron menos activas.

La duración de los eventos fue muy variable, llegando a las 2 horas o escasos 30 min, aunque el tiempo medio se estimó en torno a los 60 min. El tiempo de retardo entre los picos de lluvia y caudal también fue muy heterogéneo aunque su media se estableció en 33 min. En el caso de La Lumbre, el tiempo que el material se mantuvo en movimiento fue superior.

4.5.3 Análisis de la Dinámica Erosiva

Las mayores modificaciones topográficas derivadas del análisis temporal de un periodo de 10 años (1995-2005) se produjeron en la parte N-NE y S del Volcán de Colima, así como en el escarpe de la caldera de Paleofuego. En la vertiente NE se produjo una acumulación puntual de material cercana a los 160 m de altura en una superficie próxima a los 12 km^2, mientras que en la S y en la parte baja del escarpe de la caldera, ocupando una extensión de casi 2 km^2, la incisión alcanzó los 100 m.

Esta variabilidad topográfica produjo cambios en el trazado de la red de drenaje y la delineación del área de captación de sedimentos de las barrancas, aunque al trabajar con una resolución de 90 m los límites establecidos resultaron difusos y dieron lugar a errores.

La mayor tasa de erosión se estimó que se produjo en el año 2000 (11.850,5 t/año), especialmente en las barrancas de La Lumbre y San Antonio. En el caso de Montegrande la mayor erosión se estimó que tuvo lugar en 1995.

Las zonas donde menor erosión potencial se predijo se localizaron en la parte más oriental de la barranca de La Lumbre, en la cabecera de El Muerto y en el tramo final de la cuenca de captación de San Antonio.

Independientemente del DEM empleado, las mayores pérdidas de suelo se produjeron a los 5 años de simulación, especialmente en el interior de las barrancas. Este hecho se relaciona con el crecimiento y desarrollo de la vegetación producido durante el tiempo simulado, lo que se traduce en una reducción de la erosividad del suelo a los 10 años simulados.

Un análisis más preciso de la influencia de las formaciones vegetales en la barranca de Montegrande, con la topografía de 2005 (5x5m), permitió corroborar la disminución de los potenciales efectos erosivos producida por el desarrollo de la vegetación, lo que se tradujo en una reducción del aporte de material en las laderas y su concentración en el interior del canal de la barranca.

La zona de cabecera y el tramo medio alto de la barranca en su vertiente oriental fueron las áreas donde mayor erosión se produjo, aportando de 39.640 a 181.940 t/año de sedimentos a la formación de lahares, en función de la ubicación del punto de inicio considerado. Estos tramos se caracterizaron por la presencia de material suelto, fruto de la actividad eruptiva y de los restos del colapso de las paredes de la barranca, así como a una elevada pendiente, lo que favoreció la incisión.

La distribución espacial de la vegetación, así como la heterogeneidad de especies de las comunidades presentes en el Volcán de Colima (mosaico de coberturas), supuso una mayor variabilidad espacial de la tasa de aporte de sedimentos y su concentración en el interior de la barranca. El escenario donde se registró una mayor erosión fue en el que se partió de un edificio volcánico desprovisto de vegetación (85.658,7 t/año), y el que menores pérdidas de suelo produjo, el que consideró que la barranca estaba cubierta únicamente por bosque perennifolio (2.479,8 t/año).

La formación de lahares supuso un aumento de la pérdida total de suelo en Montegrande de 20.149,5 t/año a 45.416,0 t/año, y del triple de sedimentos depositados, de 152.765,1 t/año en el *escenario real*, a las 57.176,6 t/año del *escenario potencial*.

Según el análisis de la influencia del punto de cierre de la zona de captación de la cuenca, en el punto de ruptura de la pendiente (en torno a 19º 28’ 31,6” N, 103º 37’ 34,1” W) finalizó el proceso de erosión de mayor intensidad, produciéndose una reducción significativa en el aporte de sedimentos conforme nos alejabamos del mismo. La mayor erosión se registró a los 10 años de simulación, siendo especialmente intensa en el interior del canal de la barranca.

El volumen medio anual de descarga de agua varió de 135.000 m^3/año a 300.000 m^3/año, lo que concuerda con los volúmenes estimados por los diferentes autores en situaciones normales (Anexo II). Además el umbral y distribución pluviométrica anual propuestos por ArcGeoWEPP fueron similares a los resultados alcanzados con el análisis hidrometeorológico de los datos de campo, especialmente en lo relativo al valor de precipitación necesario para la formación de lahares, 17,4 mm frente a los 20 mm aproximados en el apartado 4.2.

4.5.4 Evolución y dinámica del interior de la barranca

Los resultados anteriores se completaron con el análisis de las modificaciones producidas en el interior de la barranca de Montegrande durante un año (periodo 2011-2012), asociadas fundamentalmente a la ocurrencia del lahar del 15 de septiembre de 2012.

Se consideró que el frente del lahar del 15 de septiembre fue un flujo de derrubios, al que le siguió el cuerpo principal, formado por 3 oleadas o pulsos más diluidos en forma de flujos hiperconcentrados, que a partir de cierta cota (en torno a PMG5) se unieron y formaron una única oleada.

La unión de los pulsos pudo estar relacionada con la formación y ruptura de represamientos naturales durante 2012. La existencia de estos obstáculos se verificó en diversos puntos del trazado, pudiendo destacar como tramos especialmente sensibles a su formación el comprendido entre PMG2 y PMG5 o el de PMG14 y PMG15.

El valor medio de altura alcanzado por el lahar en su parte canalizada fue de 2,2 m y de su depósito de 0,65 m. Tras la apertura de la barranca a la altura de PMG17, y la consecuente dispersión en forma de abanico de la carga del lahar, la altura del evento se redujo hasta los 1,2 m y su depósito a los 2,5 cm de espesor.

El itinerario de los perfiles no abarcó la cabecera de la barranca, por lo que para completar el estudio de la dinámica erosivo/sedimentaria en el interior de Montegrande se combinaron los resultados anteriores con los valores calculados previamente con el modelo ArcGEoWEPP, obteniendo un valor de erosión total producida en Montegrande durante el periodo 2011-2012, de 749.586,2045 t/año en el interior del la barranca y 804.484,0045 t/año si se considera la pérdida de suelo en el canal y las laderas.

El volumen total de material sedimentado en ese mismo periodo fue de 579.105,13 t/año.

Atendiendo a la predominancia de un tipo de proceso u otro, se subdividió la barranca de Montegrande en 3 tramos de comportamiento; los tramos *erosivos*, los *sedimentarios* y otros en con escasa variación morfológica (< 80 m^3), denominados *en equilibrio.*

En los tramos *erosivos* predominaron los procesos de incisión vertical y desestabilización de las paredes laterales, lo que generó en algunos puntos la formación de represamientos por grandes bloques. Estos tramos se localizaron fundamentalmente en la Zona Media Alta de Montegrande, entre PMG2 y PMG5, donde se producía la alternancia de zonas con grandes escarpes de lavas y terrazas laháricas antiguas (depósitos de 1913, 1954 y 1955), con terrazas recientes y taludes.

En las zonas *en equilibrio* apenas se observaron modificaciones geomorfológicas, salvo el lavado de material fino del cauce y un ligero relleno del mismo.

Los tramos *sedimentarios* fueron los más extensos. En ellos se produjo un relleno significativo del cauce, formando extensos sistemas de terrazas canalizados a través de terrazas antiguas previas o recientes, lo que provocó un aumento de la sinuosidad del trazado y levées laterales. Tras la apertura de la barranca en el piedemonte también se observó la alineación de

bloques de tamaño medio, aunque las terrazas recientes en esta zona pasaron a formar extensos abanicos laháricos.

Pese a la superposición continua de los depósitos en forma de abanicos, se pudo identificar algunos eventos en las imágenes de satélite, o asociarlos a periodos determinados. A partir de la cartografía generada de las áreas afectadas por los lahares y los valores de altura propuestos en los informes de diversos autores se recalculó el volumen de cada evento, encontrando en algunos casos ciertas discrepancias.

En el caso de los lahares de 1992, 2011 y 2012 las contradicciones encontradas se evaluaron posteriormente mediante la verificación de los resultados simulados con SPH.

Además se observó una ligera tendencia al aumento del área afectada por los lahares desde el año 2009, relacionada directamente con la frecuencia e intensidad de la actividad volcánica, lo que produjo un aumento de la distancia alcanzada por los eventos, que llegaron a afectar a diversas granjas y explotaciones agrícolas situadas en torno a 3 km del municipio de Quesería.

También se registró un ligero movimiento del cauce principal de la barranca. En el tramo canalizado el movimiento fue hacia el W, mientras que en el piedemonte fue hacia el E, donde el cauce se movió un total de 200 m desde 1992 a 2014.

4.5.5 Resumen

La continua degradación del edificio volcánico y la intermitente actividad del VdC, producen una incesante modificación del relieve, lo que supone cambios en la intensidad y caracterización de los procesos erosivo/sedimentarios asociados a los lahares.

Los principales factores que delimitaron el desarrollo de estos eventos fueron las alteraciones del trazado de las cuencas de captación, la vegetación presente en las mismas y la hidrometeorología que caracterizó a cada barranca.

Especial atención merecen las interrelaciones producidas entre estos factores, ya que determinaron el alcance y desarrollo de los lahares. La actividad volcánica produjo modificaciones topográficas que alteraron la delimitación de la cuenca de captación de agua y sedimentos de cada barranca, generando variaciones en la distribución espacial e intensidad de la dinámica erosivo/sedimentaria. También supusieron el reajuste de las comunidades vegetales en base a las necesidades de las especies que componen el mosaico vegetal que cubría las laderas del Volcán de Colima. El mayor desarrollo de las formaciones, especialmente de aquellas con mayor porte como el bosque mesófilo de pino/encino, supuso la disminución de la erosividad del suelo y por tanto de material disponible a ser movilizado en la época de lluvias por los lahares, principalmente en los meses de julio, agosto y septiembre.

Precisamente la acción de la vegetación en el proceso de percolación y posterior saturación del suelo (establecida en torno a los 11 $1/m^2$) determinó que al inicio de la estación húmeda, en la barranca de Montegrande se necesite una intensidad de precipitación media y lluvia acumulada para que se produzca un lahar, inferior a la necesitada en los meses posteriores (de 20 mm/h y 20 mm, a >100 mm/h y >150 mm). Estos resultados no son generalizables ya que se

obtuvieron de un análisis muy limitado temporalmente, pero sirven de orientación a la hora de establecer unos umbrales en relación al comportamiento lahárico en Montegrande.

El volumen medio anual descargado por los lahares en Montegrande según ArcGeoWEPP varió entre 135.000 m^3/año y 300.000 m^3/año, valores que concuerdan con la dinámica volumétrica observada en el Anexo II para el periodo actual, aunque también previó eventos puntuales de mayor magnitud (500.000- 960.000 m^3). Los resultados simulados combinados con los obtenidos sobre la capacidad erosiva de los lahares en el periodo 2011-2012, permitieron cuantificar una pérdida total de suelo de 749.586,2045 t/año en el interior del la barranca y 804.484,0045 t/año al considerar la pérdida de suelo en el canal y las laderas en el periodo 2011-2012.

La metodología empleada se considera adecuada para el nivel de análisis desarrollado, aunque en el caso de las series climáticas y su extrapolación sería útil ampliar los puntos de muestreo y el instrumental a otras barrancas, o las ya existentes, teniendo en cuenta la orientación y altitud. En este sentido también sería interesante mejorar el método de adquisición de datos, ya que con la forma semiautomática actual en muchos casos se producen pérdidas de series por el simple hecho de que no se ha podido acceder al campo para la recogida de los mismos, la tarjeta de memoria se satura, o porque la batería ha fallado. Una inversión en sistemas de telecomunicación básicos podría solventar estas pérdidas involuntarias de información, lo que facilitaría enormemente la labor de los investigadores y permitiría obtener una caracterización detallada de la dinámica lahárica.

También sería conveniente realizar un seguimiento detallado de la morfología interna de la barranca e influencia directa de las especies vegetales en el área de interés, de forma que se pudiese analizar la evolución temporal de las series obtenidas, ya que los datos con los que se ha trabajado son insuficientes. Un convenio de colaboración a largo plazo con grupos de investigación interdisciplinares del ámbito local sería ideal para la consecución de este objetivo.

Se considera esencial la adquisición de archivos topográficos actualizados que sirvan de base para la realización de cualquier análisis relacionado con la línea de investigación, especialmente con una resolución adecuada para la consecución de los objetivos marcados. En el caso de los DEM históricos de 1995 y 2000 la resolución de trabajo fue claramente insuficiente.

Por último proponer la utilización de un método de extrapolación altitudinal más adecuado que Kriging, ya que la representación espacial es indudablemente mejorable.

CAPÍTULO 5.- SENSIBILIDAD DEL MODELO SPH

Una vez identificados los factores desencadenantes de los lahares en el Volcán de Colima y caracterizada su dinámica en el capítulo anterior, se intentó prever la dispersión de estos eventos en el terreno.

Para ello se decidió aplicar un modelo numérico de simulación que predijese los principales parámetros característicos de los flujos laháricos, en este caso SPH, aunque previamente a su aplicación en el área de estudio hubo que analizar su sensibilidad y proceder al calibrado del mismo.

La aplicación de cualquier modelo numérico esconde complejas decisiones en relación al tipo de reología, el valor de los parámetros, la resolución de las mallas de cálculo y topografía, o la incertidumbre derivada de la complicada estimación en campo de los datos de partida, como el volumen inicial del flujo o su morfología, que condicionan los resultados obtenidos y suponen una limitación. Las metodologías más comúnmente utilizadas para el cálculo del volumen inicial poseen carácter matemático, como el enfoque hidrológico, geomofológico, o mixto (Barriendos et al., 2003; Gartner et al., 2008; Prochaska et al., 2008; Marchi et al., 2010; Chang et al., 2011; Friedel, 2011; Tsai et al., 2011; Robinson & Clynne, 2012; Rocco et al 2012), aunque también se aplican técnicas más simples como el dimensionamiento a partir de observaciones y mediciones en campo (espesor, anchura y longitud del depósito), o por llenado de camiones (Yoshida and Sugai, 2007; Santi and Morandi, 2012). En la actualidad, también se aplican los Sistemas de Información Geográfica (SIG) (Janda et al., 1985; Gartner et al., 2008; Marchi et al., 2010), donde se delimita el evento a partir de datos topográficos previos y posteriores. En muchos casos no es posible conocer la morfología inicial del evento, o es muy complicada, por lo que se usan interpolaciones topográficas o geometrías simples en su aproximación (Pudasaini et al., 2005; Sheridan et al., 2005; Yoshida & Sugai, 2007; Muñoz-Salinas et al., 2008; Casagrande et al., 2012; Vacondio et al., 2013).

La caracterización reológica del flujo, así como de la topografía por la que éste discurre, también se consideran determinantes en el estudio de la dinámica de los lahares, por lo que se englobaron en el análisis de sensibilidad de los parámetros iniciales que se describe en este capítulo. El análisis consistió en 2 partes; en la primera se aplicó SPH (Pastor et al., 2009 a y b) al estudio del efecto de la morfología, volumen y topografía, y en la segunda, teniendo en cuenta los resultados alcanzados en el análisis anterior, se evaluó la influencia de los diversos parámetros que regían la dinámica reológica.

Para ello, se emplearon tres de las reologías más utilizadas en la descripción de este tipo de fenómenos, la Bingham, la Friccional pura y la Friccional tipo Voellmy, y se siguió el procedimiento propuesto por Lajeunesse et al., (2004).

5.1.- Análisis de Sensibilidad de la condición inicial

Este apartado comprende la simulación de un fluido en un plano horizontal, una topografía básica y un relieve real. Estos tres escenarios se diseñaron para analizar la influencia tanto del volumen como de la morfología de la pila de material inicial sobre la evolución del movimiento, así como el efecto de la variación de la topografía en los resultados.

La evaluación de la repercusión de la morfología inicial se realizó en base a la metodología propuesta por Lajeunesse et al., (2004). Estos autores estudiaron la influencia de la relación aspecto de la masa inicial (*a*) sobre los parámetros de propagación y morfología del depósito final de un fluido friccional, siendo *a* la relación entre la altura (H_i) del cilindro y el radio interno (R_i) empleado (fig.136). En el caso de estudio el valor de R_i fue de 13m mientras que los valores de *a* fueron 0.1, 0.2, 0.5, 1, 2 ,3 y 5 respectivamente, lo que se traduce en una variación del volumen de masa inicial.

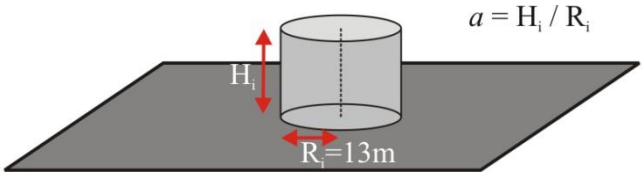


Fig.136. Esquema de la metodología seguida para la evaluación de la repercusión de la morfología inicial.

En el primer análisis se observó la influencia de *a* en el tipo de régimen de propagación del flujo tras la repentina liberación de la masa contenida en el cilindro. Para ello se utilizó un ***plano horizontal*** de 600 x 600 m, que proporcionó la independencia topográfica buscada. El análisis de sensibilidad se realizó en diversos nodos situados entre los 2 y 160 m del origen.

Una vez analizada la dependencia entre *a* y el movimiento del flujo, se estudió el efecto que produce la topografía. Para ello se utilizó el método anterior mientras se variaba la inclinación de la superficie sobre la que se asentaba el cilindro. Los ángulos (θ) empleados en el análisis fueron 3, 12 y 18º, aplicados en una ***topografía básica*** constituida por una rampa que desemboca a 70 m del origen en una superficie plana conforme se muestra en la siguiente figura.

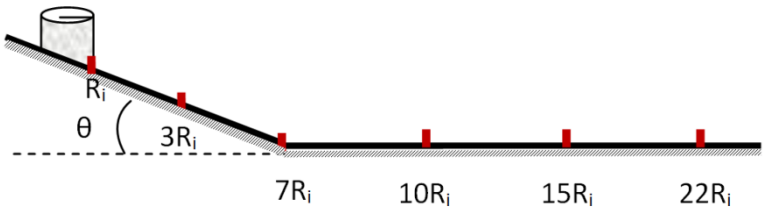


Fig.137. Esquema de la metodología seguida en el análisis de sensibilidad de la topografía. Los nodos de estudio están resaltados en rojo.

Los nodos de análisis se localizaron de los 2 a los 220 m, lo que permitió, al igual que en el análisis anterior, el seguimiento de la evolución del movimiento conforme aumenta la distancia al origen.

Tras conocer la influencia de la relación aspecto de la condición inicial en un plano horizontal y en una topografía básica, se aplicó el modelo SPH en las laderas del Volcán de Colima para contrastar los resultados anteriores con los obtenidos en una ***topografía real***. Los valores de *a* empleados en el análisis se establecieron atendiendo a las estimaciones volumétricas más comunes calculadas a partir de los depósitos laháricos observados in situ (tabla 28), aunque no se estudió ningún evento en concreto. El radio del cilindro inicial empleado fue de 98m.

Tabla 28. Casos de estudio en el análisis de sensibilidad de topografía real.

Casos	*Volumen*	*a*
VB1	50.000	0,017
VB2	100.000	0,034
VB3	150.000	0,05
VB4	200.000	0,068
VB5	500.000	0,17

Los puntos de control empleados en este estudio se correspondieron con zonas que se habían visto afectadas previamente por lahares, concretamente entre los 50 y 2.150 m, incluyendo dos torres de alta tensión que fueron destruidas durante un evento en 1999 (1999L1, 2000L2, etc.).

5.1.1 Análisis de sensibilidad para fluidos tipo Bingham

En el caso de los fluidos tipo Bingham se mantuvieron constantes los valores de densidad 1.900 kg/m^3, viscosidad 200 Pa.s y tensión de fluencia 240 Pa., de forma que los resultados no se viesen alterados por la modificación de los parámetros reológicos.

A) Sensibilidad en un plano

Los resultados alcanzados en este primer conjunto de simulaciones mostraron que cuanto mayor era el valor de *a*, mayor influencia ejercía este parámetro en la dinámica del movimiento, lo que se tradujo en un aumento de la velocidad y la distancia total recorrida por el flujo (fig.138). La duración máxima de los eventos fue del orden de 10 s.

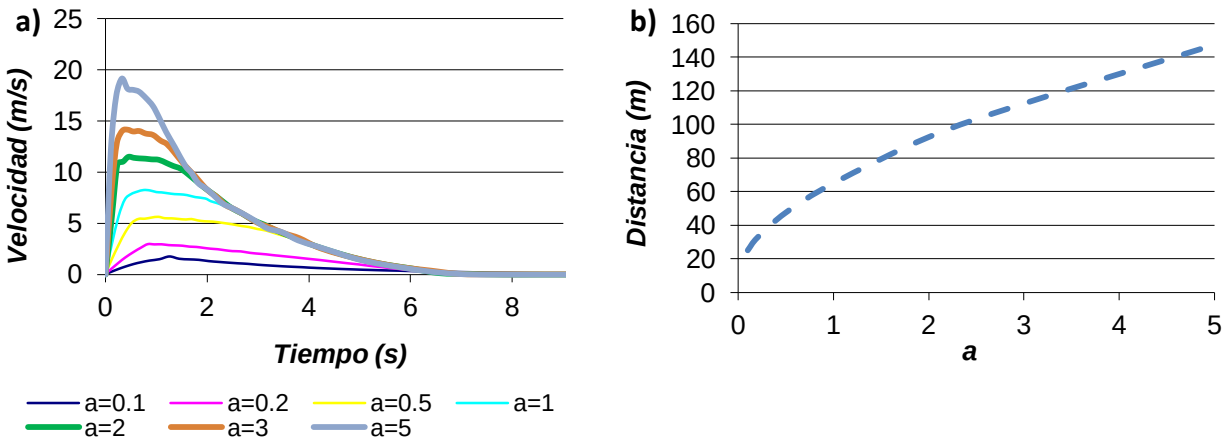


Fig.138. Influencia de la relación aspecto inicial, *a*, en **a)** la variación de velocidad con el tiempo a 2 m del origen, y **b)** en la distancia total alcanzada por el flujo.

El incremento de velocidad ocasionado por el aumento de *a* no se produjo de manera uniforme, pudiendo diferenciar cuatro tramos o intervalos de comportamiento en función del valor de relación aspecto inicial (*a*) empleado (figura 139 a). El primero de ellos englobó los valores de $a \leq 0{,}2$ y se caracterizó por un aumento de velocidad más acusado que en el resto,

donde se fue produciendo un incremento más gradual y por tanto generando diferentes regímenes de transición hasta alcanzar el tramo 4, que abarcó los valores de a ≥ 3. De manera general, el incremento de velocidad se relacionó en un primer momento al efecto de la altura durante la caída del material tras su liberación y/o por el aumento del volumen, pero como muestra la fig.139 b) esta tendencia se mantuvo e incluso se magnificó con la distancia en vez de disiparse.

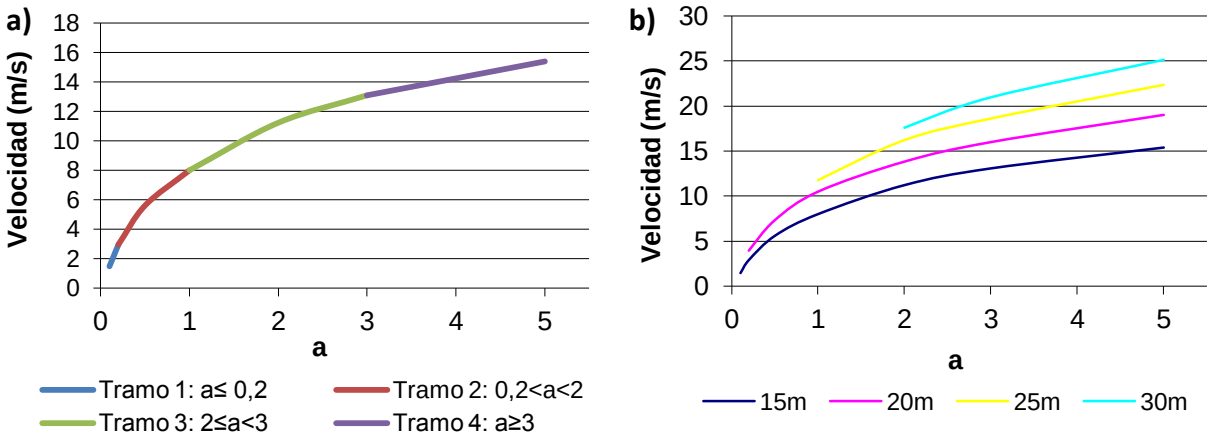


Fig.139. **a)** Diferenciación en base al incremento de velocidad producido en el frente del movimiento por la variación de *a* en un punto situado a 2 m de la masa inicial, y **b)** evolución espacial de la velocidad conforme varia el valor de relación aspecto, *a* cuando t=1s .

Análogamente a los resultados alcanzados por Lajeunesse et al. (2004) para un flujo friccional, se observaron diferentes morfologías en los depósitos finales generados por la variación de *a*. Dichas morfologías quedaron reflejadas en la figura 140, donde se observa que cuanto mayor fue *a* menor potencia y más dispersión radial se generó.

El depósito presentó una forma cónica cuando $a = 0,1$, pasando a ser un cono truncado con la parte superior plana cuando $a = 0,2$. A partir de $a \geq 0,5$ las paredes del depósito empezaron a derrumbarse hacia el interior mientras el pie de la columna se propagaba radialmente hacia el exterior, obteniéndose una morfología similar a un "*sombrero mexicano*" aunque resultó más patente cuando $a > 1$.

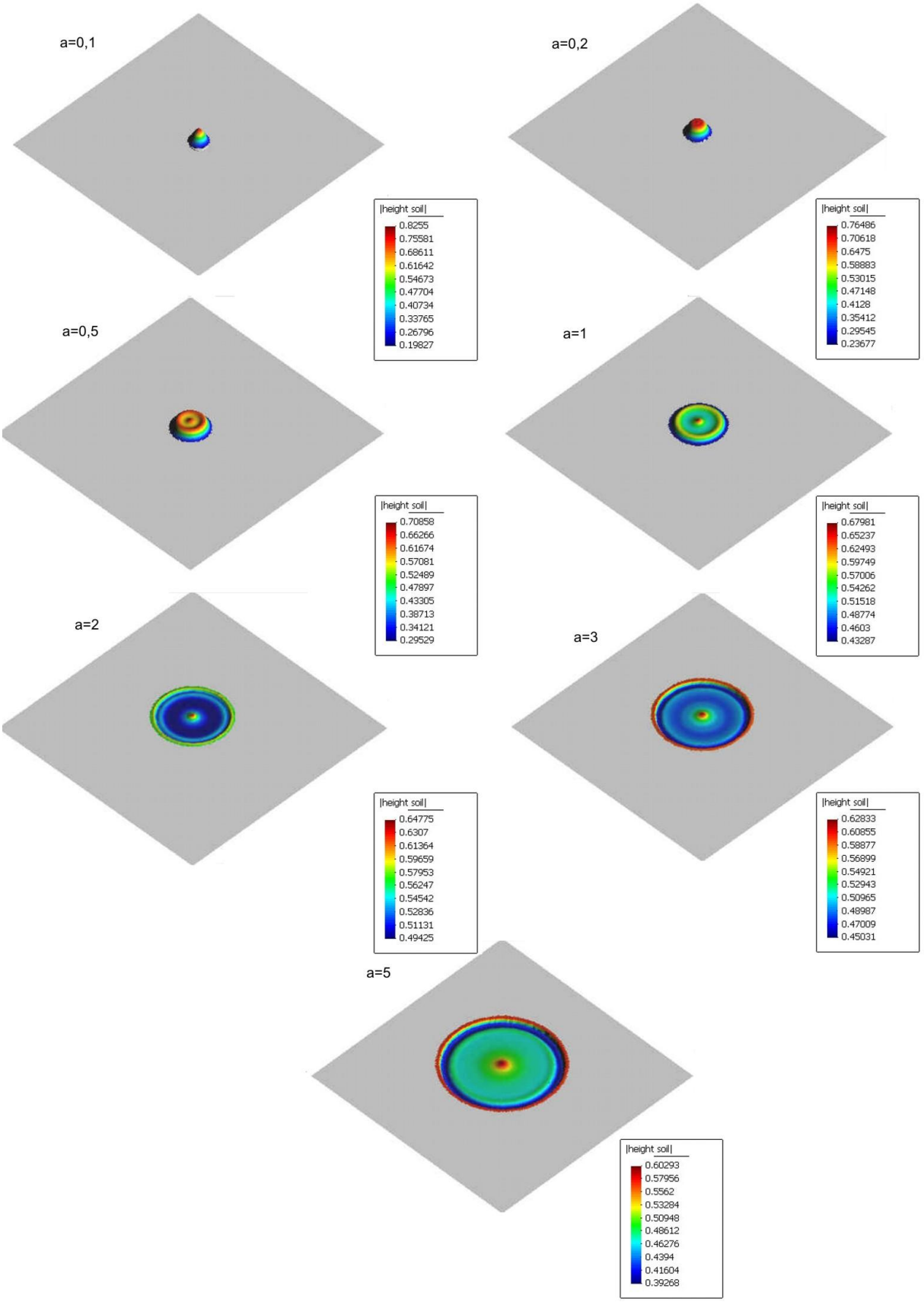


Fig.140. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido tipo Bingham sobre un plano horizontal para diferentes valores de relación aspecto, *a*. La escala vertical se ha aumentado 65 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

B) Sensibilidad en una topografía simplificada

Las figuras 141-144 recogen los principales resultados del conjunto de simulaciones llevadas a cabo sobre una superficie simplificada, donde el movimiento se prolongó hasta los 200 e incluso 500 s, según el valor de pendiente empleado.

Al igual que en el análisis de sensibilidad anterior (plano horizontal), al incrementar el valor de *a* mayor velocidad y dispersión se produjo, aunque esta tendencia se reducía con el tiempo (fig.141 y 142.). El incremento de θ magnificó el efecto producido por *a*, haciéndose más evidente esta relación conforme avanzaba el movimiento.

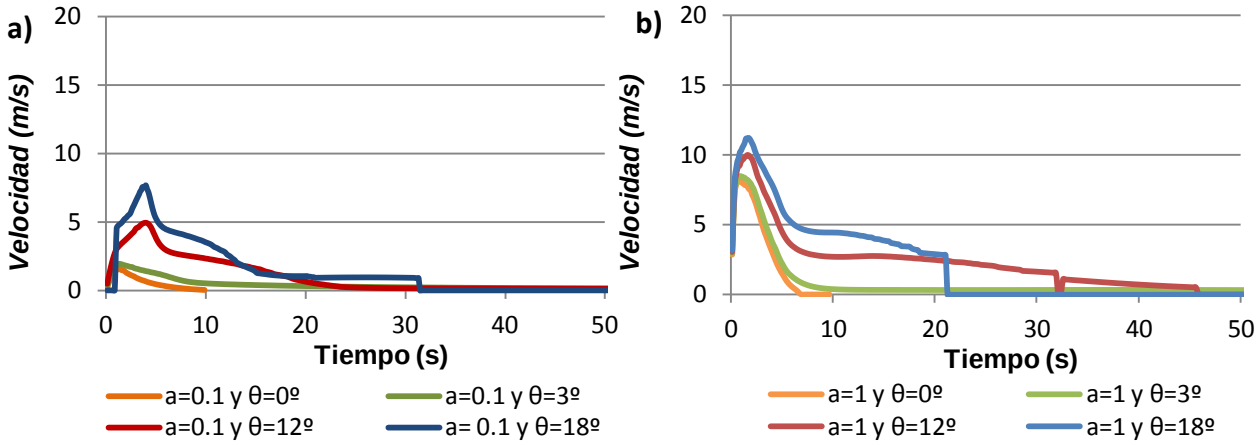


Fig.141. Variación del perfil de velocidad del flujo como consecuencia del incremento de pendiente, θ, cuando la relación de aspecto inicial es **a)** de 0,1 y **b)** 1, en un nodo situado a 2m.

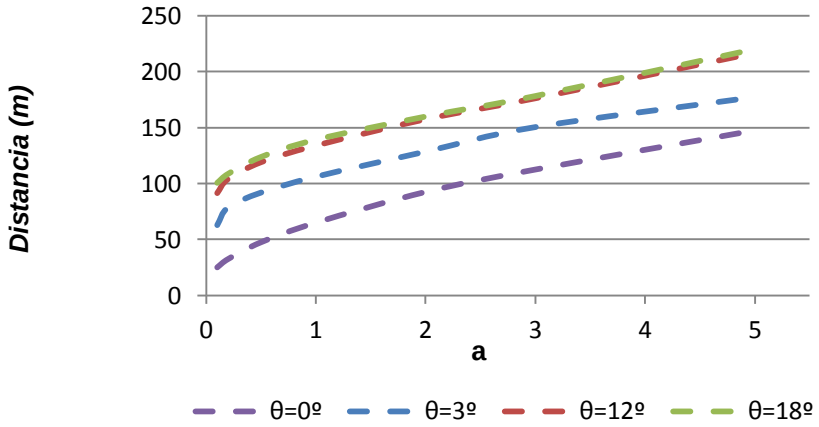


Fig.142. Distancias totales alcanzadas con la variación de θ y *a*.

El intervalo donde fue más notoria la influencia de *a* fue al inicio del movimiento, probablemente ocasionado por la caida de material inicial, mientras que el efecto de θ se vio potenciado con el paso del tiempo (fig.143).

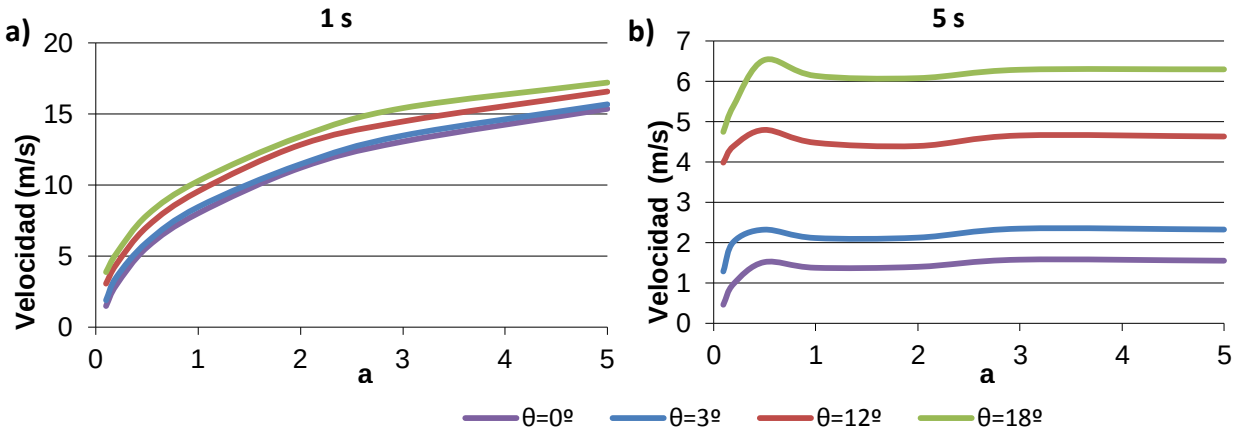


Fig.143. Perfiles de velocidad del frente de flujo en **a)** 1 s y **b)** 5 s a una distancia de 2m de la fuente, en función de la relación aspecto, *a*, y la pendiente, *θ*.

La variación de la pendiente del terreno, por muy suave que fuese, tuvo un efecto notorio sobre la morfología del depósito final, así como en su patrón de distribución, por lo que los resultados difirieron de los obtenidos sobre una superficie plana.

Cuando la pendiente era suave (θ =3º), se diferenciaron tres tipos de depósitos en cuanto a su morfología; un depósito en escudo para a = 0,1, un depósito planar cuando $a \geq 1$, en cuya parte distal se formó un montículo alargado perpendicular al eje del movimiento que además poseía una cola cuasi circular, y una morfología de transición entre ambas correspondiente a los casos de a = 0,2 y 0,5 (fig.144.).

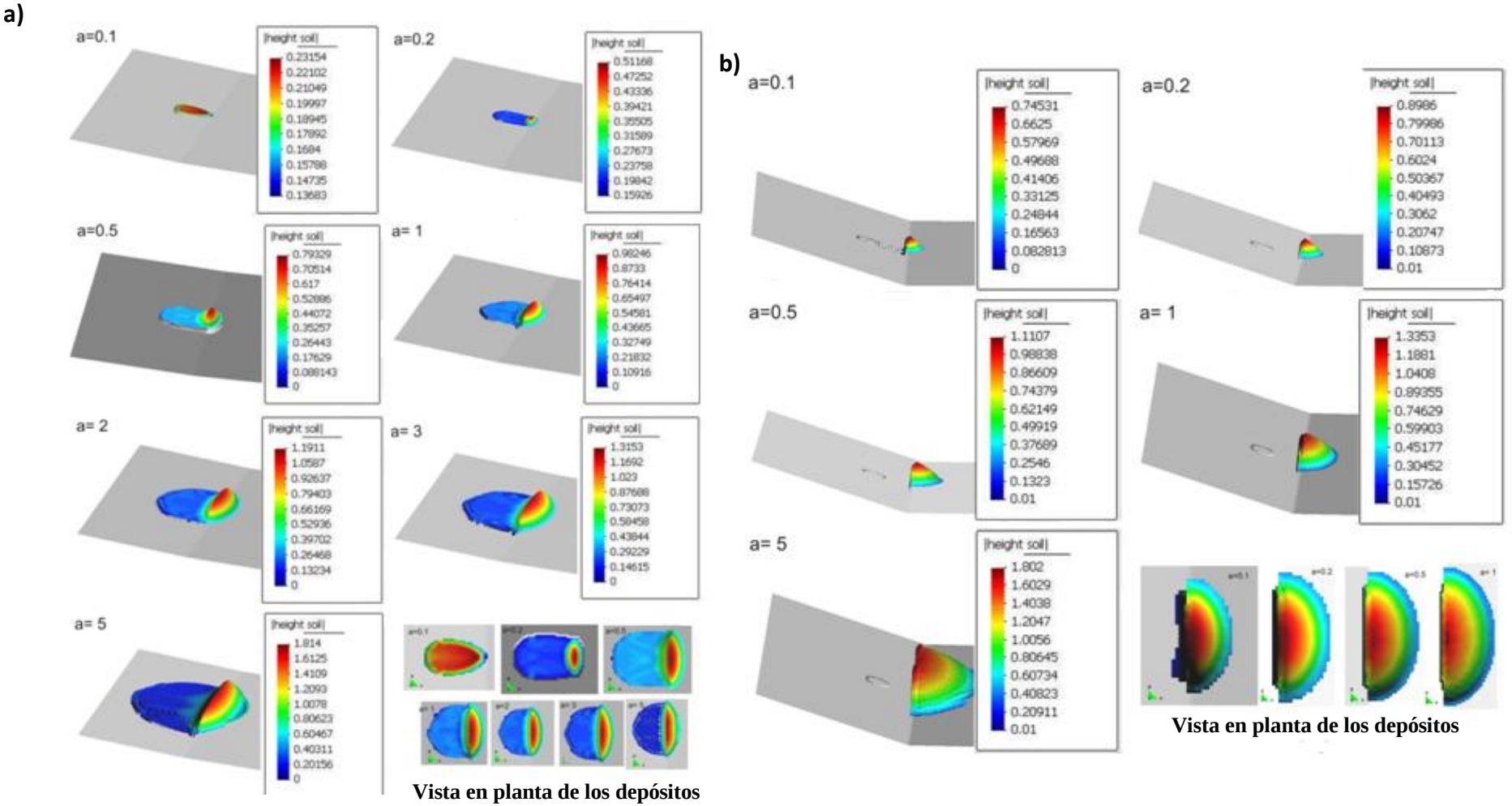


Fig.144. Alturas y formas finales de los depósitos generados por un fluido tipo Bingham sobre una pendiente de **a)** 3º y **b)** 18º, variando la relación aspecto inicial, *a*. La escala vertical se ha aumentado 40 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

A diferencia del caso de θ = 0º, cuando θ = 3, 12 o 18º la potencia y extensión del depósito aumentaron considerablemente conforme se incrementaba el valor de *a*.

En definitiva, para el caso de una topografía simplificada la morfología del depósito final fue controlada por la pendiente (θ) pero la distancia total recorrida y la profundidad del mismo se regían por la relación aspecto (*a*). En base a estos resultados, dependiendo de la superficie donde evolucionó el flujo, se observaron tres morfologías (fig.145):

- un ***depósito radial*** y ***simétrico*** cuando el movimiento se produjo en un plano cuasi-horizontal (θ = 0º), cuyo mayor espesor se localizó en el anillo que forma el frente del mismo.

- un ***depósito alargado*** pero de dispersión ***radial*** que se extendió paralelo al terreno siguiendo la línea de máxima energía producida por una pendiente suave (θ = 3º). Asimismo tendió a una mayor ***acumulación tras el punto de ruptura*** de la misma, donde se localizó la máxima potencia de depósito.

- un ***depósito*** acumulado en su práctica totalidad tras la ruptura de pendiente, ***de forma convexa,*** cuando el movimiento se desarrolló en una topografía con pendientes mayores a 12º.

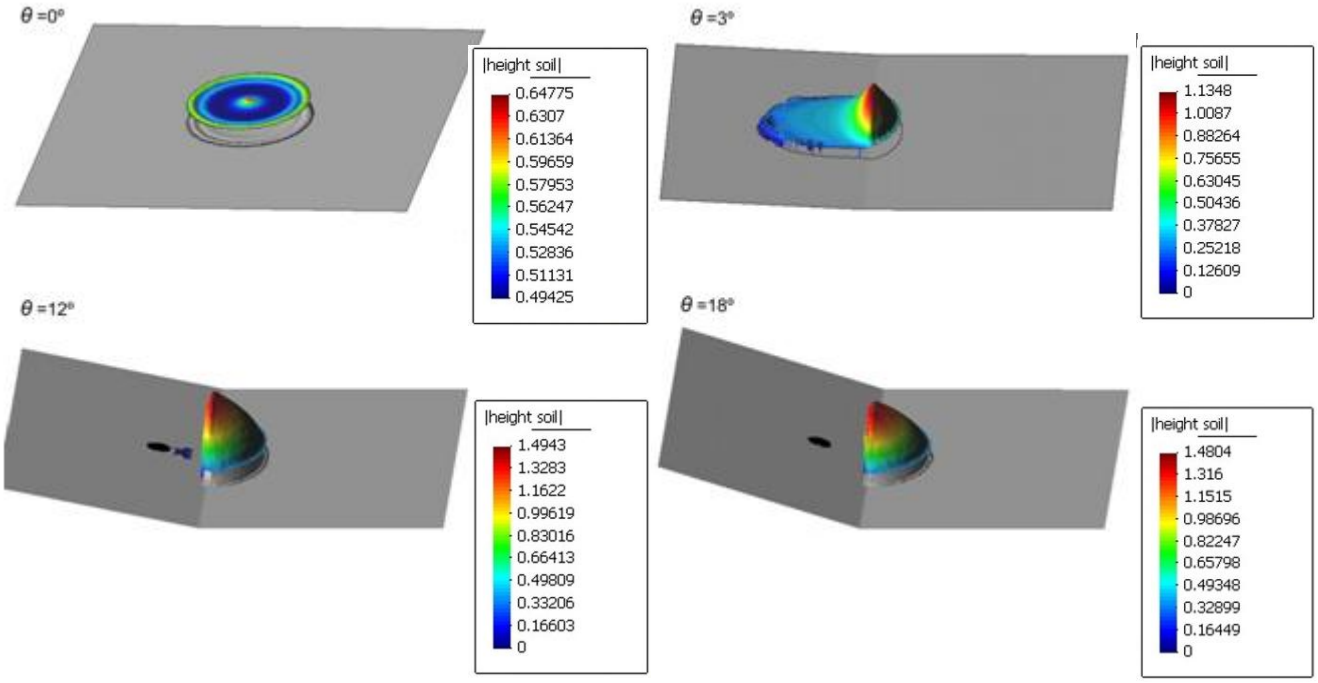


Fig.145. Morfología de los depósitos finales obtenidos para un fluido tipo Bingham con una relación aspecto de 2 que se desarrolla sobre una superficie plana (θ = 0º), una pendiente suave (θ = 3º) o una pendiente elevada (θ = 12 y 18º). La escala vertical se ha aumentado 50 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

Por tanto, de acuerdo con los resultados anteriores *a* fue el parámetro principal que controló la propagación y morfología final del depósito cuando el flujo se produjo sobre un plano horizontal o con pendiente suave, mientras que su efecto se disipó al aumentar el valor de θ, momento a partir del cual el valor de extensión y potencia del depósito pasó a marcar la diferencia entre los casos de estudio.

C) Sensibilidad en una topografía real

Al igual que en los análisis anteriores, cuando se empleo una topografía real en la simulación de un lahar el aumento de volumen derivado de la relación aspecto inicial (*a*), conllevó un aumento de velocidad y alcance del movimiento (Fig.146.). El incremento de velocidad se vio potenciado con la distancia en la zona próxima al origen (fig.146 a), aunque se disipó con el tiempo en el frente del flujo (fig.147).

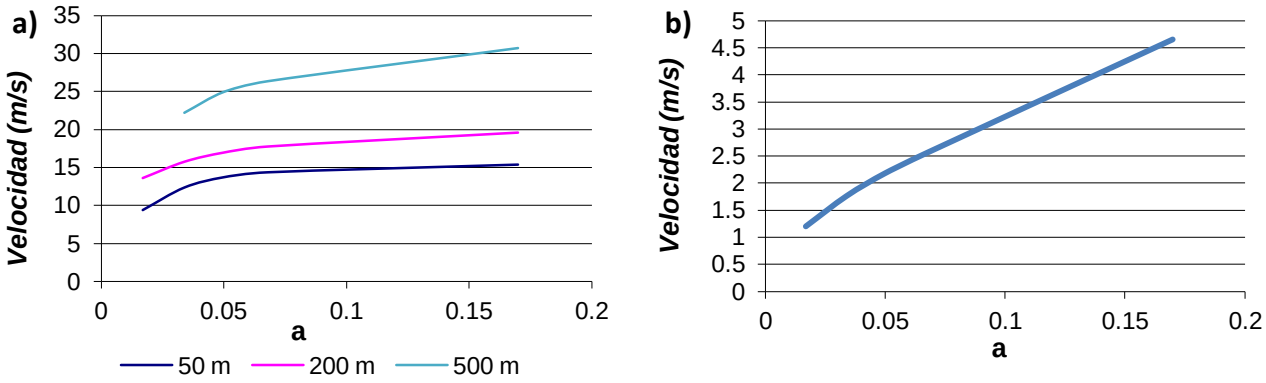


Fig.146. **a)** Evolución espacial del perfil de velocidad conforme aumenta el valor de relación aspecto (*a*) de la masa inicial en una topografía real cuando t=30s, y **b)** perfil de velocidad del frente de flujo a 37 m de la condición inicial cuando t=1 s en una pendiente real.

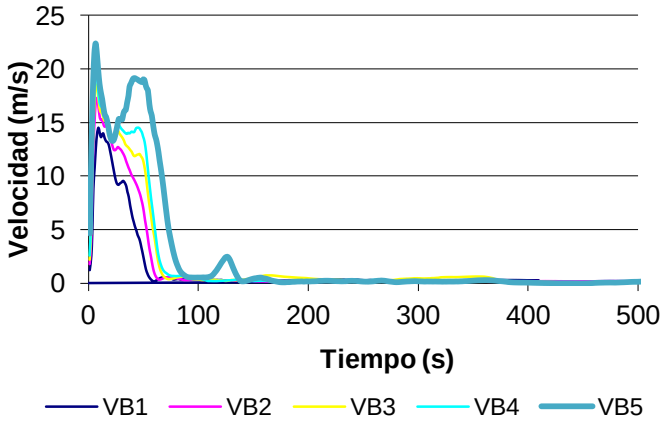


Fig.147. Evolución temporal del perfil de velocidad conforme aumenta el volumen de la masa inicial en una topografía real a 37 m.

Como muestra la figura 147 el perfil de velocidad durante la propagación se vio claramente influenciado por la topografía, obteniéndose un patrón más irregular que en los análisis donde ésta se encontraba simplificada, lo que afectó a su vez a la dispersión del movimiento (comparar con fig.141).

Los depósitos finales se adaptaron a la topografía del terreno (fig.148), canalizándose por las barrancas durante su recorrido, y aumentando su área de inundación pero no su potencia conforme lo hizo *a* (tabla 29).

Tabla 29. Área de inundación alcanzada por los casos de estudio en una topografía real.

Casos	*Area (m^2)*
VB1	**25.667**
VB2	**239.352**
VB3	**430.865**
VB4	**826.518**
VB5	**1.377.916**

La relación de aspecto, *a*, solo tuvo una influencia significativa al inicio del movimiento, pasando a ser el volumen de material el principal parámetro que controló la propagación del flujo en la distancia.

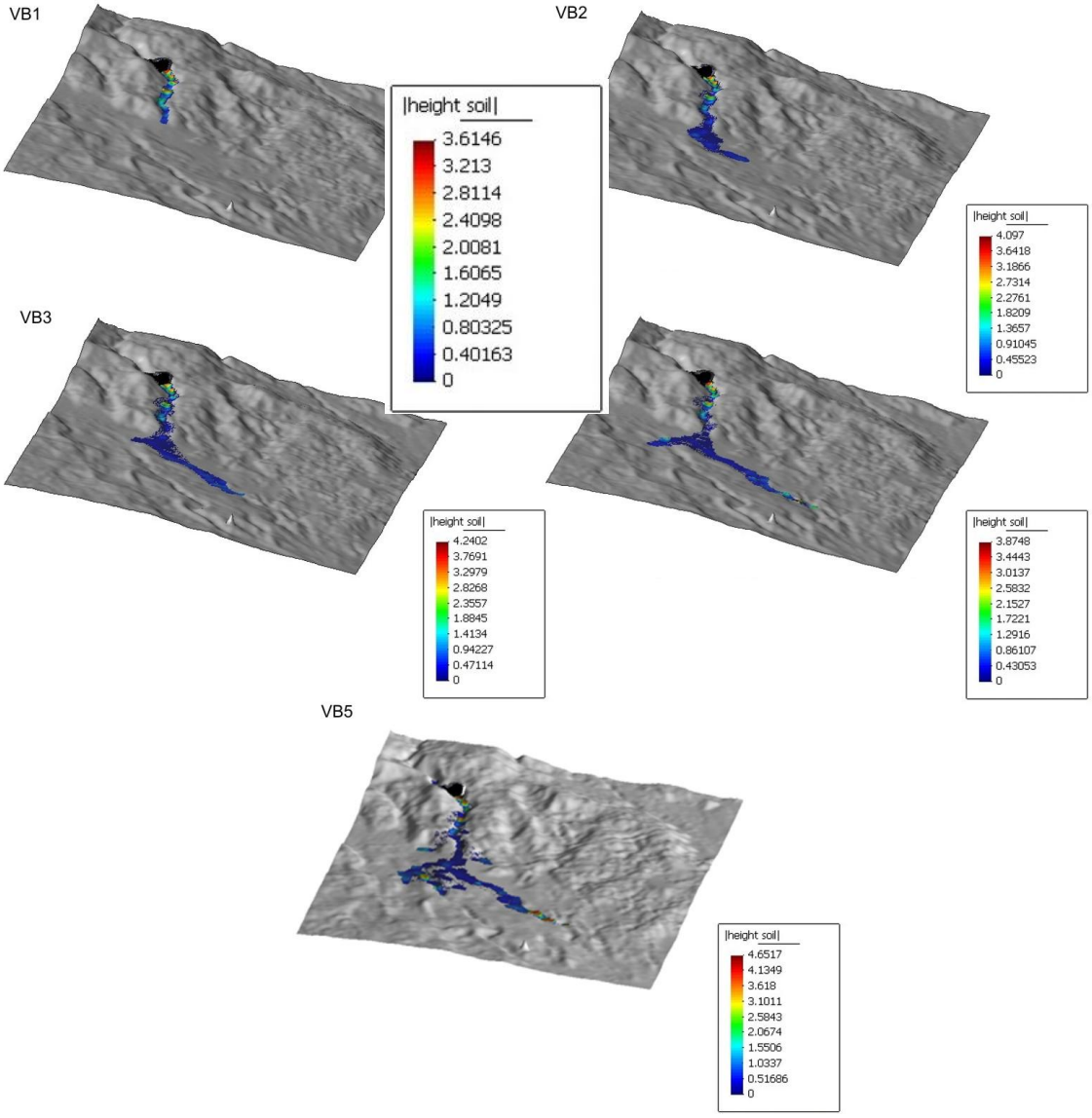


Fig.148. Extensión final y alturas alcanzadas por los depósitos de un fluido tipo Bingham sobre una topografía real con una relación aspecto expresada en términos volumétricos (VB1-5). La escala vertical se ha aumentado 10 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

5.1.2 Análisis de sensibilidad para fluidos Friccionales tipo Voellmy

De forma análoga al caso de los fluidos tipo Bingham se estudió la influencia de la relación de aspecto de la masa inicial (*a*) sobre las simulaciones realizadas con el modelo reológico de Voellmy. Para ello se analizó el comportamiento de la variación de *a* en los tres contextos descritos con anterioridad, pero manteniendo constantes los valores de ángulo de fricción (φ) y coeficiente de Voellmy en 10º y 1000 m/s^2 respectivamente.

A) Sensibilidad en un plano

Al igual que en el caso de los fluidos Bingham, cuando las simulaciones tuvieron lugar en un plano horizontal, la variación de *a* generó variaciones en la dinámica del flujo (fig.149), alcanzando una duración máxima ligeramente superior, 12 s.

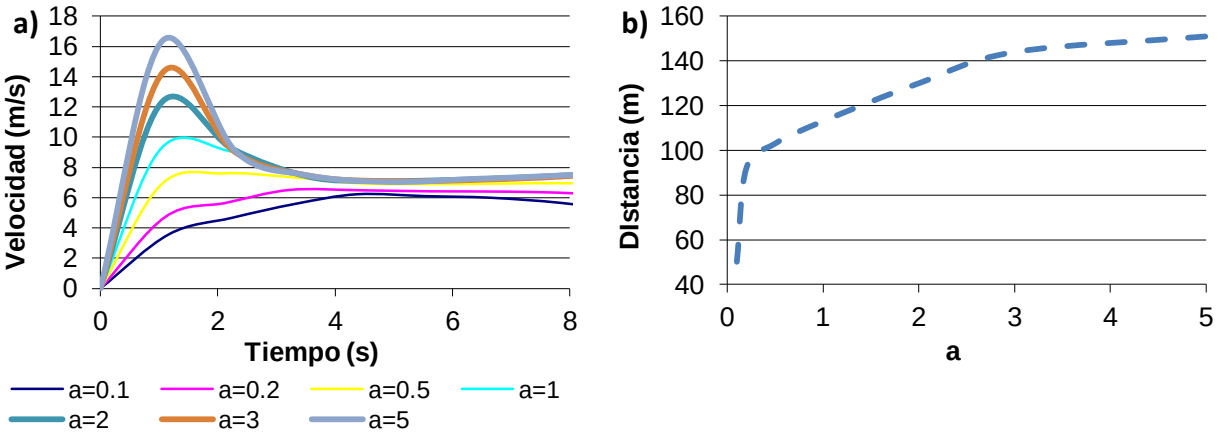


Fig.149. Influencia de la relación aspecto inicial, *a*, en **a)** la variación de velocidad con el tiempo a 2 m del origen, y **b)** en la distancia total alcanzada por el flujo.

Asimismo el incremento de velocidad producido por el aumento de *a* no fue equitativo, diferenciándose en este caso tres intervalos o tramos de comportamiento (fig.150 a). El efecto producido por el incremento de *a* sobre la velocidad se siguió potenciando con la distancia (fig.150 b).

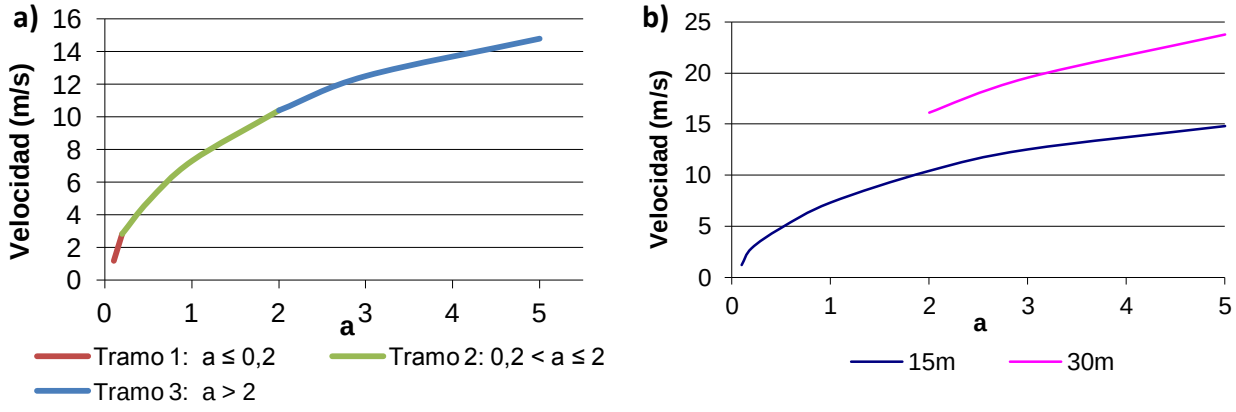


Fig.150. a) Diferenciación en base al incremento de velocidad producido en el frente del movimiento por la variación de *a* en un punto situado a 2 m de la masa inicial, y **b)** evolución espacial de la velocidad conforme varia el valor de relación aspecto, *a* cuando t=1s.

Morfológicamente los depósitos finales generados por el flujo también se vieron afectados por la variación de *a*, observándose una mayor dispersión radial conforme aumentó el valor de este parámetro. Cuando $a = 0{,}1$ el depósito tuvo una forma cónica con la parte superior redondeada, mientras que para $a \geq 0{,}2$ las paredes del depósito empezaron a derrumbarse y a acumularse al pie de la columna, propagándose radialmente hacia el exterior y generando un vértice central marcado. A partir de $a \geq 2$ la propagación lateral favoreció la formación de un depósito en "sombrero mexicano" con la zona central más marcada que en el caso de los fluidos Bingham.

Los límites morfológicos encontrados no fueron exactamente los mismos que los observados por Lajeunesse et al. (2004) pero si fueron similares, habiéndose alcanzado una forma final de los depósitos más parecida que en el caso de Bingham (fig.151).

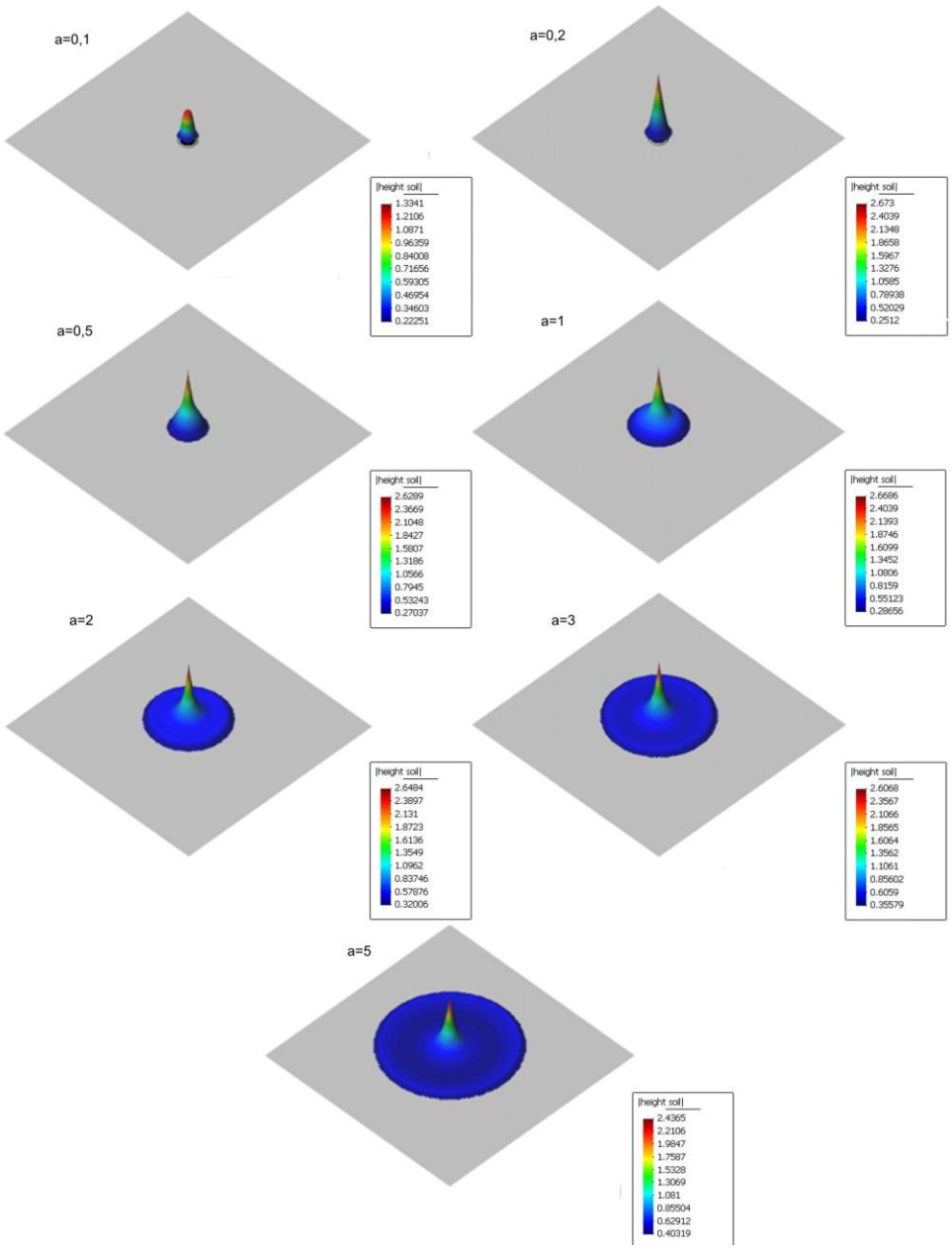


Fig.151. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluidofriccional tipo Voellmy sobre un plano horizontal para diferentes valores de relación aspecto, *a.* La escala vertical se ha aumentado 65 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

B) Sensibilidad en una topografía simplificada

Los resultados obtenidos en el analisis de sensibilidad sobre una superficie simplificada para los fluidos de Voellmy fueron similares a los alcanzados con los Bingham, ya que la pendiente (θ) siguió minimizando el efecto de a con el tiempo, mientras se incrementaban las velocidades y distanciancias totales alcanzadas (fig.152).

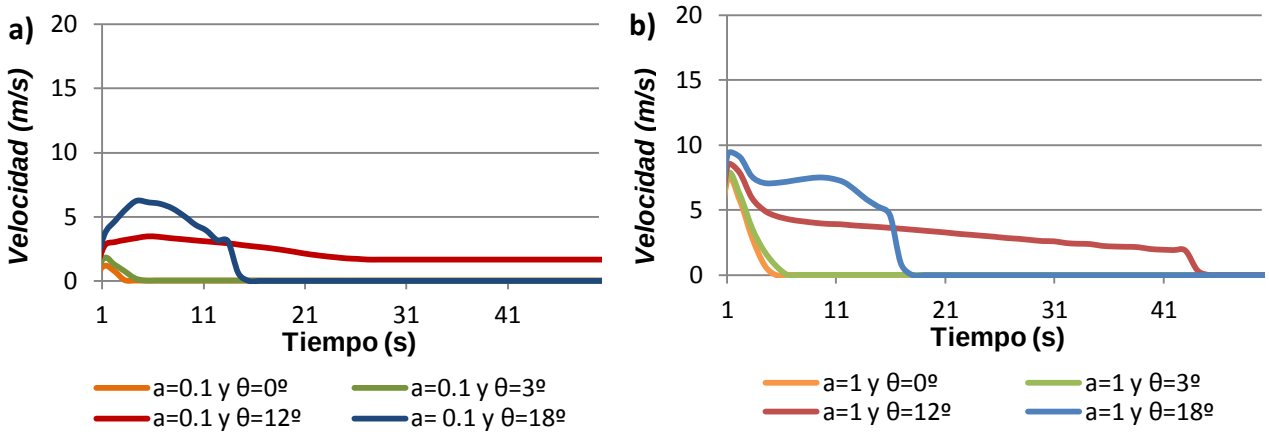


Fig.152. Variación del perfil de velocidad del flujo como consecuencia del incremento de pendiente, θ, y de relación de aspecto inicial, a, en un nodo situado a 2m.

El aumento de θ también se tradujo en una variación de la distancia total recorrida y el tiempo necesario para alcanzarla, aunque en el caso de los fluidos friccionales esta relación no fue tan marcada (fig.153).

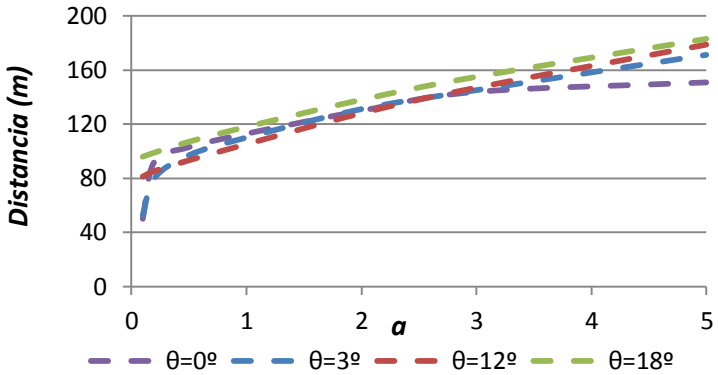


Fig.153. Distancias totales alcanzadas con la variación de θ y a.

La minimización del efecto de a con el tiempo se produjo en favor de un aumento de la influencia de θ (fig.154).

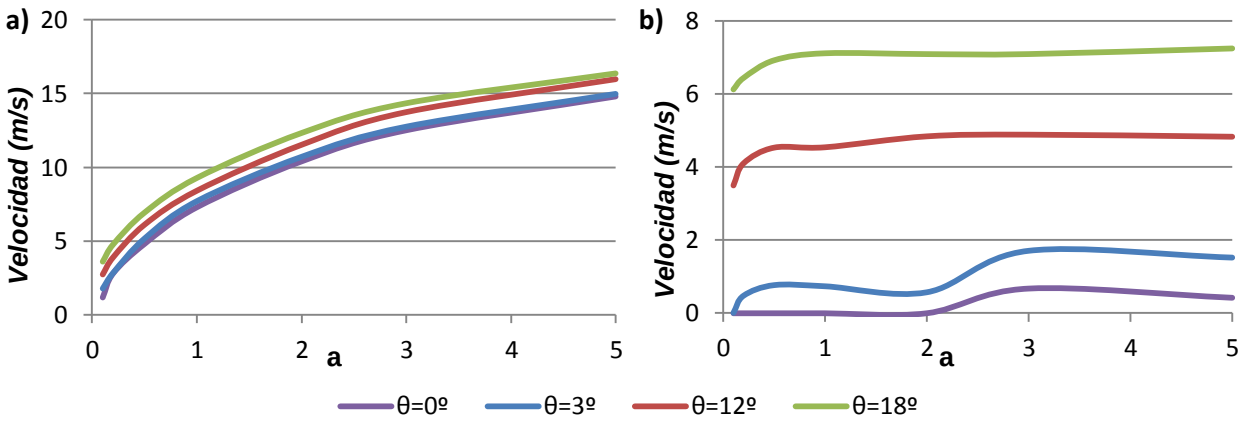


Fig.154. Perfiles de velocidad del frente de flujo en **a)** 1 s y **b)** 5 s, a una distancia de 2m de la condición inicial mientras e varía la relación aspecto, *a*, y la pendiente, θ.

En cuanto a la duración máxima del movimiento se observaron diferencias significativas conforme se variaba la topografía. El flujo tardó del orden de 12 s en alcanzar su máxima extensión cuando $\theta \leq 3^{o}$, mientras que cuando la pendiente fue más pronunciada $\theta \geq 12^{o}$ el movimiento se prolongó hasta los 40 e incluso 76 s.

Morfológicamente, cuando la pendiente fue suave ($\theta = 3^{o}$), se observaron tres tipos de depósitos. Sus límites coincidieron con los obtenidos del análisis del movimiento sobre una superficie plana, aunque su geometría se vio claramente afectada por la variación de θ. Concretamente la parte de mayor potencia, que se localizaba previamente en la parte central, se desplazó hacia el punto de ruptura de la pendiente, lo que se tradujo en una ligera acumulación (fig.155 a).

Al igual que en el caso de los fluidos tipo Bingham, cuando la pendiente sobre la cual tuvo lugar el movimiento era alta ($\theta \geq 12^{o}$) la morfología de los depósitos obtenidos fue bastante similar entre sí, salvo por las anomalías en la potencia y extensión de los mismos. En este caso la masa en su práctica totalidad se acumuló en la parte baja cercana a la ruptura de pendiente, coincidiendo este punto con la máxima potencia del depósito, sobre todo cuando $\theta = 18^{o}$. El aumento de *a* produjo un aumento en la potencia y extensión lateral del depósito a lo largo de la línea de ruptura de pendiente, dando lugar a una morfología alargada y abrupta, a cuyo pie se extendió radialmente una base plana de escasa potencia (fig.155 b).

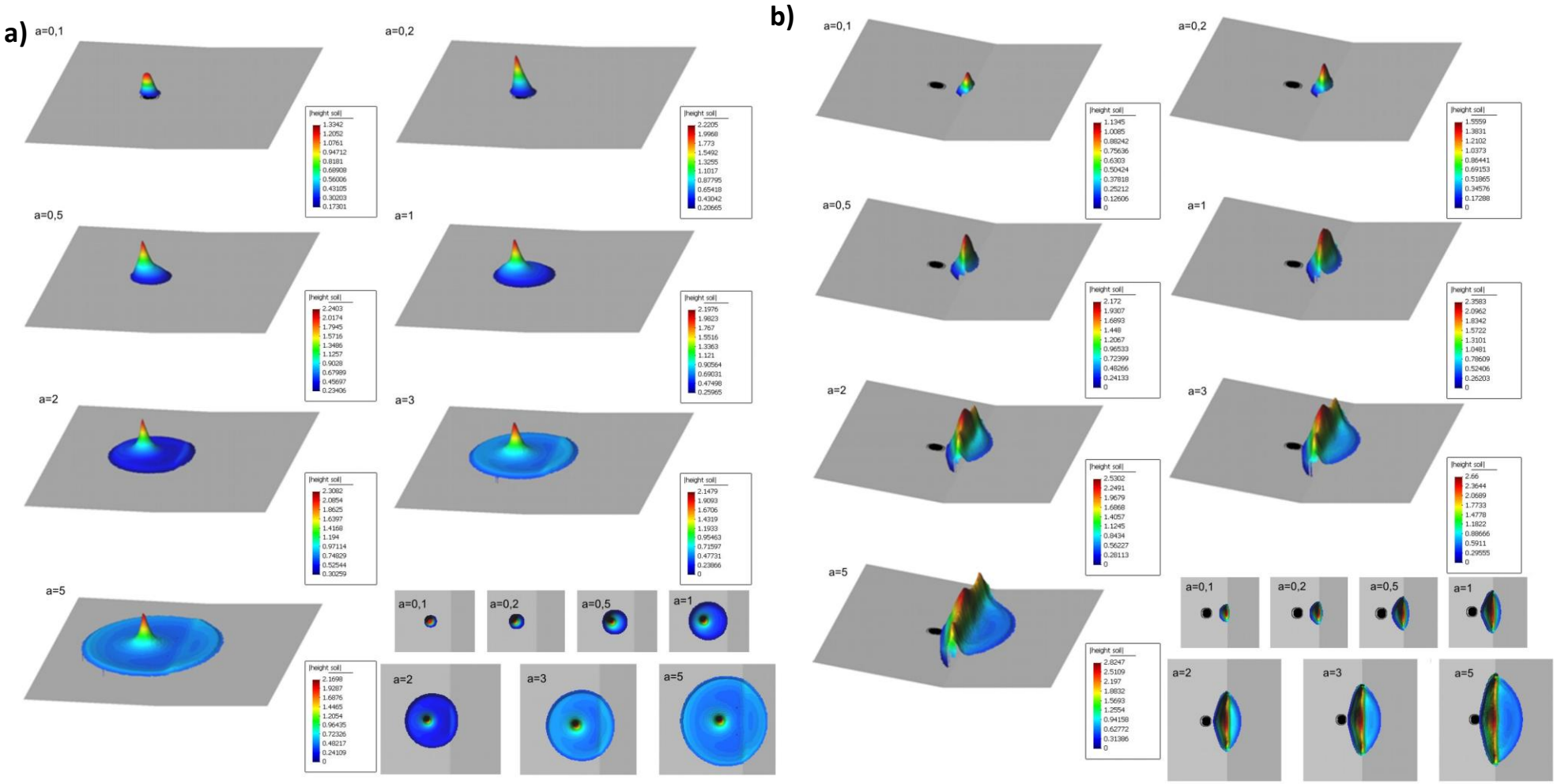


Fig.155. Alturas y formas finales de los depósitos generados por un fluido friccional tipo Voellmy sobre una pendiente de **a)** 3º y **b)** 12º, variando la relación aspecto inicial, *a*. La escala vertical se ha aumentado 40 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

Por tanto la variación de θ controló la morfología del depósito final, mientras que de *a* siguieron dependiendo la potencia y extensión del mismo. Atendiendo a estos resultados, para un fluido friccional tipo Voellmy θ produjo tres morfologías principales (fig.156):

- un ***depósito radial*** y ***simétrico*** cuando θ = 0º, cuyo mayor espesor se localizó en el vértice central, que pudo evolucionar de un perfil cóncavo a convexo en la base, dando lugar a una morfología de "*sombrero mexicano*".

- un ***depósito radial*** similar al anterior incluso en su evolución, pero cuya simetría se perdió ***a favor de la pendiente*** (θ = 3º), produciéndose un ligero aumento de la acumulación tras la ruptura de la misma, lo que implicó que la parte de mayor potencia se descentró.

- un ***depósito*** acumulado en su práctica totalidad tras la ruptura de pendiente ***en forma de cordillera***, tras la que se extendió radialmente una base plana de escasa potencia, cuando $\theta \geq$ 12º.

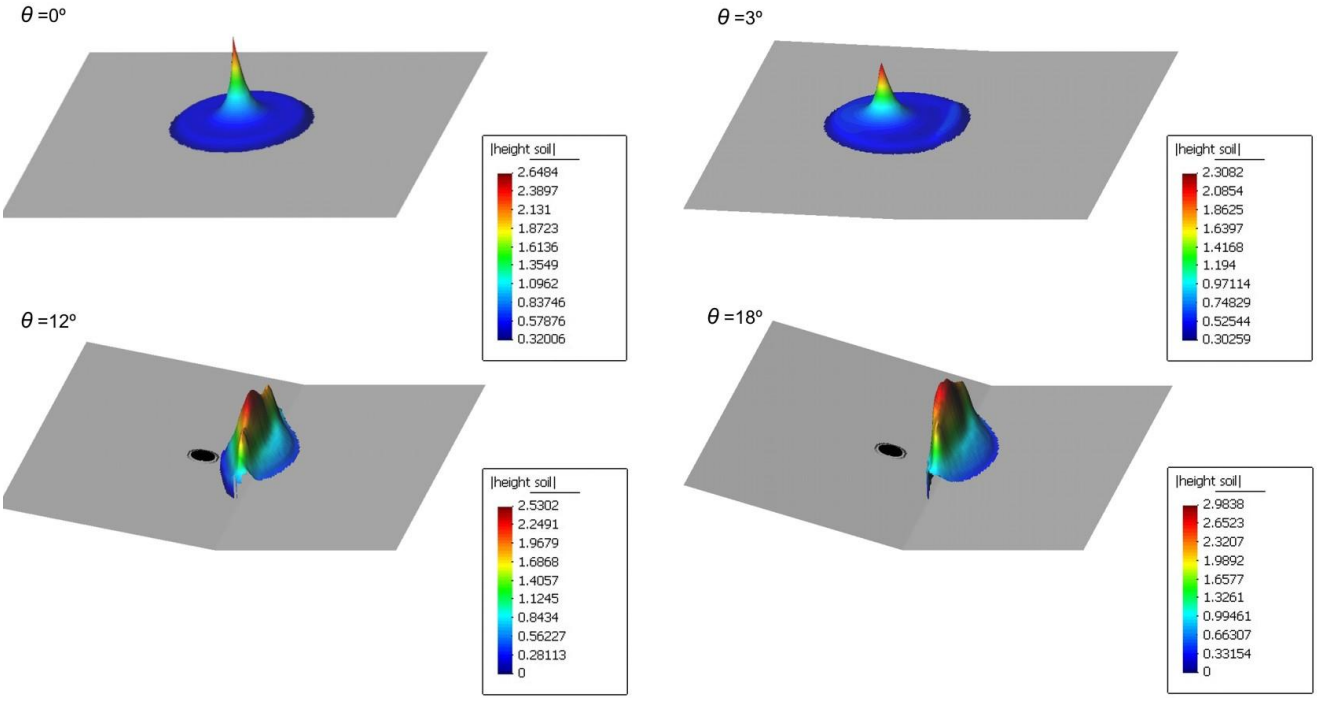


Fig.156. Morfología de los depósitos finales obtenidos para un fluido friccional tipo Voellmy con una relación aspecto de 2 que se desarrolla sobre una la superficie plana (θ = 0º), una pendiente suave (θ = 3º) o una pendiente elevada (θ = 12 y 18º). La escala vertical se ha aumentado 40 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

C) Sensibilidad en una topografía real

El análisis llevado a cabo en el tramo de la barranca del Volcán de Colima utilizada con anterioridad para la evaluación de los casos de un fluido tipo Bingham, mostró una tendencia acorde a lo esperado. El incremento de volumen produjo el aumento de velocidad del frente del flujo (fig.157 a), cuyo efecto se magnificó con la distancia (fig.157 b) pero se disipó con el tiempo (fig.158). La duración total del movimiento osciló entre los 18 y 30 s.

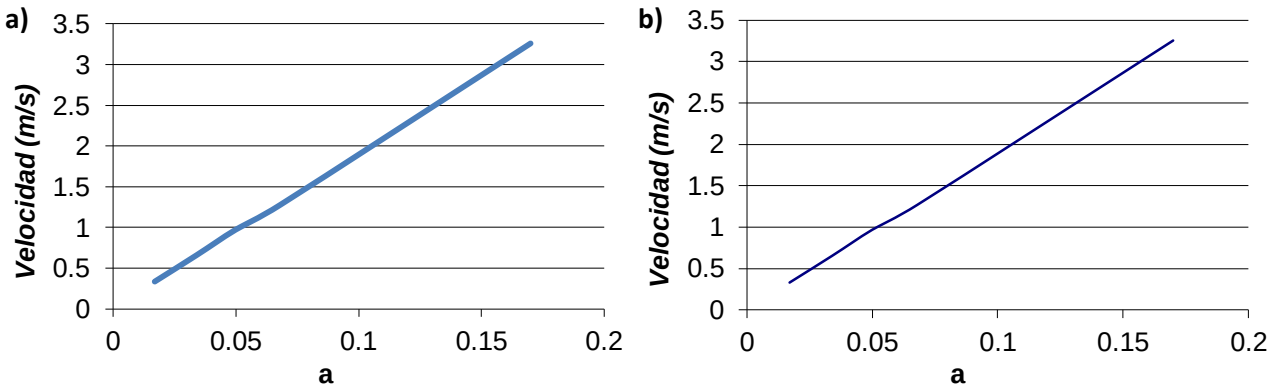


Fig.157. **a)** Perfil de velocidad del frente de flujo a 37 m de la condición inicial cuando t=1 s en una pendiente real, y **b)** evolución espacial del perfil de velocidad conforme aumenta el valor de relación aspecto (*a*) de la masa inicial a 5 0m en una topografía real cuando t=1.

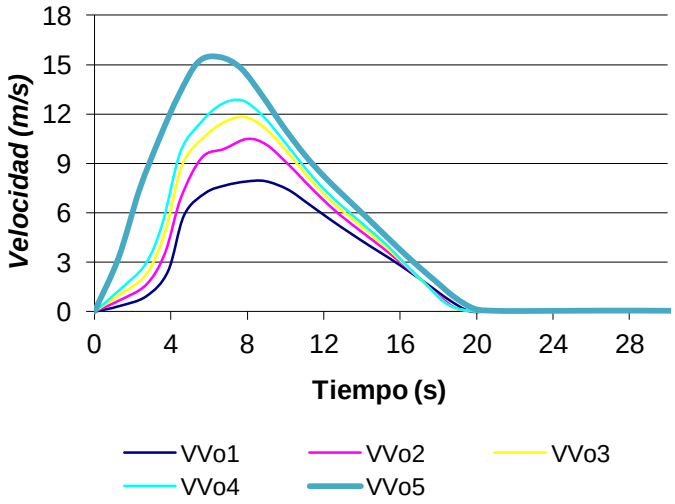


Fig.158. Evolución temporal del perfil de velocidad conforme aumenta el volumen de la masa inicial (VVo1-5) en una topografía real a 37 m.

La variación total de la extensión del flujo fue inferior si se compara con el caso anterior, pero la morfología de los depósitos finales generados se siguió adaptando a la configuración del terreno,canalizándose por la barranca (fig.159).

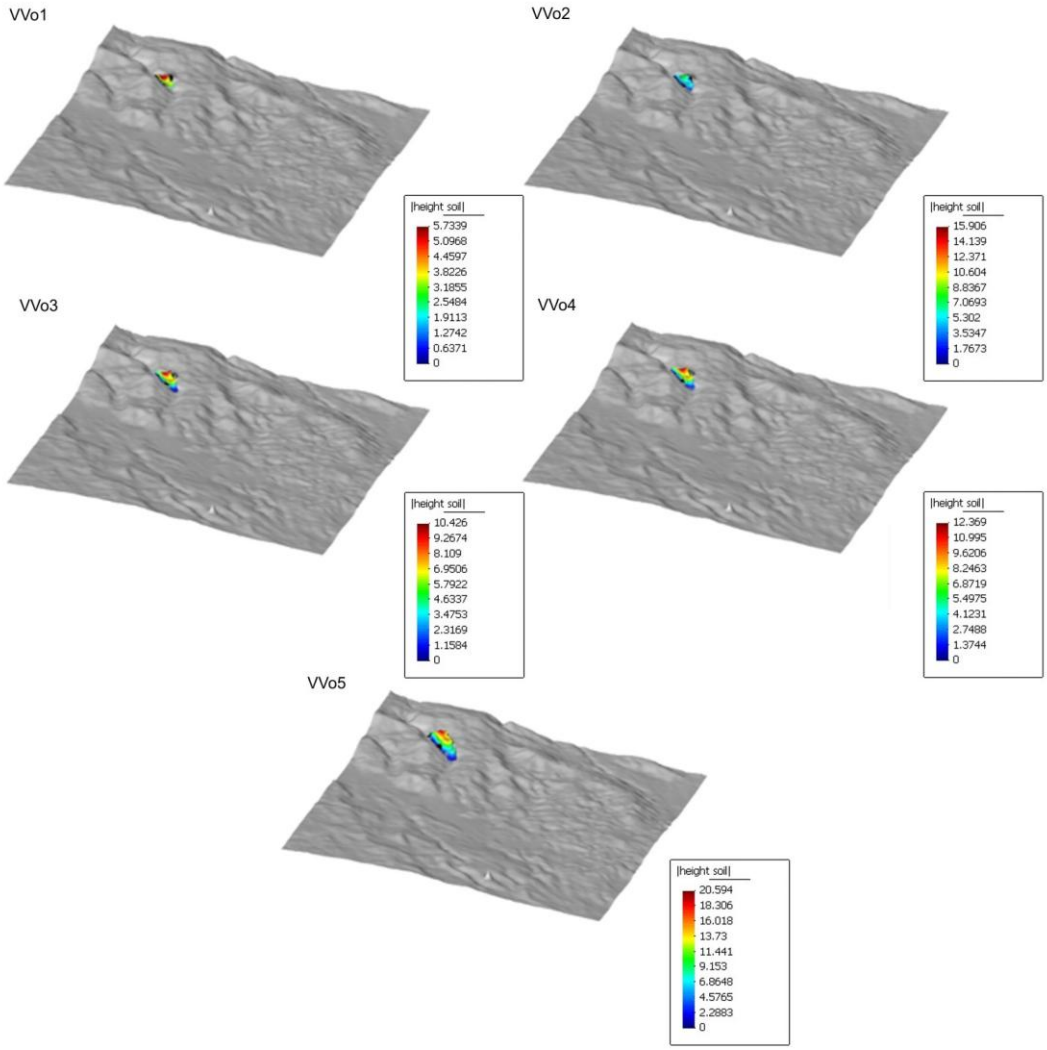


Fig.159. Extensión final y alturas alcanzadas por los depósitos un fluido Ficcional tipo Voellmy sobre una topografía real con una relación aspecto expresada en términos volumétricos (VVo1-5). La escala vertical se ha aumentado 10 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

5.1.3 Análisis de sensibilidad para fluidos Friccionales Puros

En el caso de los fluidos friccionales puros, el análisis se llevó a cabo manteniendo constante el ángulo de fricción en estado seco (φ) en 10º, de manera que se mantuviese la independencia reológica respecto de este parámetro y se obtuviesen resultados comparables a los descritos con otras reologías.

A) Sensibilidad en un plano

Se evaluó la influencia de la relación aspecto (*a*) sobre la dinámica de propagación de un flujo friccional puro, cuando ésta se producía en un plano horizontal, obteniendo la misma tendencia descrita con anterioridad. Es decir que un aumento del valor de *a* se tradujo en un aumento de la velocidad (fig.160 a) y extensión del movimiento (fig.160 b). La duración máxima fue de 18 s.

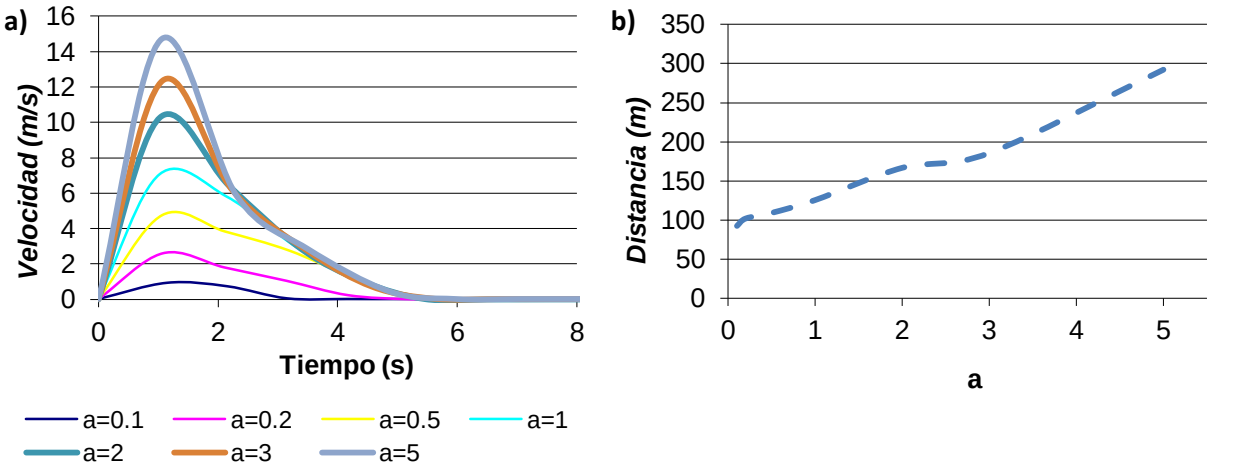


Fig.160. Influencia de la relación aspecto inicial, *a*, en **a)** la variación de velocidad con el tiempo a 2 m del origen, y **b)** en la distancia total alcanzada por el flujo.

El incremento de velocidad ocasionado por el aumento de *a* resultó en un perfil similar al alcanzado con los fluidos Voellmy, pudiendo diferenciar tres tramos o intervalos de comportamiento (fig.161). El primero de ellos englobó los valores de $a < 0,2$ y se caracterizó por un aumento de la velocidad más acusado, similar al tramo 2 definido en los Bingham, mientras que cuando $a \geq 0,2$ el incremento fue más gradual, especialmente en el tercer tramo ($a \geq 1$).

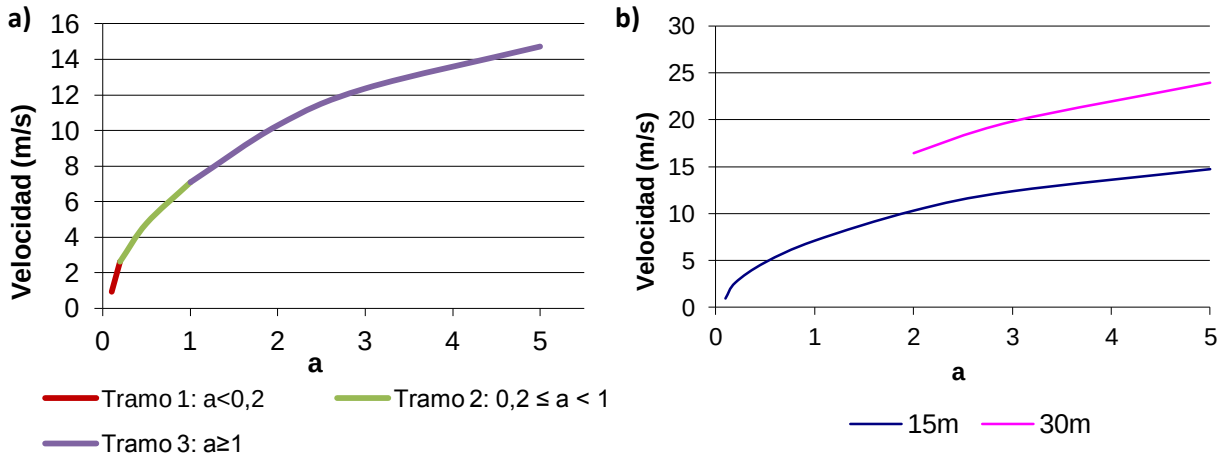


Fig.161. a) Diferenciación en base al incremento de velocidad producido en el frente del movimiento por la variación de *a* en un punto situado a 2 m de la masa inicial, y **b)** evolución espacial de la velocidad conforme varía el valor de relación aspecto, *a* cuando t=1s

El análisis espacial del aumento de velocidad asociado al incremento del valor de *a* también muestra que el efecto de *a* no se disipó con la distancia, si no que se magnificó (fig.161 b).

En el caso de los fluidos friccionales puros se observaron dos morfologías como resultado de la variación de *a* (fig.162). La primera de ellas se correspondió con $a < 0,5$ y se caracterizó por un depósito cónico con la parte superior redondeada para $a = 0,1$, que pasaba a formar un vértice central marcado cuando $a = 0,2$. Esta configuración fue consecuencia del derrumbamiento de las paredes del depósito sin que la parte central llegase a verse afectada, lo que le permitió mantener

la altura de la condición inicial. En la segunda, el movimiento alcanzó todos los puntos de la columna de material inicial, por lo que sus paredes se derrumbaron y propagaron radialmente hacia el exterior generando un depósito concéntrico, cuya potencia disminuía desde su epicentro hacia las partes distales.

La forma de los depósitos finales y los valores umbral de *a*, fueron similares a los alcanzados con los friccionales tipo Voellmy, aunque no llegaron a desarrollar la morfología de "sombrero mexicano", ya que la parte inferior tendió a ser plana (fig.162).

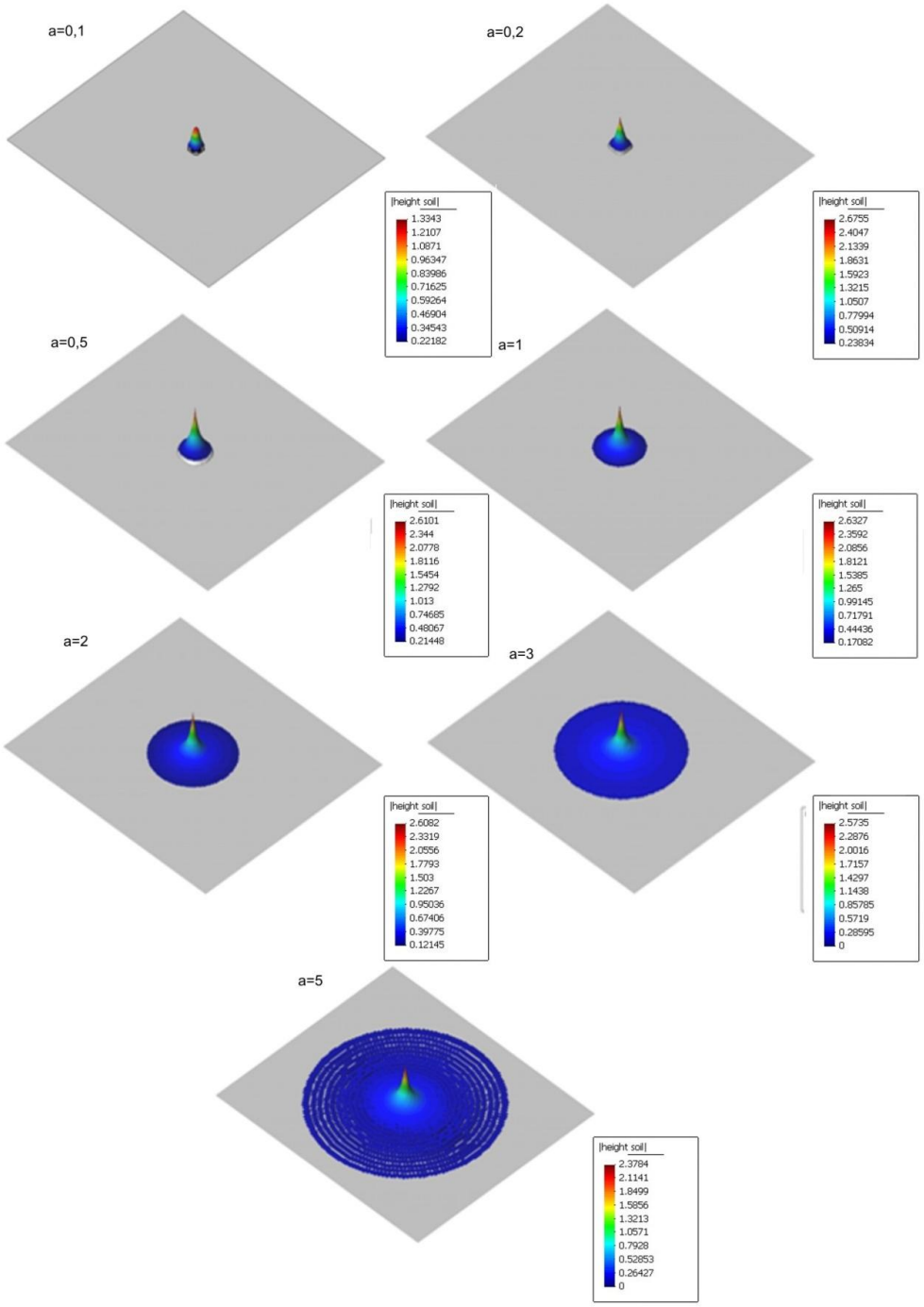


Fig.162. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido friccional puro sobre un plano horizontal para diferentes valores de relación aspecto, *a*. La escala vertical se ha aumentado 65 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

B) Sensibilidad en una topografía simplificada

Se mantuvo la tendencia de aumentar la velocidad y distancia recorrida conforme lo hacía el valor de *a*, efecto que se potenció al aumentar la pendiente (θ) al inicio del movimiento (fig.163 y 164), y se fue disipando conforme avanzó el tiempo, momento a partir del cual el factor predominante en la dinámica fue θ (fig.165). La duración máxima del movimiento fue del orden de 18 s cuando θ =3º, es decir similar a cuando θ = 0º, 63 s si θ =12º y 36 s cuando θ =18º.

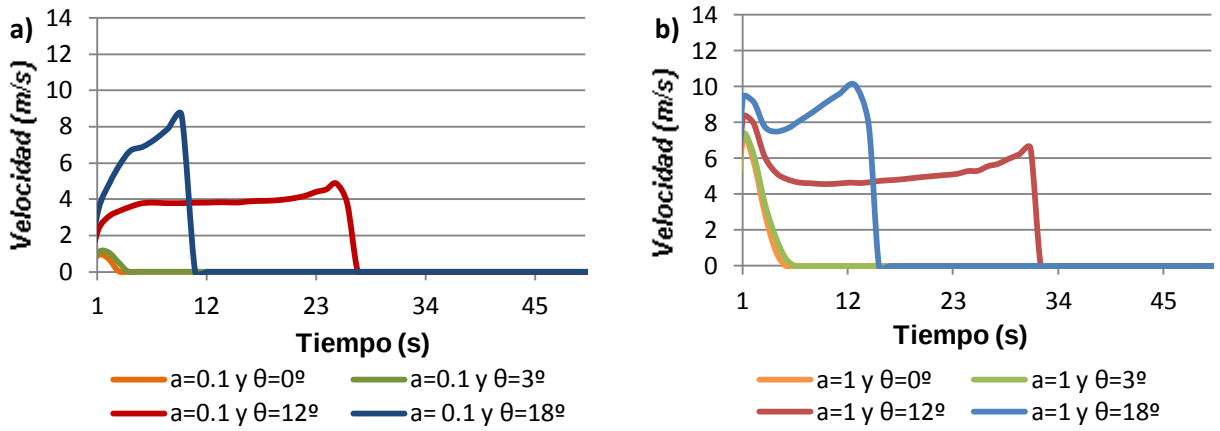


Fig.163. Variación del perfil de velocidad del flujo como consecuencia del incremento de pendiente, θ, y de relación de aspecto inicial , *a*, en un nodo situado a 2m.

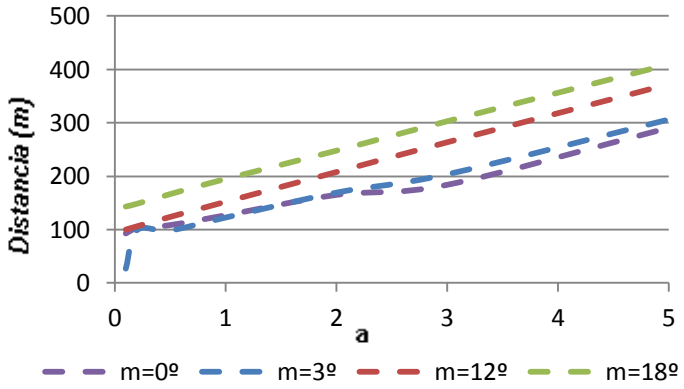


Fig.164. Distancias totales alcanzadas con la variación de θ y *a*.

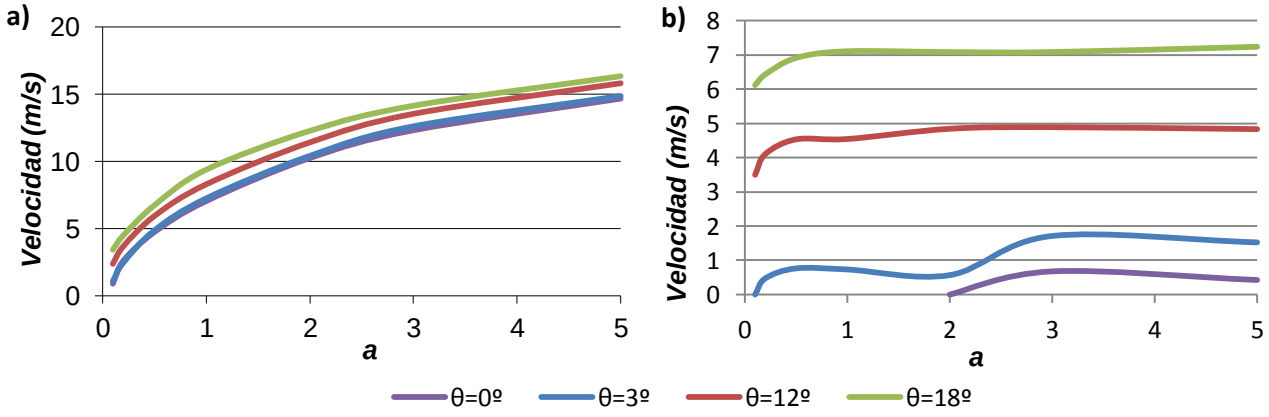


Fig.165. Perfiles de velocidad del frente de flujo en 1 s y 5 s a una distancia de 2m de la condición inicial mientras e varía la relación aspecto, *a*, y la pendiente, θ.

Cuando θ = 3º la morfología del depósito poseía grandes similitudes con la disposición alcanzada con θ = 0º, aunque pasó a ser ligeramente disimétrico como consecuencia del efecto de la pendiente. Los umbrales de a alcanzados para cada morfología se mantuvieron en $a < 0{,}5$ cuando la parte superior del cilindro no llegó a moverse, y a $\geq 0{,}5$ cuando sí (fig.166).

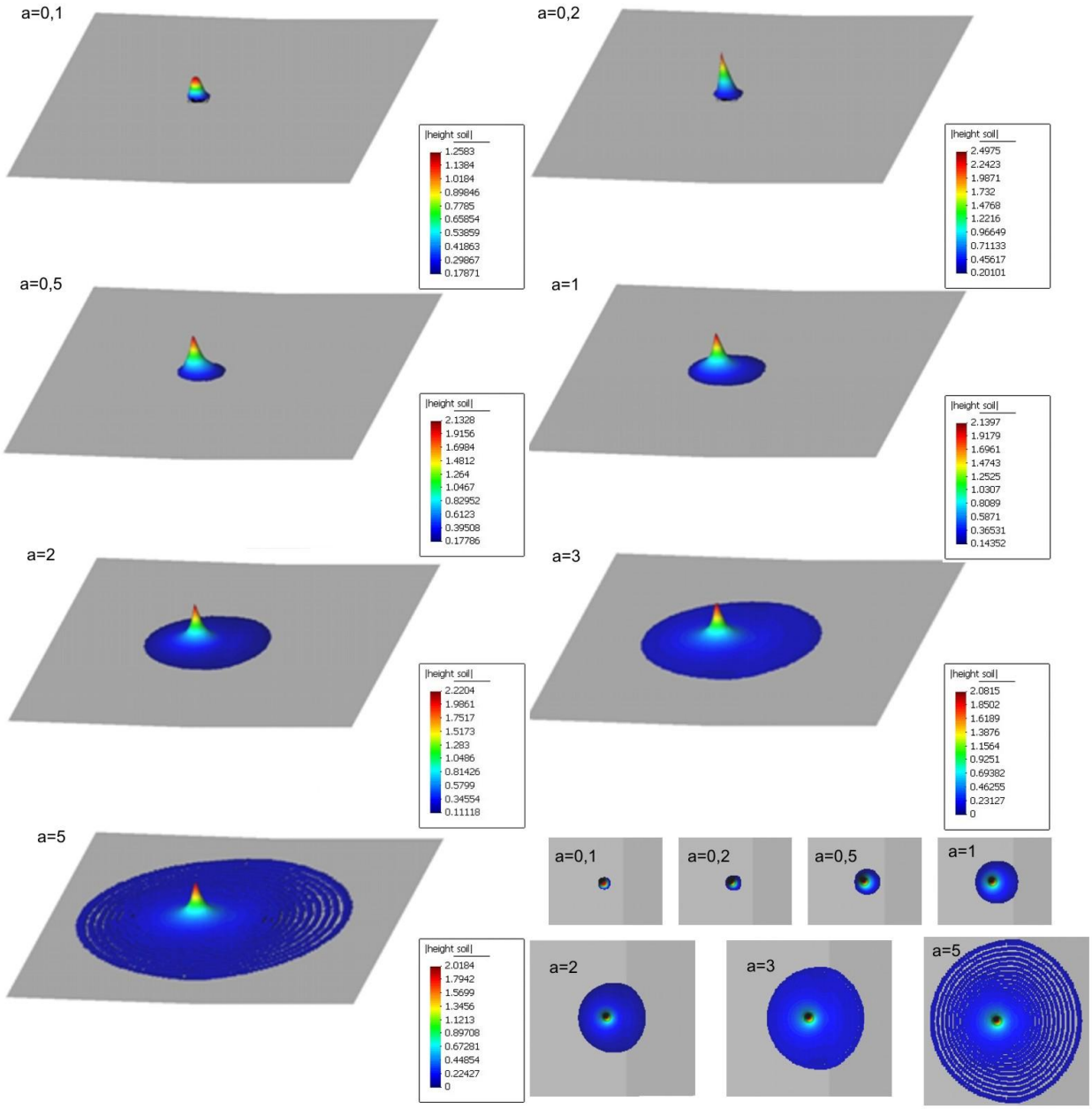


Fig.166. Alturas y formas finales de los depósitos generados por un fluido Friccional Puro sobre una pendiente de 3º variando la relación aspecto inicial, *a*. La escala vertical se ha aumentado 40 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

Por el contrario, cuando la pendiente fue más acusada ($\theta \geq$12º) los depósitos generados tuvieron una forma más alargada (escarpe), a cuyo pie se extendió una capa horizontal de escaso espesor. La morfología alcanzada en esta topografía por los fluidos friccionales tipo Voellmy fue más elongada y abrupta, por lo que los friccionales puros supusieron un punto intermedio entre

los resultados alcanzados con Bingham y los de Voellmy. El aumento de *a* supuso una mayor definición de la morfología del depósito final (fig.167).

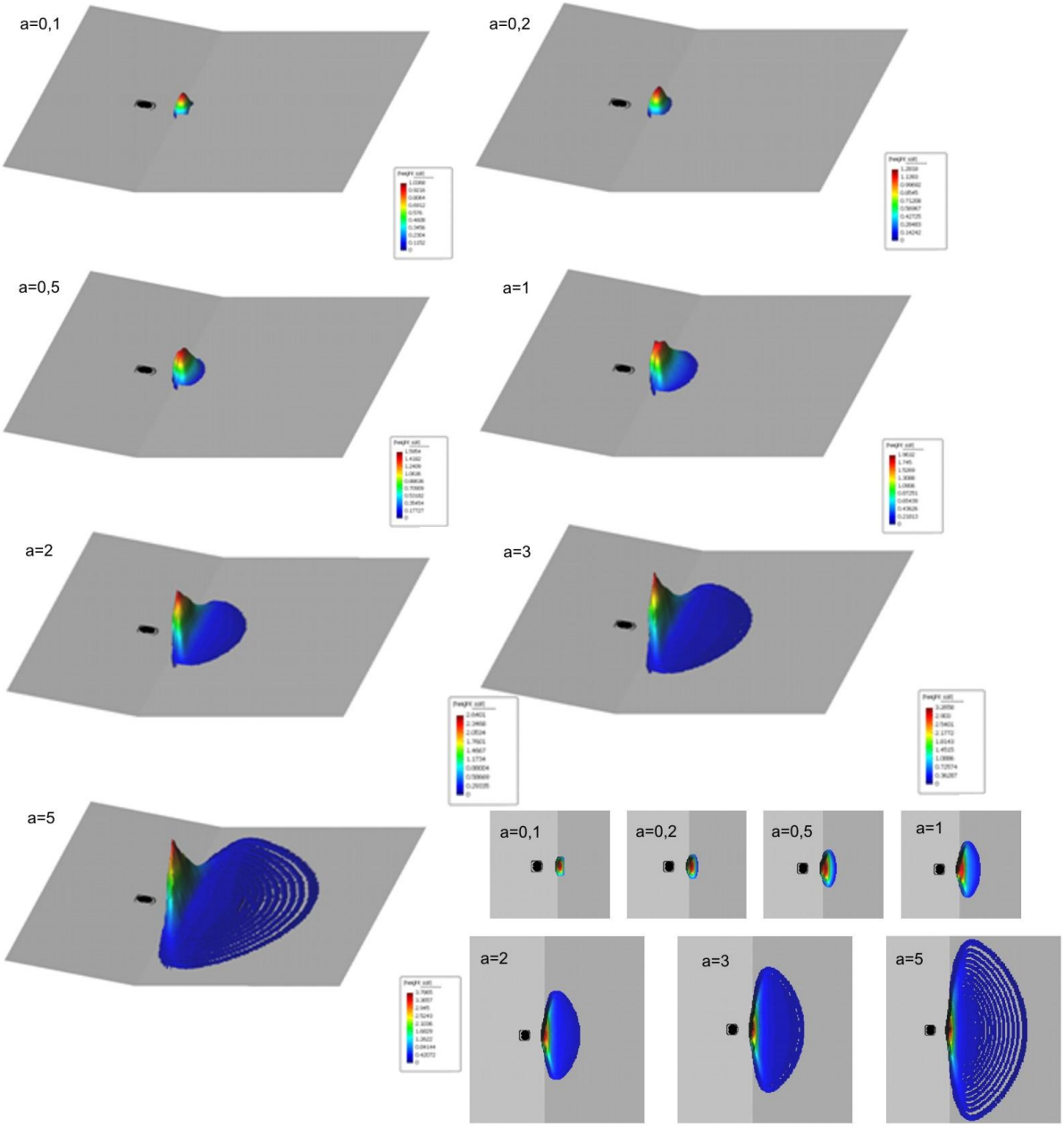


Fig.167. Alturas y formas finales de los depósitos generados por un fluido Friccional Puro sobre una pendiente de 12º variando la relación aspecto inicial, *a*. La escala vertical se ha aumentado 40 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

Al igual que ocurría con las anteriores reologías, se distinguieron 3 tipos de depósitos finales como resultado de θ (fig.168):

- un ***depósito radial*** y ***simétrico*** cuando θ = 0º, cuyo espesor disminuía desde la zona central hacia la periferia del mismo.

- un ***depósito radial*** y ***ligeramente disimétrico*** dada la tendencia del movimiento a seguir la línea de máxima energía producida por la pendiente (θ = 3º), pero similar al anterior.

- un ***depósito*** acumulado en su totalidad tras la ruptura de pendiente ***en forma de escarpe*** cuando $\theta \geq 12º$, y cuya distancia al punto de ruptura de la pendiente fue aumentando conforme se incrementaba el valor de *m*.

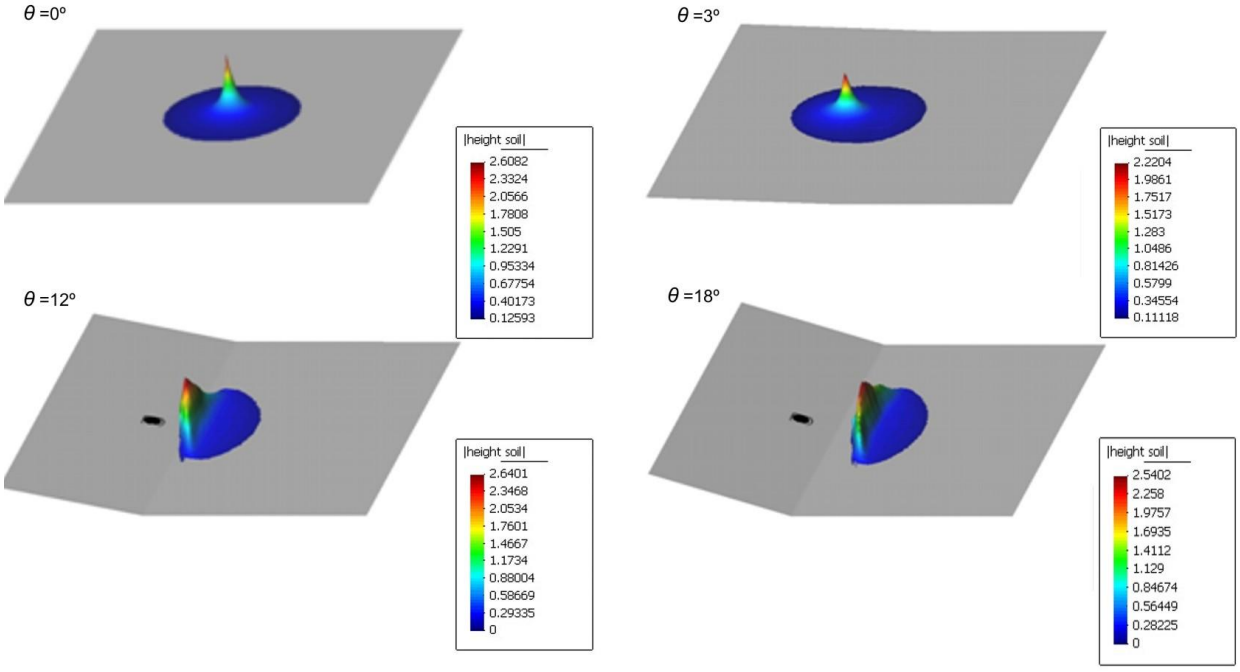


Fig.168. Morfología de los depósitos finales obtenidos para un fluido friccional puro con una relación aspecto de 2 que se desarrolla sobre una la superficie plana (θ = 0º), una pendiente suave (θ = 3º) o una pendiente elevada (θ = 12 y 18º). La escala vertical se ha aumentado 40 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

C) Sensibilidad en una topografía real

Se observó el mismo efecto descrito previamente para el incremento de volumen, es decir un aumento de velocidad y distancia total recorrida, aunque se vio atenuado con el tiempo (fig.169-170). De hecho el perfil de velocidades obtenido fue muy similar al caso de Voellmy.

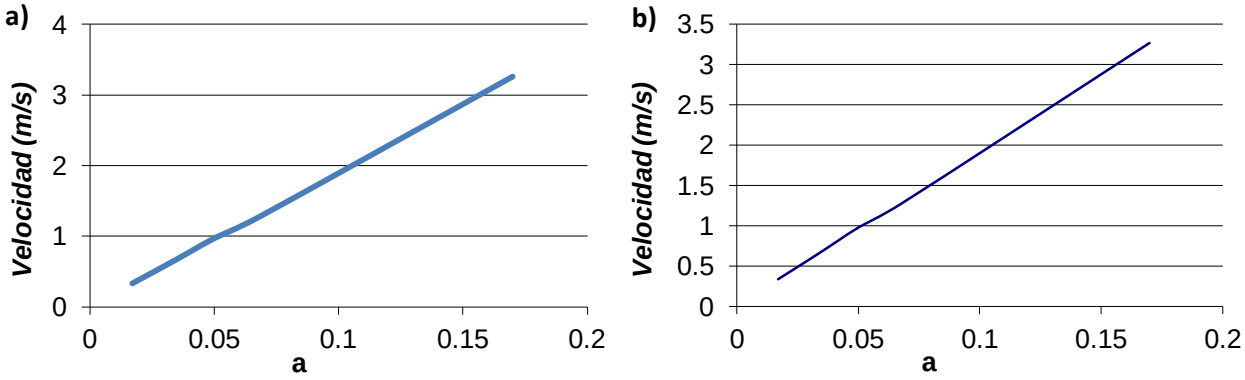


Fig.169. **a)** Perfil de velocidad del frente de flujo a 37 m de la condición inicial, y **b) e**volución espacial de la velocidad conforme aumenta el valor de relación aspecto (*a*), en una topografía real cuando t=1s.

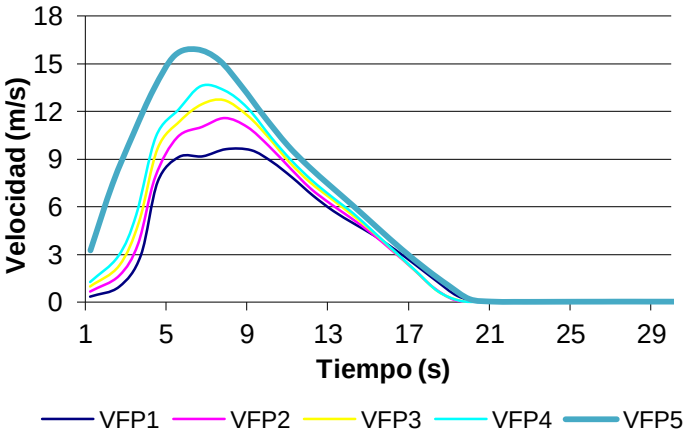


Fig.170. Evolución temporal del perfil de velocidad conforme aumenta el volumen de la masa inicial (VFP1-5) en una topografía real a 37 m.

La propagación del movimiento se adecuó a las irregularidades del terreno, generando depósitos similares a los obtenidos con Voellmy, que se canalizaban por las barrancas (fig.171). La duración máxima del movimiento fue de 41 s.

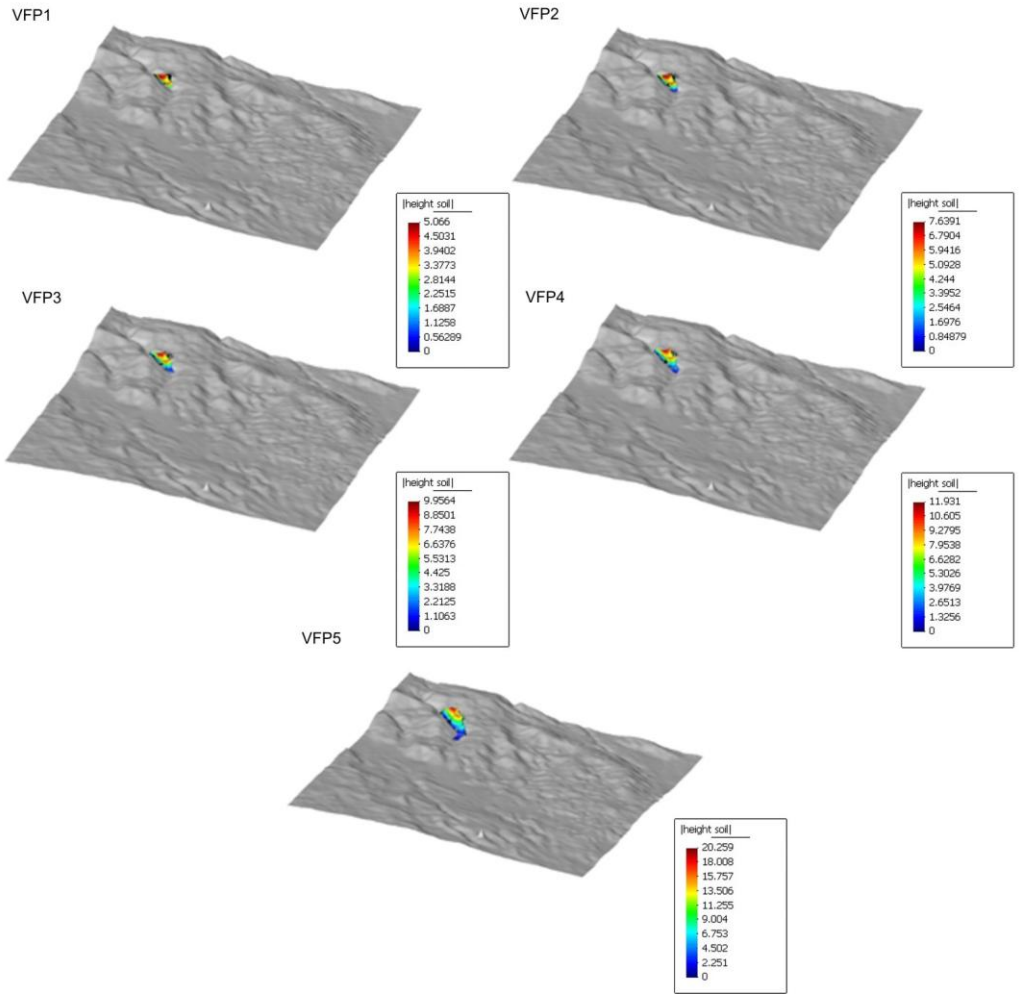


Fig.171. Extensión final y alturas alcanzadas por los depósitos un fluido friccional puro sobre una topografía real con una relación aspecto expresada en términos volumétricos (VFP1-5). La escala vertical se ha aumentado 10 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

5.2.- Análisis de Sensibilidad de la dinámica reológica

En este segundo bloque se analiza la influencia que ejercen los parámetros reológicos que gobiernan cada tipo de fluido en la dinámica del flujo durante la propagación, la relación aspecto de la condición inicial (*a*) y la relación de interdependencia entre ellos.

Para ello se utilizó una metodología similar a la empleada en el epígrafe anterior, aunque en este caso se varió atendiendo al objetivo del análisis, prestando especial atención al análisis estadístico de los resultados.

Para el caso de estudio de la influencia de la reología durante la propagación se mantuvo constante el valor de *a* en 1, aunque el valor del radio interno del cilindro inicial fue de 0,5 y 10 m en el plano horizontal, 10 m en la topografía simplificada, y 98 m en la real.

El análisis de interdependencia entre parámetros reológicos también se basó en las condiciones descritas anteriormente, pero en él se estudió el efecto producido por uno de los parámetros reológicos mientras el valor de los otros dos, denominados secundarios, se mantuvo constante, ya sea adoptando el valor medio del intervalo propuesto, o tomando el valor máximo y mínimo respectivamente. También se estableció el efecto de un parámetro reológico secundario sobre otro principal mientras el valor del tercer parámetro se mantenía constante.

Por último, en el análisis de la influencia de la variación de *a* en los parámetros reológicos, se ampliaron los casos de estudio a *a* = 0,1, 1, 2 y 5.

5.2.1 Análisis de sensibilidad en fluidos tipo Bingham

Los valores de densidad (Kg/m^3), viscosidad (Pa.s) y tensión de fluencia (Pa) empleados en este estudio (tabla 31) se establecieron a partir de los datos aplicados por diversos investigadores en la literatura especializada que recoge la tabla 30.

Tabla 30. Valores propuestos por diferentes autores para la simulación de fluidos tipo Bingham.

Autores	Lugar de Aplicación	ρ (Kg/m^3)	τ_y (Pa)	μ (Pa.s)
Rickenmann & Koch (1997)	Kamikamihori Saas		100-800	400-800
Jan (1997)			100 - 160	40-60
Johnson (1996)		2000 - 2400	60; 170 - 500	45
Sharp & Nobles (1953)		2400		20-60
Pierson (1986)		2090	130-240	210-810
Jin & Fread (1997)	Anhui	1570	38	2.1
	Aberfan	1764	4794	958
	Rudd Creek	1575	956	958
Haddad et al., 2010	Popocatépetl	1740	540	150

Tabla 31. Casos de estudio para fluidos tipo Bingham.

Casos	*Viscosidad* μ (Pa.s)	*Tensión de Fluencia* τy (Pa)	*Densidad* P (Kg/m^3)
V1	**10**	2500	1900
V2	**250**	2500	1900
V3	**500**	**2500**	**1900**
V4	**750**	2500	1900
V5	**1000**	2500	1900
Y1	500	**50**	1900
Y2	500	**1250**	1900
Y3	**500**	**2500**	**1900**
Y4	500	**3750**	1900
Y5	500	**5000**	1900
D1	500	2500	**1400**
D2	500	2500	**1650**
D3	**500**	**2500**	**1900**
D4	500	2500	**2150**
D5	500	2500	**2400**

A) Sensibilidad en un plano

Los resultados alcanzados en este primer conjunto de simulaciones mostraron que la tensión de fluencia fue el parámetro que mayor influencia ejerció en la dinámica del movimiento. Cuanto mayor era el valor de tensión de fluencia empleado, menores valores de velocidad y distancia total recorrida se produjeron (fig.172 b y fig.173 b).

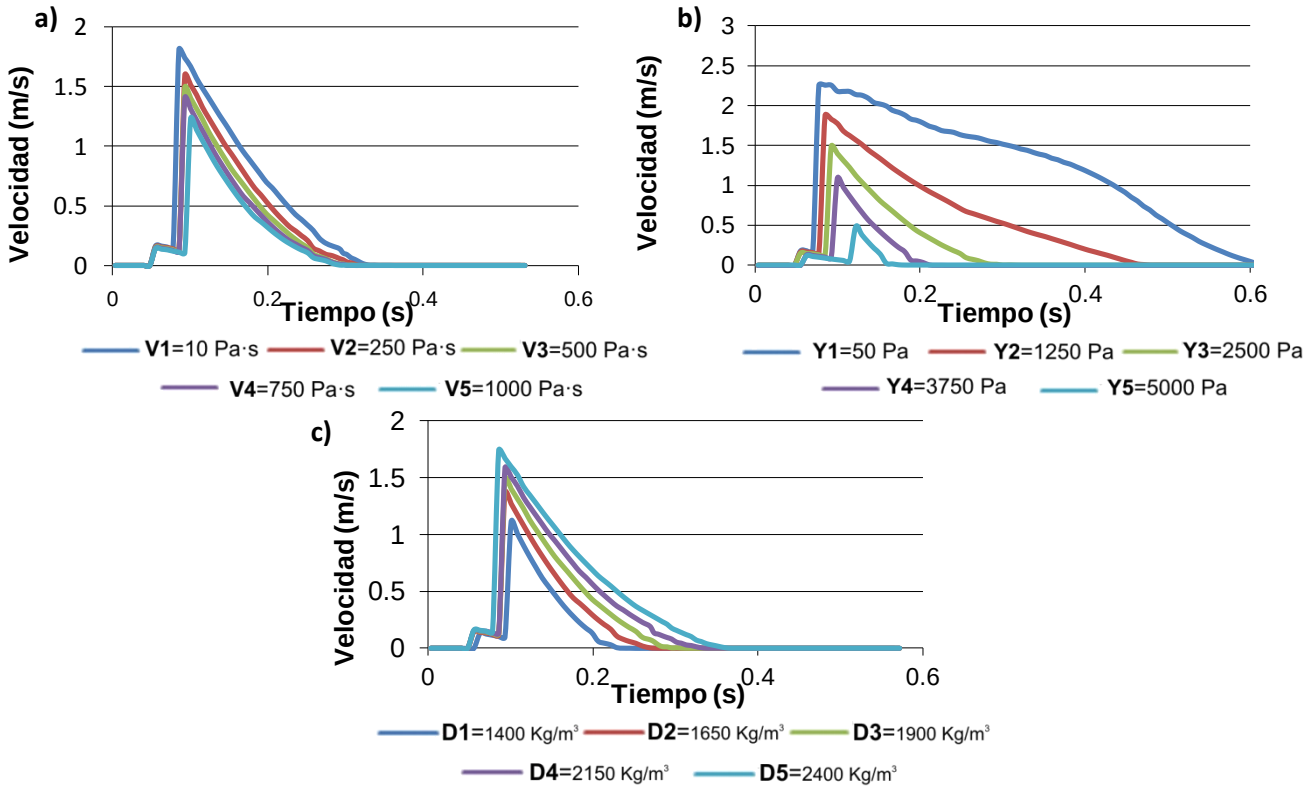


Fig.172. Influencia de la variación de **a)** la viscosidad, **b)** la tensión de fluencia y **c)** la densidad en el perfil de velocidad a 0,25 m del origen cuando r_i= 0,5 m.

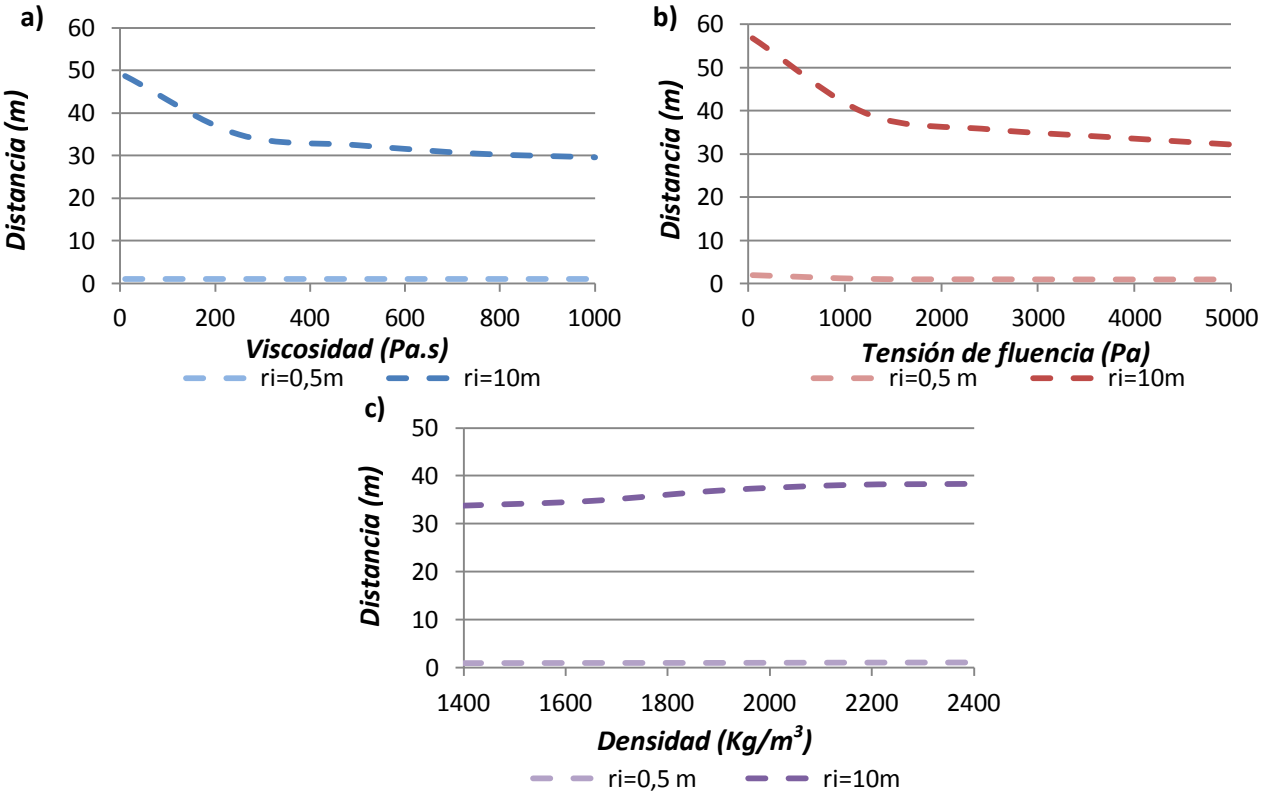


Fig.173. Influencia de la variación de **a)** la viscosidad, **b)** la tensión de fluencia y **c)** la densidad en la distancia total recorrida por el flujo cuando r_i= 0,5 m.

La relación entre la tensión de fluencia y la viscosidad con la dinámica del flujo fue de carácter inverso y se intensificó conforme avanzaba el movimiento, mientras que la de la densidad era directa y disminuía con el paso del tiempo (fig.172).

Los valores de velocidad (comparar fig.172 y 177) y distancia total alcanzada por el flujo (fig.173), se vieron afectados por la escala de trabajo, de forma que cuanto mayor era el valor del radio interno empleado, mayores variaciones de comportamiento se observaron. En el caso de la viscosidad, a partir de los 250 Pa.s se produjo una disminución drástica de la sensibilidad de la dinámica reológica frente a este parámetro, dando lugar a flujos de similar extensión (fig.173 a). En el caso de la tensión de fluencia el rango de mayor sensibilidad abarcó hasta los 1250 Pa, mientras que para la densidad a penas se produjeron modificaciones.

La variación en los parámetros reológicos también repercutió en la morfología del depósito final alcanzado por el flujo, volviendo a ser la tensión de fluencia el parámetro más influyente (fig.174). Este control en la morfología final se violimitado por el efecto de la escala de trabajo. Cuando el radio interno utilizado fue de 0,5 m, la modificación de la tensión de fluencia produjo tres tipos de depósitos; uno radial de perfil convexo cuando su valor era de 50 Pa, donde las mayores alturas se registraban en la parte central, un cono truncado con la parte superior plana donde se desarrolló un ápice, en el intervalo comprendido entre los 1250-2500 Pa, y un cono que crecía en altura a partir de los 3750 Pa. En el caso de la viscosidad, la variación de la forma final alcanzada fue mínima, partiendo de un cono truncado que evolucionó hacia un cono de mayor altura conforme su valor superaba los 500 Pa.s. La tendencia de la densidad fue contraria al caso de los parámetros anteriores, y su influencia muy reducida, ya que partía de una forma cónica que se truncaba y perdía altura a partir de los 1900 Kg/m^3.

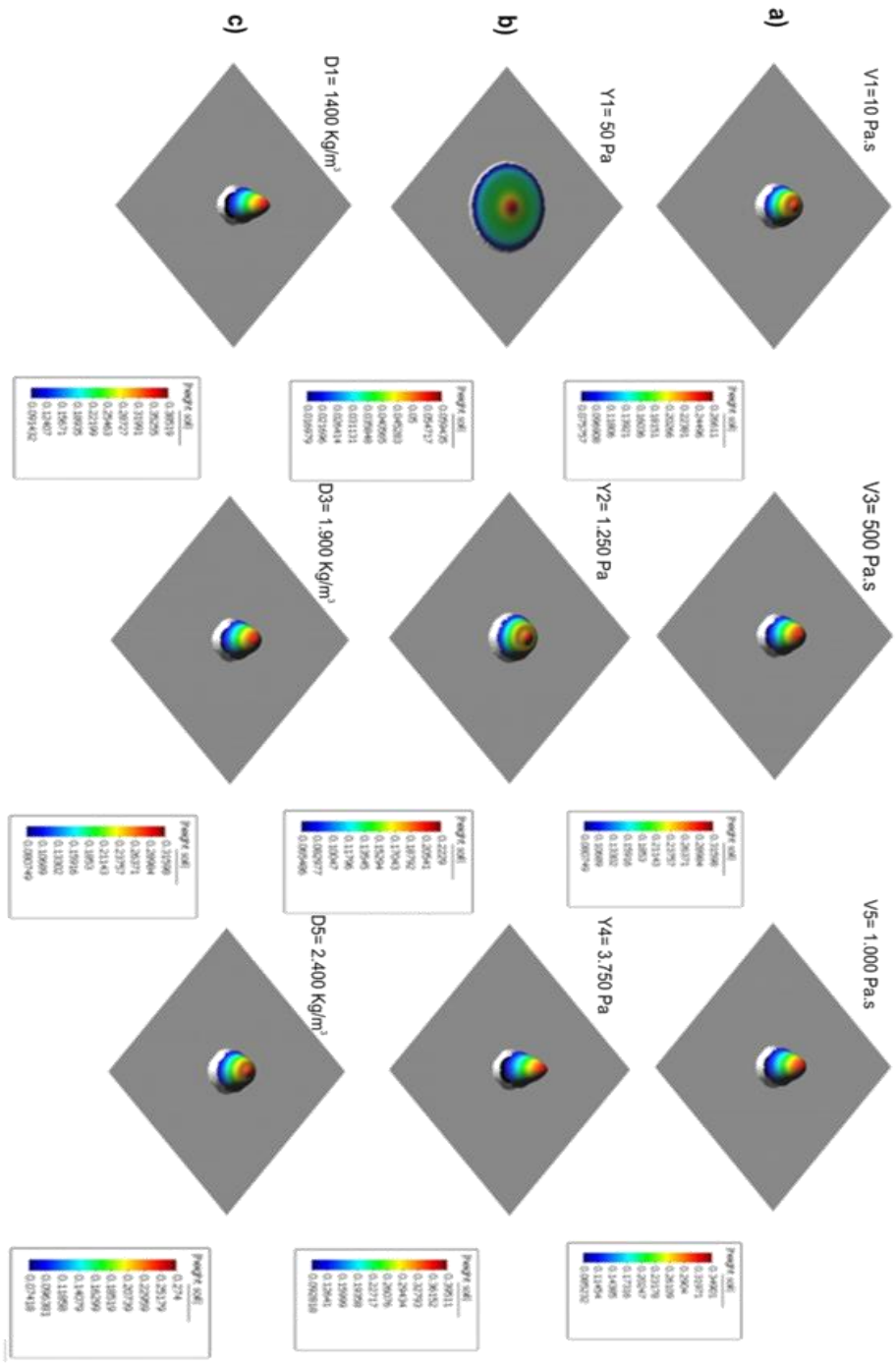


Fig. 174. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido tipo Bingham sobre un plano horizontal para diferentes valores de **a)** viscosidad, **b)** tensión de fluencia y **c)** densidad cuando r_i= 0,5m. La escala vertical se ha aumentado 5 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

Cuando el radio interno utilizado fue de 10 m, todos los depósitos tendieron hacia una mayor diferenciación morfológica y dispersión radial. Este hecho dio lugar a la formación de un anillo que se desplazó desde las zonas distales a la central conforme se incrementaba el valor de tensión de fluencia o viscosidad. En todos los casos la altura máxima del depósito se correspondió con el vértice ubicado en la parte central, la cual fue en parte heredada del colapso de la columna de material inicial (fig.176). La tensión de fluencia fue el parámetro que mayor influencia ejerció sobre la morfología del depósito, pudiendo diferenciar dos tipos; uno de dispersión radial y perfil convexo de escasa altura (≈ 0,5 m), cuando su valor es de 50 Pa, y otro que siguió el patrón anular anterior, a partir de los 1250 Pa. La modificación de la viscosidad generó un único tipo de depósito anular, cuya altura aumentaba conforme se incrementaba el valor del parámetro, mientras que la tendencia de la densidad se mantuvo respecto a lo observado cuando ri=0,5 m, no produciendo alteraciones morfológicas acentuadas.

B) Sensibilidad en una topografía simplificada

Al igual que en los resultados obtenidos sobre un plano, el parámetro más influyente en la velocidad durante la propagación del flujo sobre una topografía simplificada fue la tensión de fluencia (fig.177).

El aumento de la variabilidad en el perfil de velocidad obtenido para determinados casos de estudio conforme se incrementaba la pendiente (θ), se relacionó con el momento en el que el flujo alcanzaba el punto de ruptura de la pendiente e iniciaba su dispersión en el plano horizontal. Cuando $\theta < 18^o$ solo valores de 50 Pa de tensión de fluencia alcanzaron este punto situado a 60 m del origen del movimiento, mientras que en $\theta \geq 18^o$ todos los casos de estudio lo lograron, de ahí el aumento de la sinuosidad en los registros de velocidad (fig.177). La variación de pendiente en este análisis permitió incluso que el movimiento alcanzase los 20 m desde la fuente con valores de tensión de fluencia superiores a los 1900 Pa.

Este comportamiento también se reflejó en la distancia total recorrida por el flujo, aunque la tendencia fue similar a la observada en $\theta = 0^o$ (fig.175). El rango de viscosidad que mayores modificaciones supuso en la dinámica del flujo fue de 10 a 250 Pa.s, mientras que para la tensión de fluencia abarcó de los 50 a los 1250 Pa cuando la pendiente era $<18^o$, y de los 50 a los 3750 Pa cuando era acusada ($\theta \geq 18^o$). La pendiente también produjo una ligera modificación del comportamiento de la densidad ya que cuando $\theta \geq 18^o$, el intervalo de mayor sensibilidad se prolongó de los 1650 a los 2400 kg/m^3.

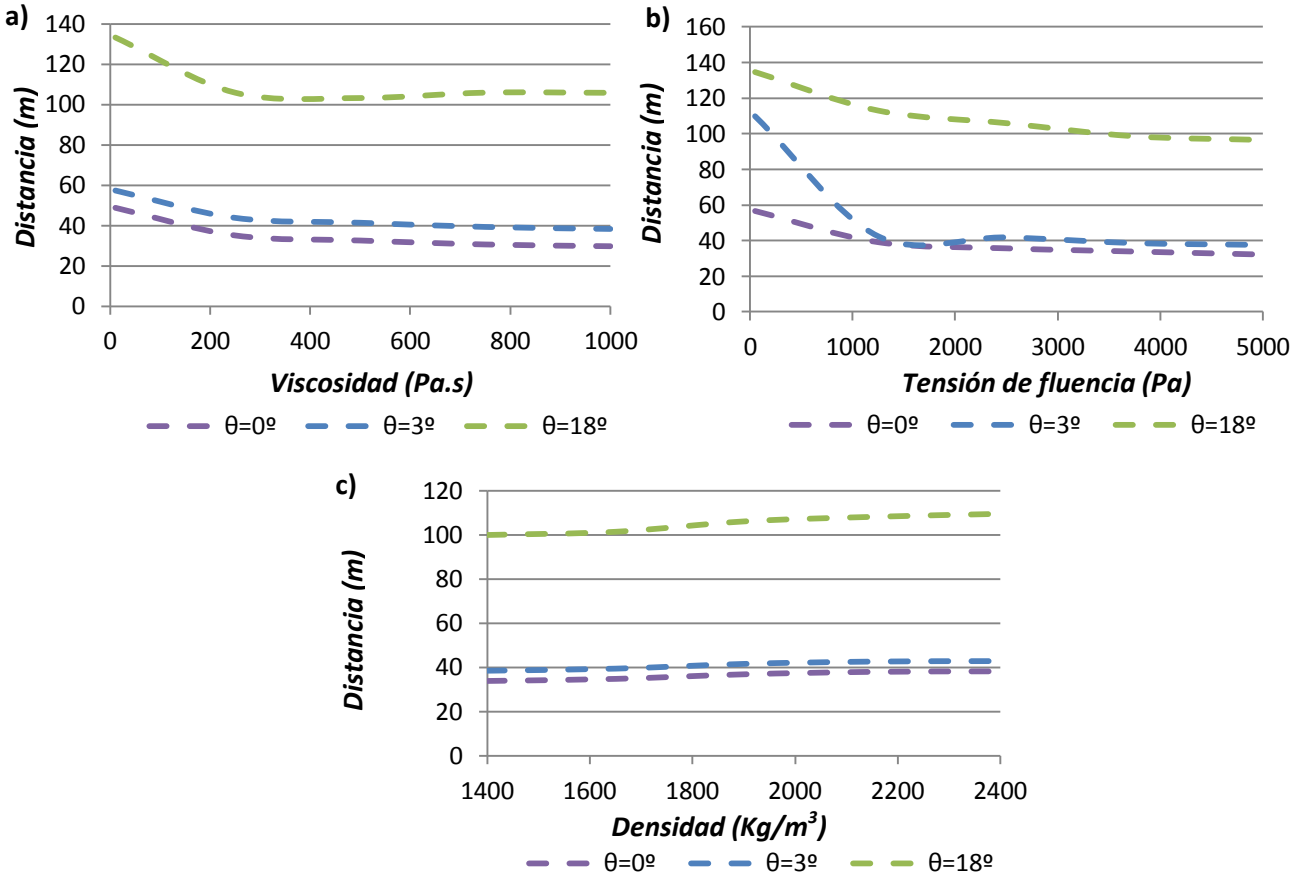


Fig.175. Influencia de la variación de **a)** la viscosidad, **b)** la tensión de fluencia y **c)** la densidad en la distancia total recorrida por el flujo.

En cuanto a la morfología derivada de la variación de la pendiente y los parámetros reológicos, se observó que los depósitos eran muy similares entre sí, aunque la forma final vino determinada únicamente por la viscosidad y tensión de fluencia (Fig.176).

En el caso de $\theta = 3^o$ la mayor variación morfológica se produjo cuando la tensión de fluencia (τy) era de 50 Pa, ya que alcanzó el punto de ruptura de la pendiente y generó un depósito que se dispersó radialmente a partir del mismo, donde la máxima altura se ubicó en su parte central. El resto de morfologías fueron similares a las descritas previamente en el plano horizontal cuando el radio interno era de 10 m, es decir una pared anular que se desplazaba hacia el interior y alcanzaba espesores similares a los del vértice central cuando $1250 \geq \tau y < 3750$ Pa, y cuya altura era inferior a ese punto cuando $\tau y \geq 3750$ Pa. En este caso los depósitos se encontraton ligeramente inclinados a favor de la pendiente (fig.176 b). Con la variación de la viscosidad (μ) se obtuvieron morfologías similares a las de la tensión de fluencia, aunque menos desarrolladas. Se diferenciaron dos morfologías; cuando $\mu \leq 10$ Pa.s el depósito se caracterizó por ser radial y de escasa altura, con mayor acumulación (≤ 1 m) en la parte inmediatamente superior al punto donde el espesor era máximo, y una segunda donde la extensión de la zona de acumulación superior se fie incrementando hasta formar una pared anular de altura similar a la del centro (cuando $\mu = 5000$ Pa.s). Esta pared no alcanzó la mitad del perímetro hasta $\mu = 3750$ Pa.s (fig.176 a). Por su parte la densidad, dió lugar a un mismo tipo de depósitos, cuya altura disminuyó conforme se incrementaba el valor del parámetro.

Cuando $\theta = 18^o$ la mayor variación se siguió produciendo en $\tau y = 50$ Pa y $\mu = 10$ Pa.s. En el caso de $\tau y = 50$ Pa se observó un depósito de escasa potencia que se extiendía desde la fuente hasta el punto de ruptura de la pendiente, donde se acumulaba tras su dispersión radial en forma de abanico, y donde las mayores alturas se registraron en la zona interior, que coincidía con la confluencia del plano inclinado con la superficie horizontal. Cuanto $\tau y > 50$ Pa, el depósito fue alargado, pero su extensión se redujo conforme aumentaba el valor de tensión de fluencia, llegando a caracterizarse su dispersión a lo largo de la pendiente por una forma elipsoidal que aumentaba de espesor a partir de los 3750 Pa. La variación de viscosidad generó dos morfologías, cuando $\mu = 10$ Pa.s la dispersión fue más elipsoidal, dando lugar a un depósito de escaso espesor pero mayor extensión horizontal, donde el material se concentraba tras la ruptura de pendiente únicamente en la parte central, y otro donde el acumulo de material fue más alargado, cuando $\mu > 10$ Pa.s. La variación de la densidad siguió sin producir modificaciones morfológicas.

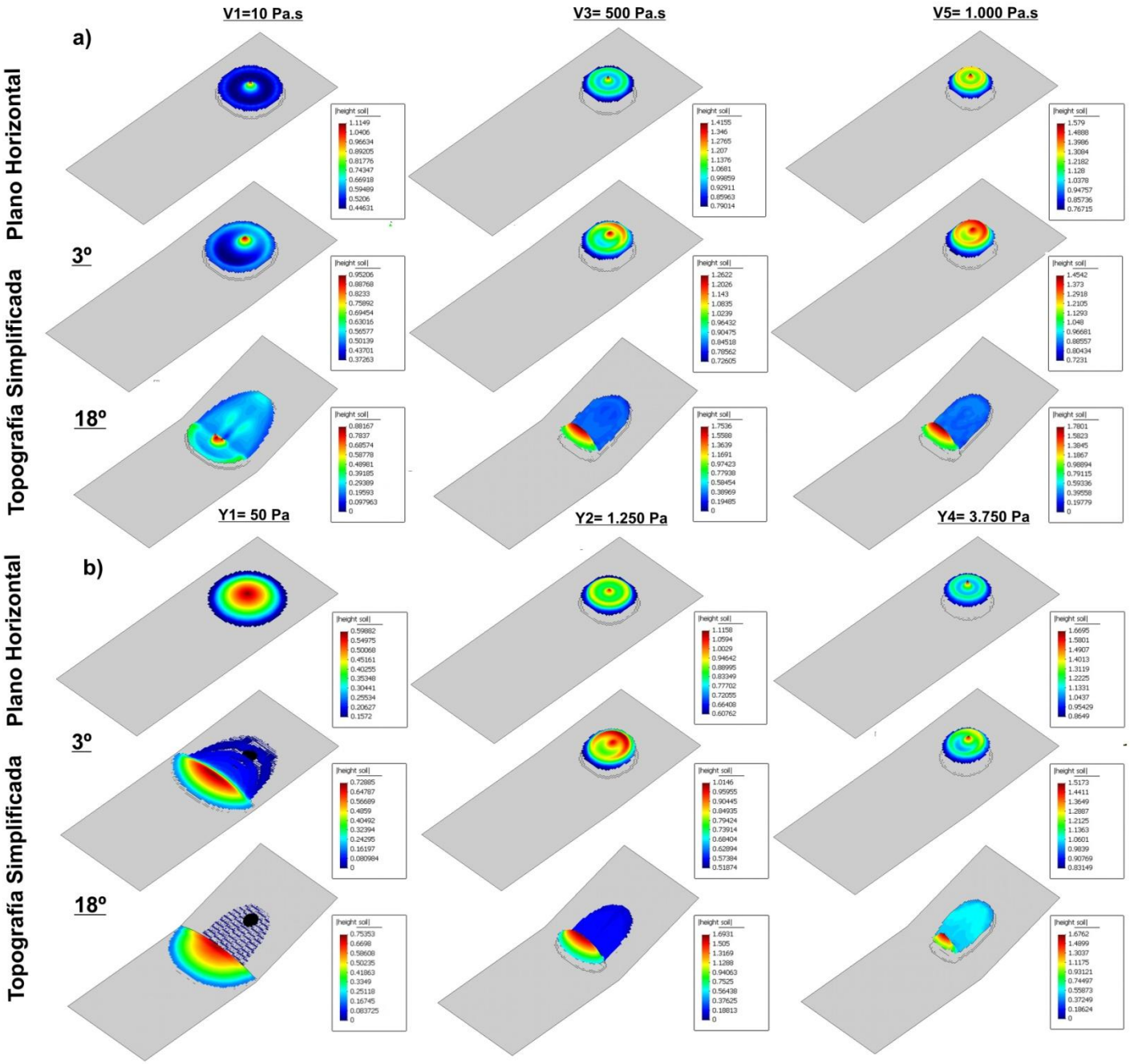


Fig.176. Representación de la evolución de los patrones de propagación de un fluido tipo Bingham cuando r_i=10 m, conforme se varía la pendiente (θ), **a)** la viscosidad y b) la tensión de fluencia. La escala vertical se ha aumentado 25 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

C) Sensibilidad en una topografía real

A diferencia de los casos anteriores, el parámetro más influyente en la velocidad fue la viscosidad (fig.177).

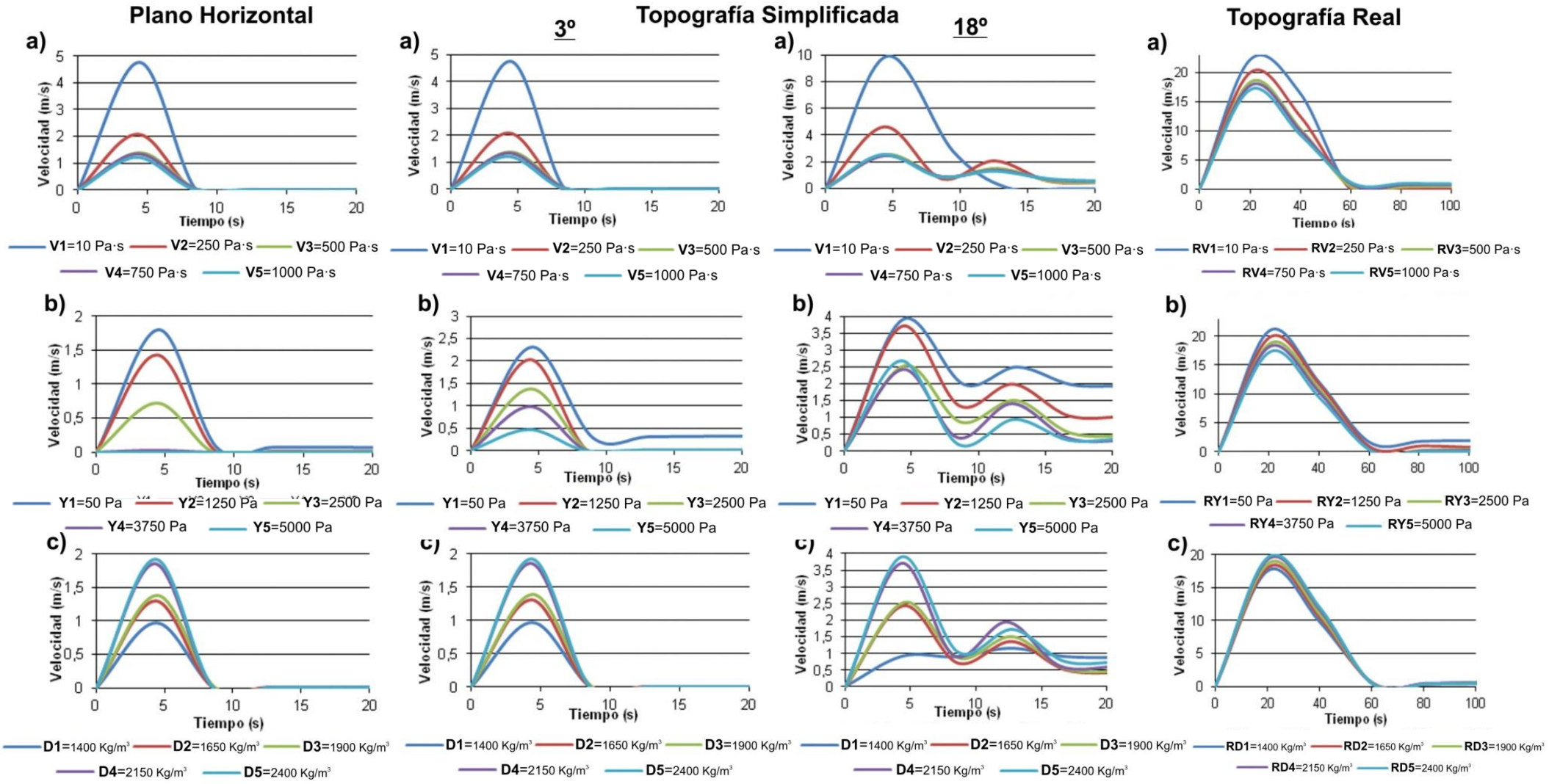


Fig.177. Perfiles de velocidad obtenidos de la simulación de un fluido tipo Bingham sobre un plano horizontal, una topografía simplificada y una topografía real, para diferentes valores de **a)** viscosidad, **b)** tensión de fluencia y **c)** densidad cuando r_i= 10 m. La distancia a la fuente del movimiento en el caso de l plano horizontal y la topografía simplificada es de 20m , mientras que en la topografía real es de 350m.

En cuanto al efecto de los parámetros en la distancia recorrida, un aumento del 25% en la densidad supuso un incremento de 100 m (≈ 25% del total), mientras que un aumento similar en la tensión de fluencia o la viscosidad, produjo una reducción cercana al 21% y 50% respectivamente. Los valores de viscosidad superiores a 500 Pa.s produjeron variaciones mínimas (6-2%).

Los depósitos finales se adaptaron a la topografía del terreno (fig.178), canalizándose por las barrancas durante su recorrido.

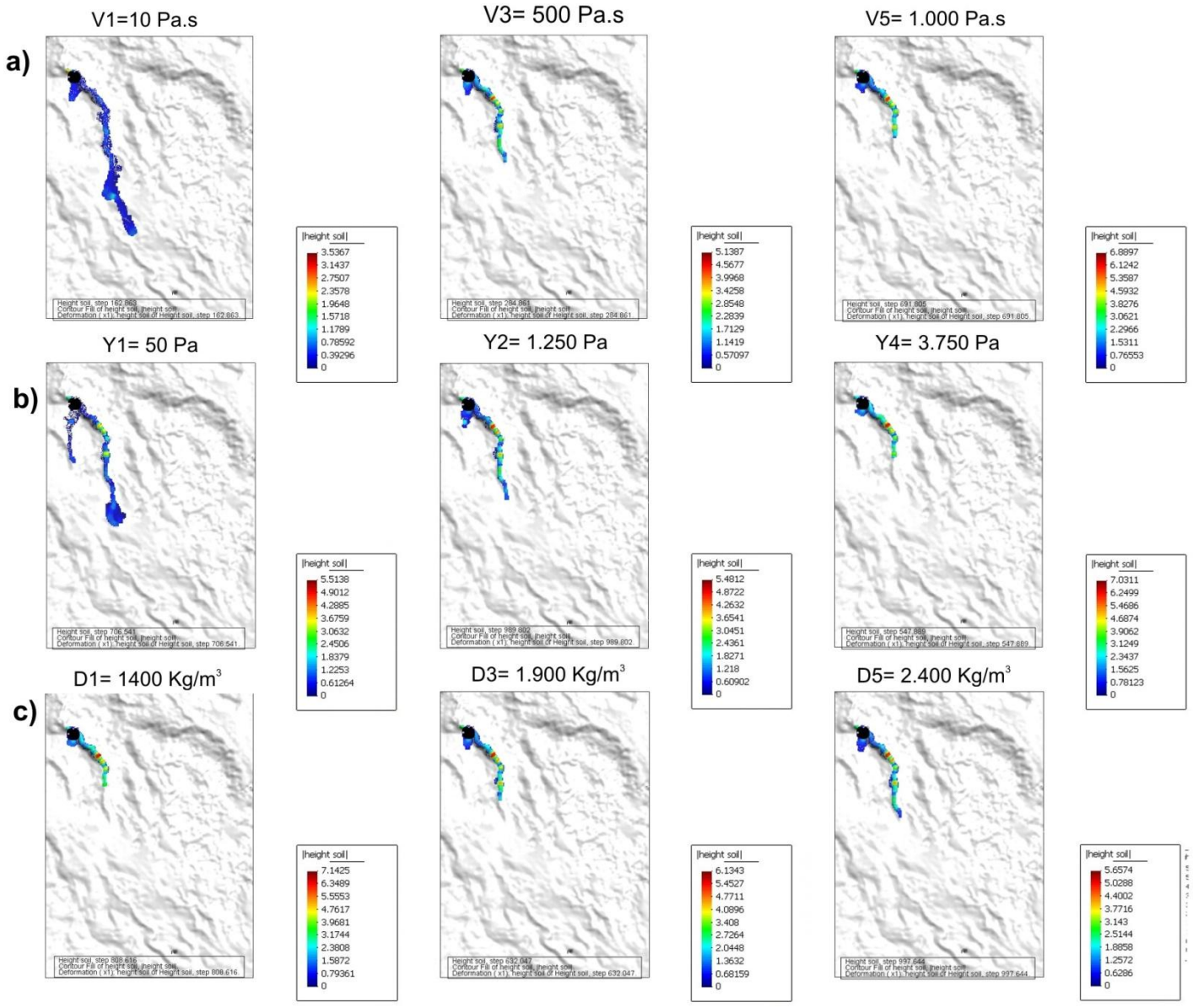


Fig. 178. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido tipo Bingham sobre una topografía real para diferentes valores de **a)** viscosidad, **b)** tensión de fluencia, y **c)** densidad. La escala vertical se ha aumentado 5 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

5.2.2 Análisis de sensibilidad en fluidos Friccionales tipo Voellmy

Análogamente al caso de los fluidos tipo Bingham, se indagó en los trabajos realizados por otros autores (tabla 32) para intentar englobar en nuestro análisis un amplio rango de valores de coeficiente de Voellmy y ángulo de fricción (φ) (tabla 33).

Tabla 32. Valores propuestos por diversos autores para la simulación de fluidos Friccionales tipo Voellmy.

Autores	Lugar de Aplicación	Coef. Voellmy (m/s^2)	Tang φ
Pastor et al. (2007)	Thurwieser	1.000	0,39
	Tsing Shan	500	0,18
	Tate's Cairn	500	0,3
Hurlimann et al.(2008)		10	0,10
Naef et al. (2006)		10,95	0,06
Beguería et al. (2009)		300	0,20
Medina et al., (2008)		10	0,13
	Cardemeller	12	0,22
	Laguingueta	10	0,1
Rickenmann et al. (2006)		11	0,052-0,087
Bertolo & Wieczorek (2005)		500-600	0,1-0,12

Tabla 33. Casos de estudio para fluidos tipo Voellmy.

Casos	*Coef. Voellmy (m/s^2)*	Tan φ	φ (º)	*Casos*	*Coef. Voellmy (m/s^2)*	Tan φ	φ (º)
Vo11	10	0,0069		**Vo51**	10	0,176	
Vo12	300	0,0069		**Vo52**	300	0,176	
Vo13	1000	0,0069	**0,4**	**Vo53**	1000	0,176	**10**
Vo14	2000	0,0069		**Vo54**	2000	0,176	
Vo15	5000	0,0069		**Vo55**	5000	0,176	
Vo21	10	0,052		**Vo61**	10	0,212	
Vo22	300	0,052		**Vo62**	300	0,212	
Vo23	1000	0,052	**3**	**Vo63**	1000	0,212	**12**
Vo24	2000	0,052		**Vo64**	2000	0,212	
Vo24	5000	0,052		**Vo65**	5000	0,212	
Vo31	10	0,087		**Vo71**	10	0,286	
Vo32	300	0,087		**Vo72**	300	0,286	
Vo33	1000	0,087	**5**	**Vo73**	1000	0,286	**16**
Vo34	2000	0,087		**Vo74**	2000	0,286	
Vo35	5000	0,087		**Vo75**	5000	0,286	
Vo41	10	0,14		**Vo81**	10	0,363	
Vo42	300	0,14		**Vo82**	300	0,363	
Vo43	1000	0,14	**8**	**Vo83**	1000	0,363	**20**
Vo44	2000	0,14		**Vo84**	2000	0,363	
Vo45	5000	0,14		**Vo85**	5000	0,363	

A) Sensibilidad en un plano

En las figuras 179 y 180 se observa que el parámetro más influyente en la dinámica del movimiento fue el coeficiente de Voellmy. Cuanto mayor era el valor de este coeficiente, mayor velocidad y distancia se alcanzaron, mientras que la relación fue inversa en el caso de φ.

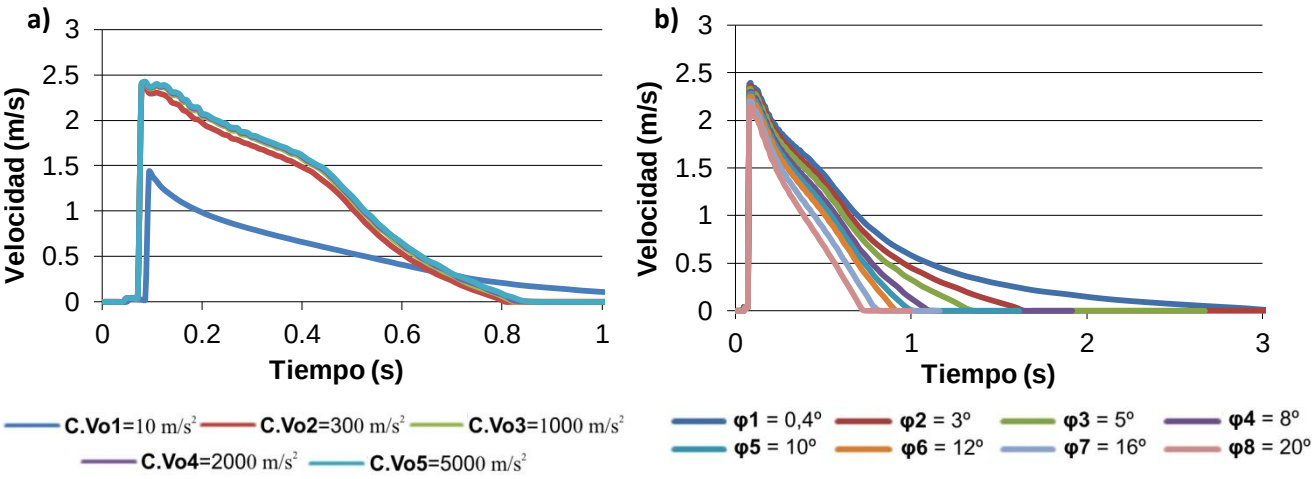


Fig.179. Influencia de la variación de **a)** coeficiente de Voellmy cuando φ=3° y **b)** el ángulo φ cuando el coef. de Voellmy= 300 m/s^2 en el perfil de velocidad a 0,25 m del origen y r_i = 0,5 m.

El tramo de mayor sensibilidad para el coeficiente de Voellmy abarcó de los 10 a los 300 m/s^2, mientras que en el caso de φ se produjo entre los 0,4 y los 10 º (fig.179), aunque en el caso de la velocidad su influencia fue más homogénea (fig.180).

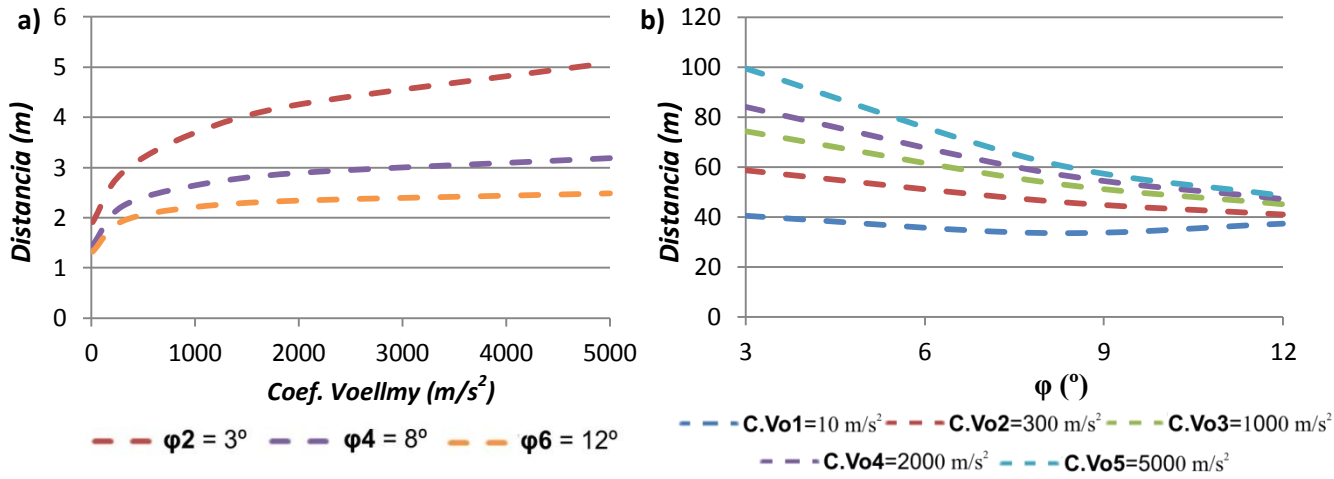


Fig.180. Influencia de la variación de **a)** el ángulo φ y **b)** el coeficiente de Voellmy en la distancia total recorrida por el movimiento cuando r_i = 0,5 m.

Cuando se varió la escala de trabajo, se mantuvo la tendencia descrita anteriormente aunque la forma de los perfiles de velocidad se modificó (fig.185). Lo mismo ocurrió con el patrón morfológico de los depósitos finales, donde no se observaron grandes variaciones al modificar la escala, aunque resultó más acusada la forma cuando el radio interno fue de 0,5 m (fig.181).

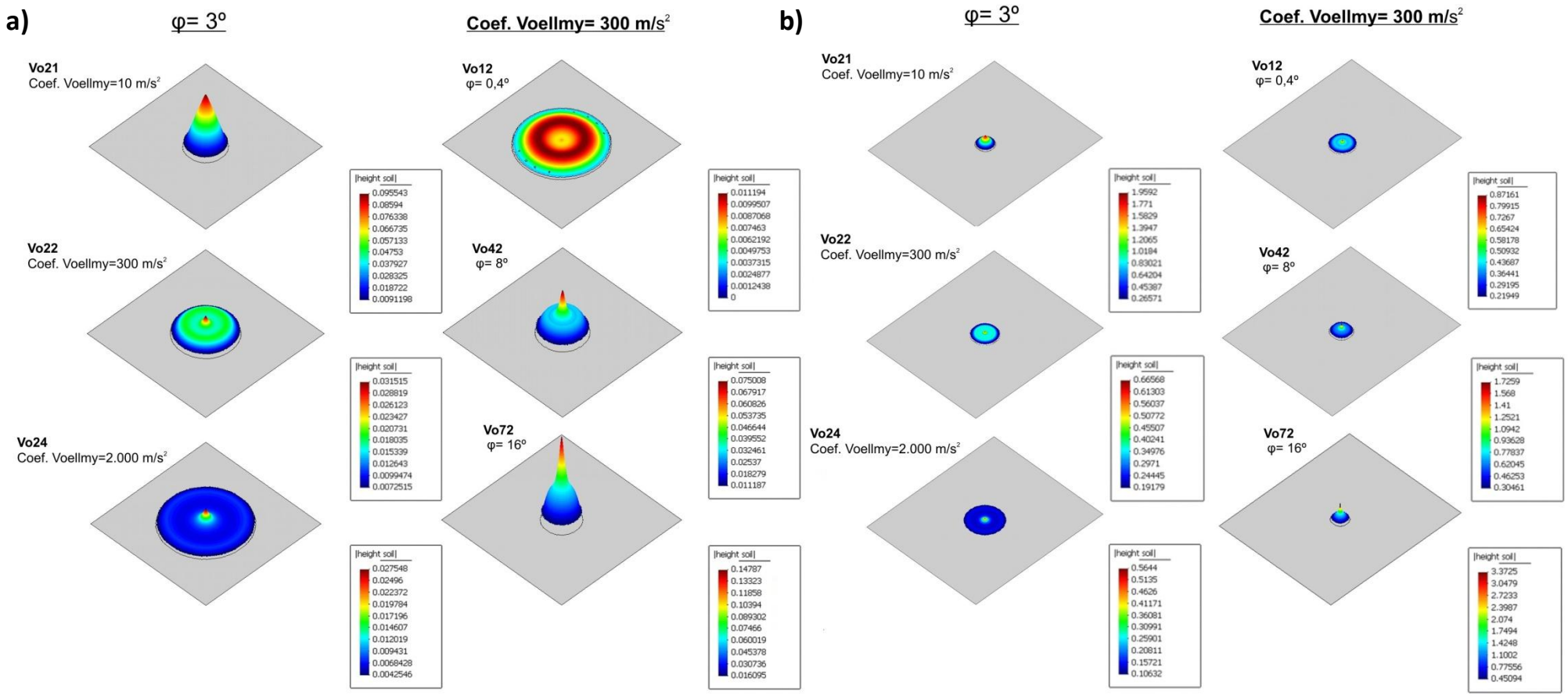


Fig. 181. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido Friccional tipo Voellmy sobre un plano horizontal para diferentes valores de ángulo de fricción (φ) y coeficiente de Voellmy cuando **a)** ri= 0,5 m y **b)** ri=10 m. La escala vertical se ha aumentado **a)** 65 veces y **b)** 25 veces, para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

La combinación de φ y el coeficiente de Voellmy determinó tanto la morfología, como la extensión del depósito, reduciéndose conforme aumentaba el valor de φ, y aumentando al incrementarse el del coeficiente de Voellmy. Cuando el valor del coeficiente de Voellmy era pequeño (10 m/s^2) la forma del depósito fue un cono, pero según aumentaba (300 m/s^2) evolucionó hacia una dispersión concéntrica y de escaso espesor (fig.181). Por su parte la variación del ángulo de fricción (φ) produjo depósitos cuyo máximo espesor se localizaba en la pared anular interior (φ = 0,4º), que evolucionaron hacia formas acampanadas con una elevación central cuando φ ≥ 3º. Si 5º ≤ φ ≤ 10º, la campana fue más ancha en la base, mientras que si φ ≥ 12º, el depósito se fue alargando.

B) Sensibilidad en una topografía simplificada

El parámetro más influyente en la dinámica del flujo siguió siendo el coeficiente de Voellmy, aunque como se observa en la figura 182 el ángulo de fricción (φ) también fue responsable de los cambios de velocidad y distancia total recorrida producidos conforme se acentuó la pendiente (θ).

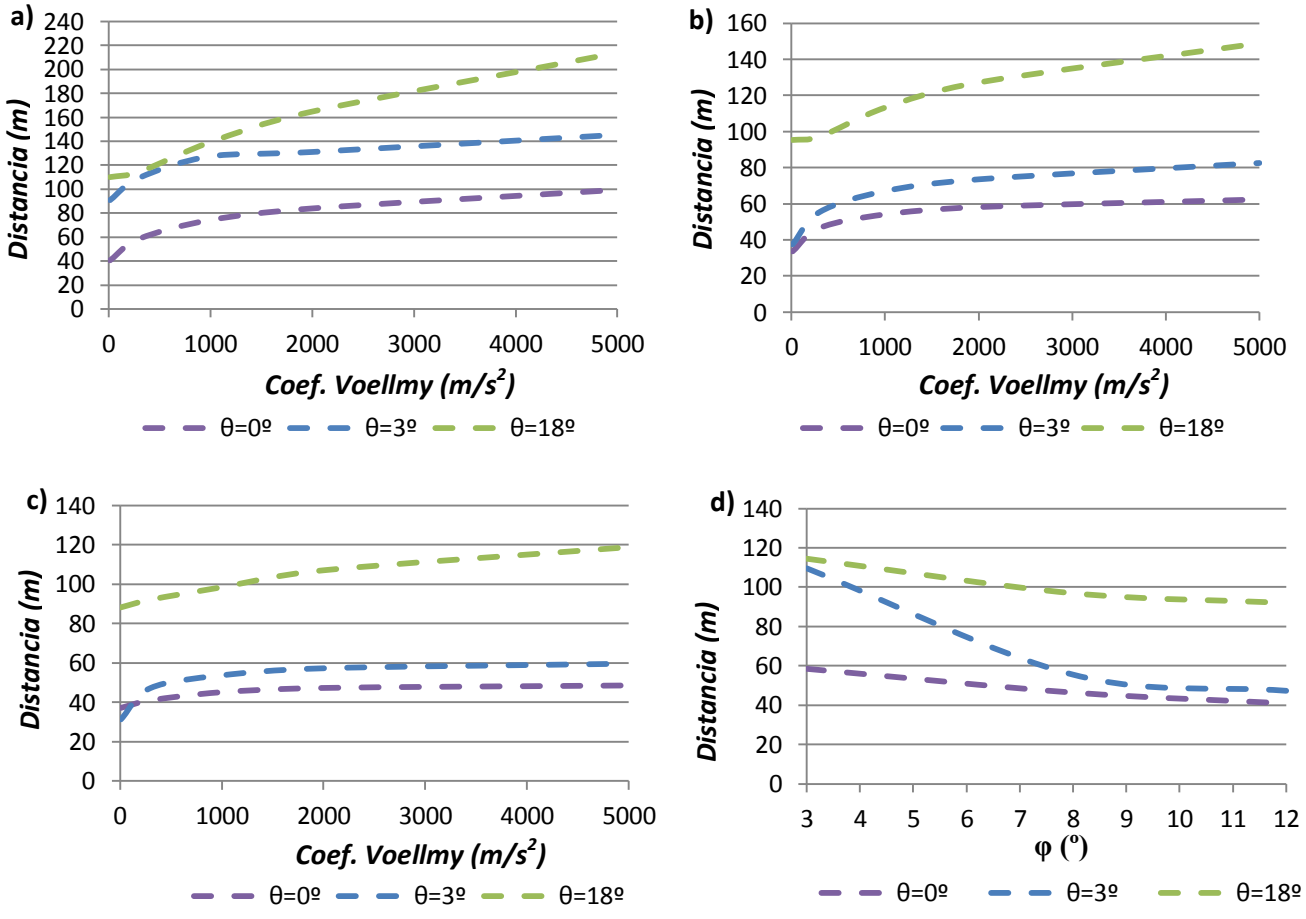


Fig.182. Influencia de la variación del coeficiente de Voellmy y el ángulo φ, cuando **a)** φ= 3º, **b)** φ= 8º, **c)** φ= 12º y **d)** coef. Voellmy = 300 m/s^e, en la distancia total recorrida por el movimiento según la pendiente (θ).

El rango donde el coeficiente de Voellmy poseía una mayor sensibilidad se incrementó conforme lo hacía la pendiente (θ), siendo más acusado cuanto menor era el valor de fricción

(φ). Cuando el movimiento se produjo sobre un plano horizontal el rango de mayor sensibilidad abarcaba de los 10 a los 300 m/s^2, pero cuando θ = 3º este se ampliaba hasta los 1000 m/s^2 aproximadamente, y a 2000 m/s^2 o superior cuando θ = 18º (fig.182). Por su parte φ fue más sensible cuando θ = 3º, aunque en todos los casos el intervalo se mantuvo de los 0,4 a los 10º aproximadamente.

Al igual que en el caso de los fluidos Bingham, la modificación de los parámetros reológicos produjo un cambio en el patrón de propagación del lahar, tendencia que se acentuó conforme aumentaba la pendiente empleada (fig.183). Concretamente, cuanto mayor fue el valor del coeficiente de Voellmy más alargado y menos profundo resultó el depósito final, mientras que cuanto mayor fue φ menor movimiento se produjo, reduciéndose también la extensión del mismo.

Cuando $\theta = 3º$, la variación de φ produjo la formación de 3 tipos de depósitos; un primero que contó con un anillo exterior en la parte superior del mismo y que dió lugar a un perfil interior cóncavo, ligeramente inclinado a favor de la pendiente si φ = 0,4º (fig.183 b Vo12), un deposito alargado tras el punto de ruptura de la pendiente cuando φ = 3º (fig.83 a Vo22), y una última morfología que evolucionó hacia un cono a partir de φ ≥ 5º. Cuando el parámetro que se variaba era el coeficiente de Voellmy, todos los depósitos alcanzan el punto de ruptura de la pendiente, dando lugar a depósitos alargados que se disipaban radialmente en forma de abanico sobre la superficie horizontal (fig.183 a).

Cuando θ ≥ 12º, la forma del patrón de propagación fue la misma en todos los casos, generándose un depósito más o menos alargado al pie de la pendiente, cuya distancia al punto de ruptura de la misma y altura alcanzada dependía del valor del coeficiente de Voellmy empleado. Únicamente varió esta morfología cuando el valor de φ fue elevado φ ≥ 16º (fig.183 d Vo72), ya que el depósito o no alcanzó la ruptura de pendiente, dando lugar a un montículo alargado que se extendía por la misma y en el que se concentraba el material en la parte central (φ =20º), o llegaba a ese punto pero la mayor parte del cuerpo del depósito se extendía por la pendiente (φ =16º).

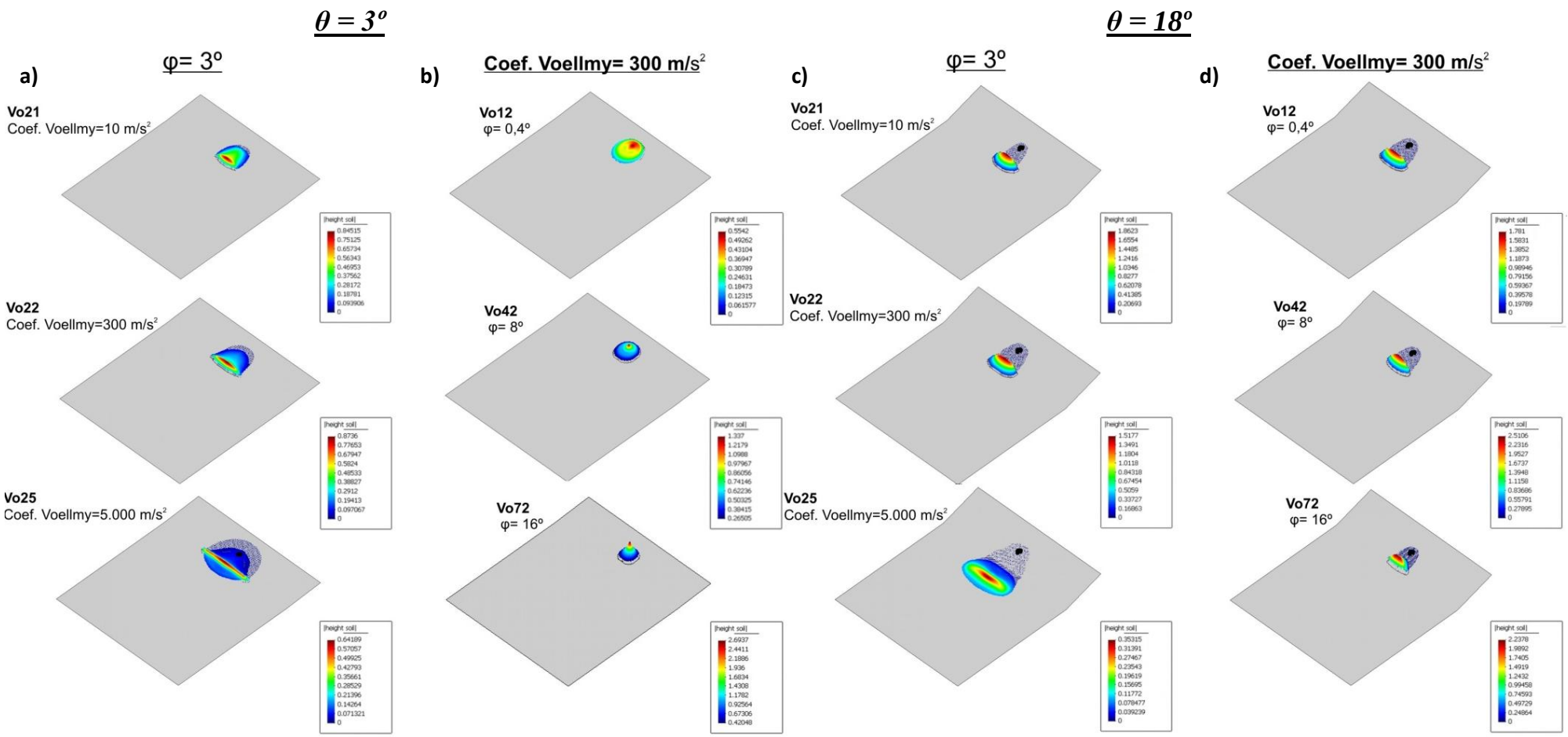


Fig. 183. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido Friccional tipo Voellmy sobre una topografía simplificada para diferentes valores de ángulo φ y coeficiente de Voellmy, cuanro r_i= 10m. La escala vertical se ha aumentado 25 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

C) Sensibilidad en una topografía real

Por último, el análisis de la dinámica reológica del fluido Friccional tipo Voellmy en una topografía real mostró que φ fue el parámetro más influyente (fig.185).

La morfología de los depósitos finales generados se siguió adaptando a la configuración del terreno,canalizándose por la barranca (fig.184), aunque su extensión se redujo como resultado del valor de los parámetros reológicos empleados.

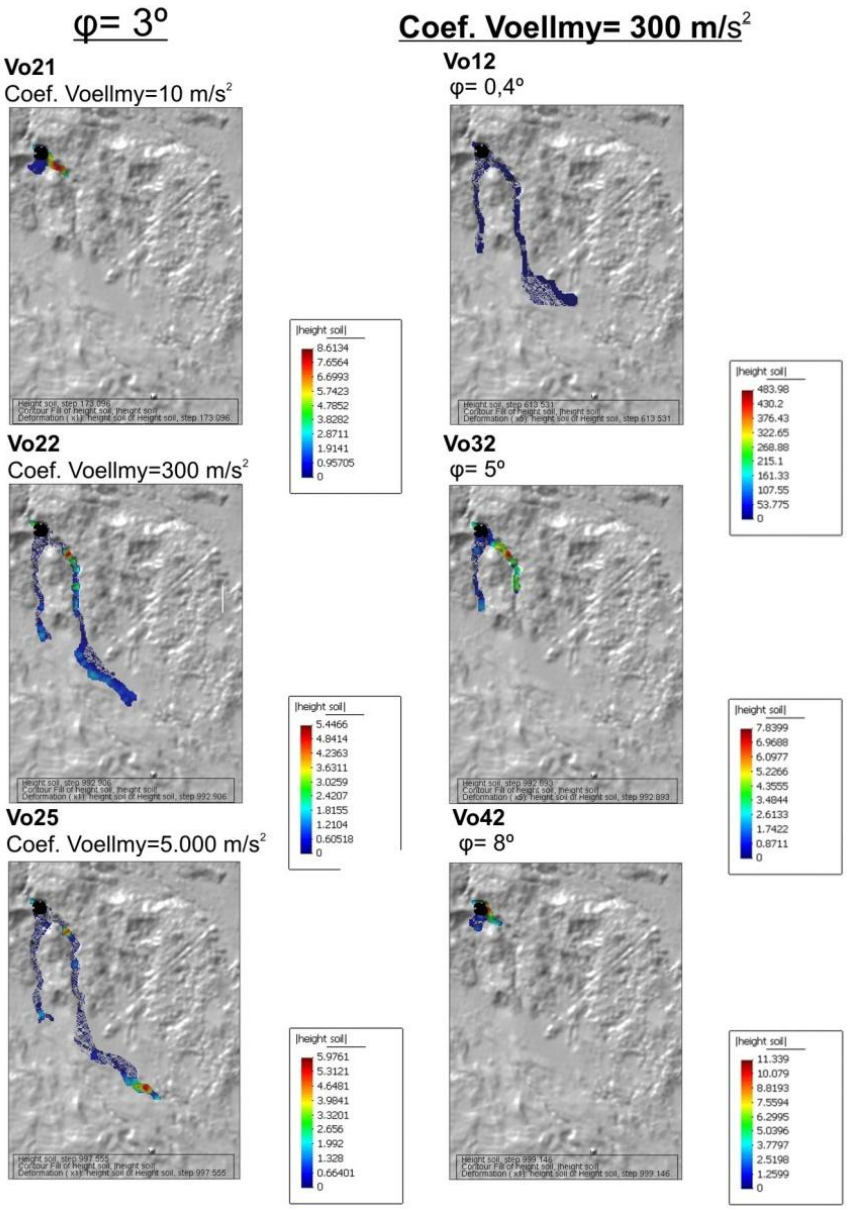


Fig. 184. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido Friccional tipo Voellmy sobre una topografía real para diferentes valores de ángunlo (φ) y coeficiente de Voellmy. La escala vertical se ha aumentado 5 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

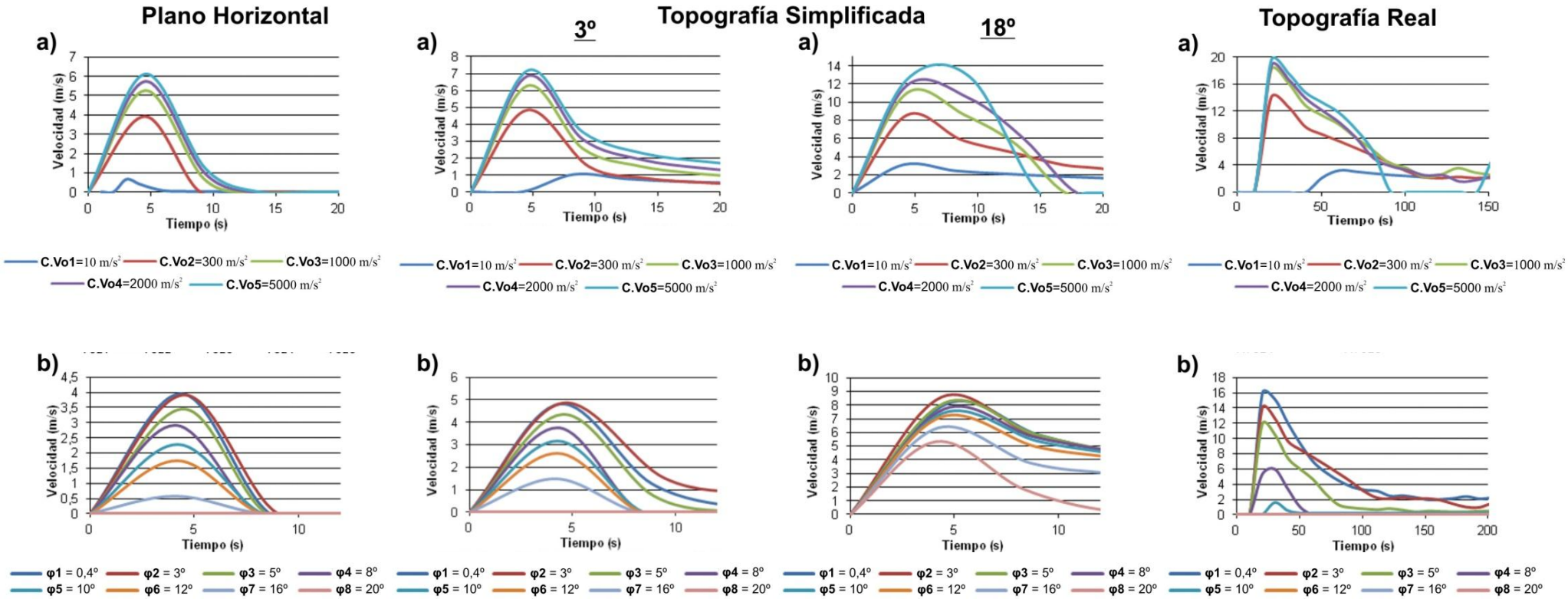


Fig.185. Perfiles de velocidad obtenidos de la simulación de un fluido Friccional ttipo Voellmy sobre un plano horizontal, una topografía simplificada y una topografía real, para diferentes valores de **a)** Coeficiente de Voellmy, y **b)** ángulo φ, cuando r_i= 10 m. La distancia a la fuente del movimiento en el caso de l plano horizontal y la topografía simplificada es de 20m , mientras que en la topografía real es de 350m.

5.2.3 Análisis de sensibilidad para fluidos Friccionales Puros

De forma análoga a los casos anteriores, la tabla 34 recoge los casos de estudio que se definieron para fluidos Friccionales Puros.

Tabla 34. Casos de estudio para fluidos tipo Friccional Puro donde se varía el coeficiente o ángulo de fricción (φ).

Casos	Tan φ	φ (°)
FP1	0,034	2
FP2	0,087	5
FP3	0,176	10
FP4	0,267	15
FP5	0,363	20

A) Sensibilidad en un plano

En este caso se analizó únicamente la influencia en la dinámica del movimiento del ángulo de fricción (φ), caracterizándose de forma general por ser inversa (fig.186 y 187).

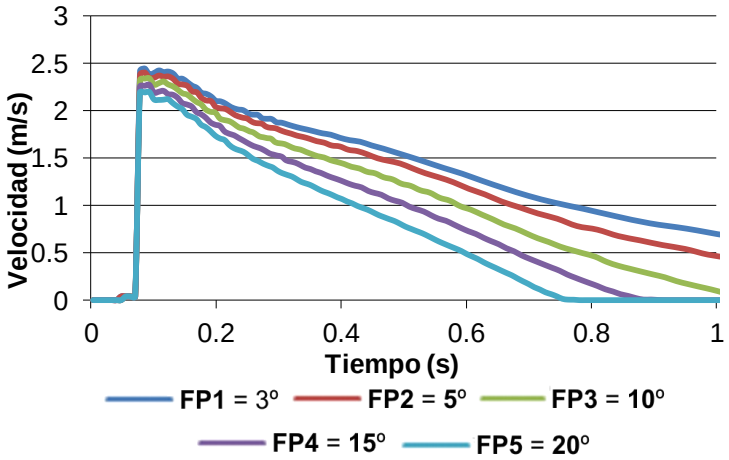


Fig.186. Influencia de la variación de el ángulo φ en el perfil de velocidad a 0.25 m del origen cuando r_i = 0,5 m.

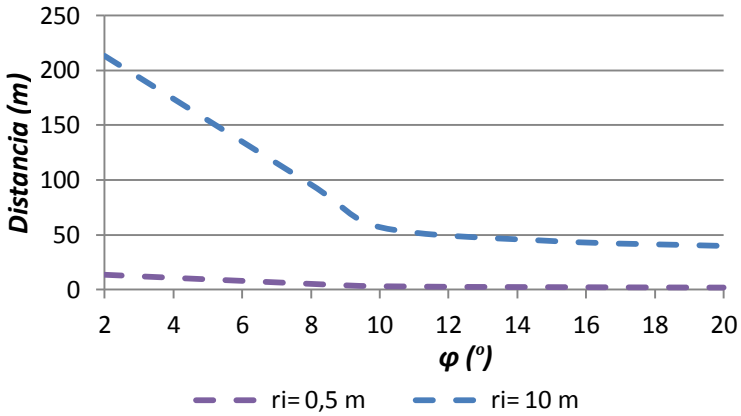


Fig.187. Influencia de la variación de el ángulo φ en la distancia total recorrida por el movimiento cuando r_i = 0,5 y 10 m.

La influencia de φ en la dinámica del movimiento fue independiente de la escala de trabajo. En el caso de la velocidad su relación resultó homogénea (comparar fig.186 y 191), pero en cuanto a la distancia total alcanzada el rango de mayor sensibilidad se produjo de los 2 a los 10º.

La morfología de los depósitos se caracterizó por ser circular y concéntrica. Su espesor se incrementaba conforme disminuía su dispersión, evolucionando hacia una forma cónica cuando φ = 20º (fig.188). Si 5º < φ ≤ 15º la morfología de transición se asemejaba a una trompeta que ganaba en altura, donde los valores máximos se registraron en la parte central.

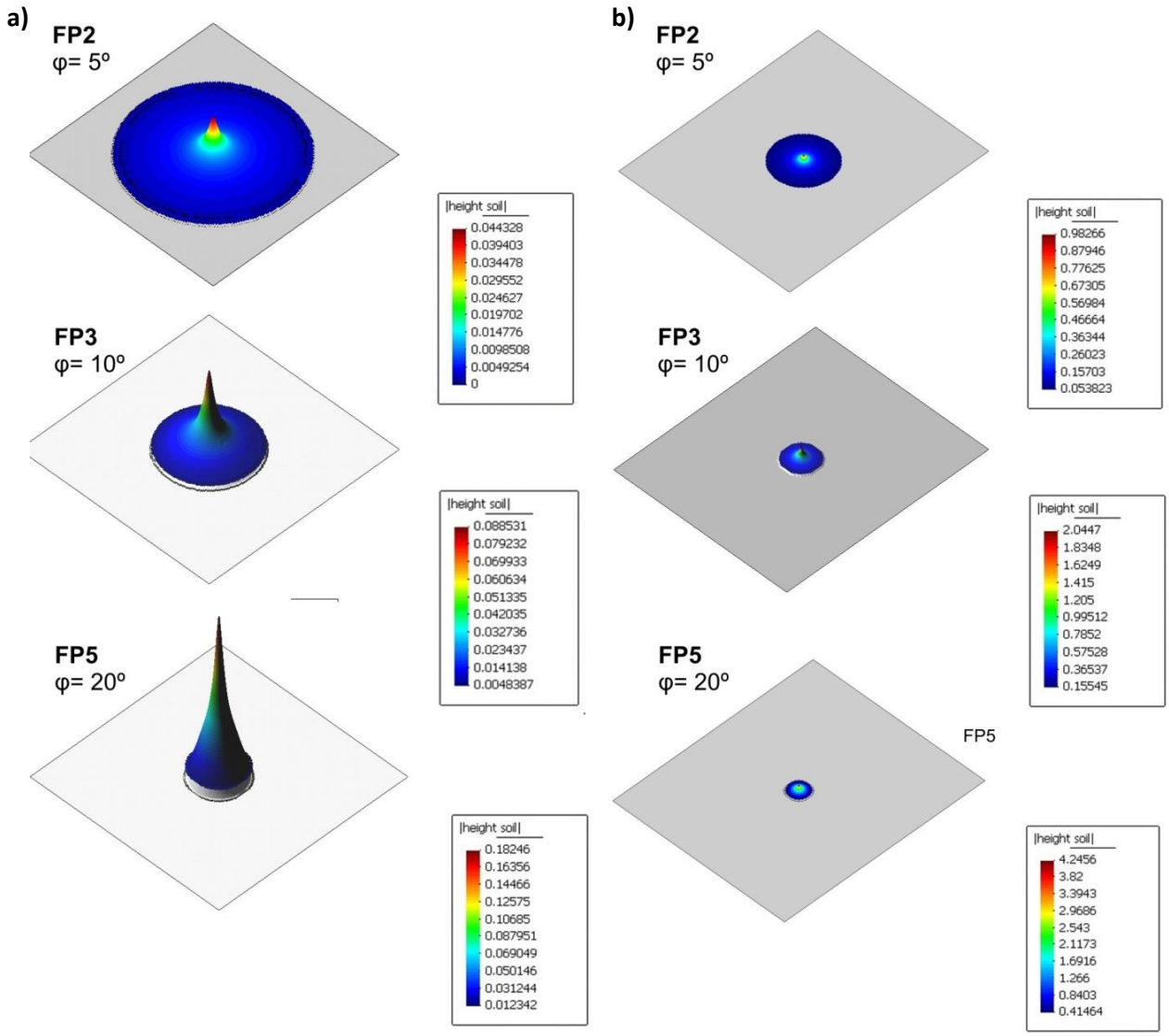


Fig.188. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido Friccional Puro sobre un plano horizontal para diferentes valores de φ cuando **a)** ri= 0,5 m y **b)** ri= 10m. La escala vertical se ha aumentado **a)** 65 veces y **b)** 25 veces, para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

B) Sensibilidad en una topografía simplificada

Como se observa en la fig.191, la variación de pendiente (θ) intensificó la relación entre el ángulo de fricción y la velocidad. Como era de esperar, la distancia alcanzada por el movimiento también se vio afectada por la variación de φ, siendo más evidente cuanto mayor era θ (fig.189). El intervalo donde se produjo una mayor sensibilidad se mantuvo en 2-10º cuando la pendiente era θ =3º, pero aumentaba hasta 15º cuando θ =18º.

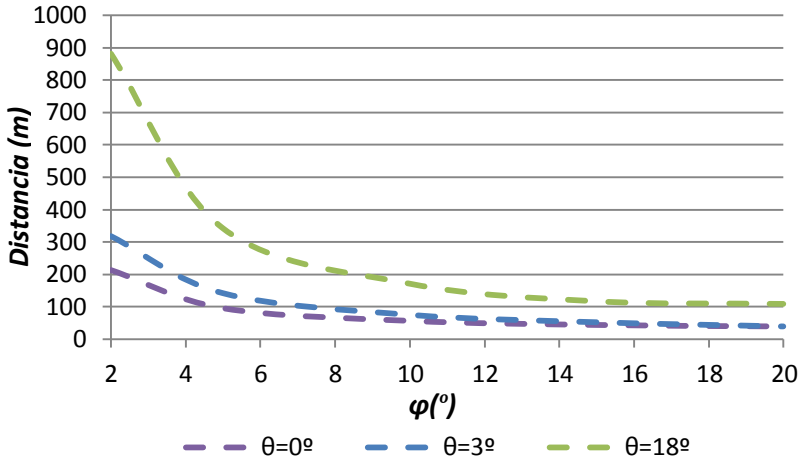


Fig.189. Influencia de la variación del ángulo φ en la distancia total recorrida por el movimiento cuando se varía la pendiente (θ).

El incremento de φ supuso una reducción notable en la extensión y morfología del depósito final, cuya dispersión se vio influenciada en gran medida por la pendiente de la topografía.

En general los depósitos se movieron a favor de la pendiente y se acumularon en el plano horizontal tras la ruptura de la misma. Cuanto menor era θ, más redondeado resultó el depósito, mientras que para valores ≥ 12º se fue alargando, dejando una fina capa de material conforme avanzaba el movimiento (fig.190). En el caso de $\theta = 3^{o}$ se distinguieron dos morfologías; una primera para valores de φ = 2º, caracterizada por una disposición del depósito en forma de abanico a partir de cierta distancia del punto de ruptura de la pendiente, y otra formada por depósitos circulares que no llegaron a alcanzar el punto de ruptura de la misma, donde el mayor espesor del depósito lo constituía un vértice situado en el área donde se liberó la masa inicialmente. Pese a que el depósito de φ = 5º sobrepasó el punto de ruptura de pendiente, se englobó dentro del segundo tipo, el cual evolucionó hacia un cono inclinado conforme aumentaba el valor de φ. Cuando $\theta \geq 12^{o}$ todos los depósitos fueron alargados, salvo cuando φ = 20º, donde se observó una morfología similar a la obtenida con los fluidos Friccionales tipo Voellmy cuando su ángulo era del mismo valor.

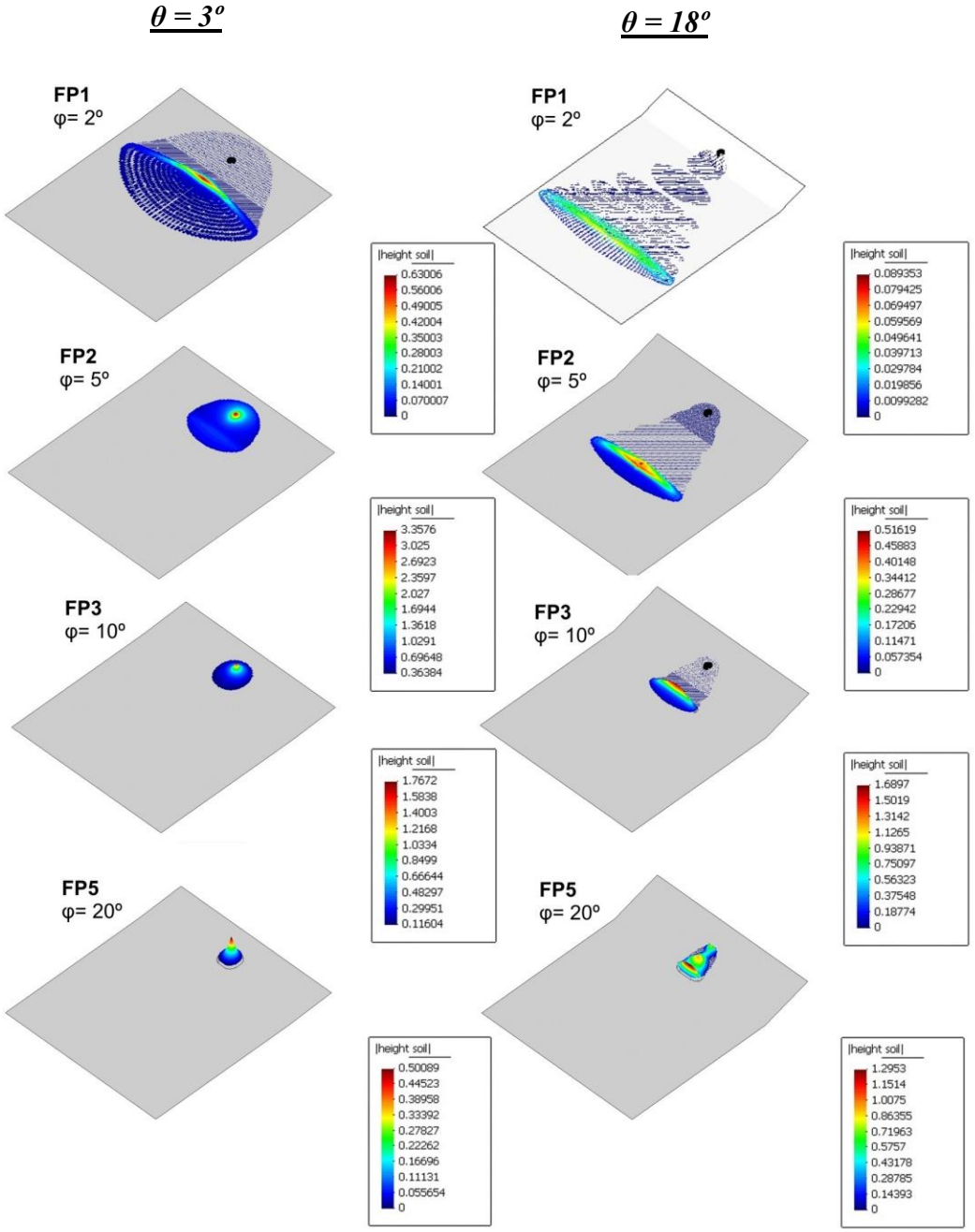


Fig. 190. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido Friccional Puro sobre un plano horizontal, una topografía simplificada y una topografía real, para diferentes valores de φ, cuando r_i= 10m. La escala vertical se ha aumentado 25 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

C) Sensibilidad en una topografía real

Por último, y siguiendo el ejemplo de la experimentación llevada a cabo con las otras dos reologías, se analizó la dinámica del fluido Friccional Puro sobre la pendiente natural de la parte baja de la barranca de Montegrande, en el Volcán de Colima.

Como se observa en las figura 191 y 192, la variación de φ repercutió en el perfil de velocidades, pero también en la extensión espacial y temporal del movimiento, produciendo una reducción del 90 y 86 % cuando se pasó de 5 a 10º. El movimiento se consideró prácticamente despreciable a partir de φ=10º.

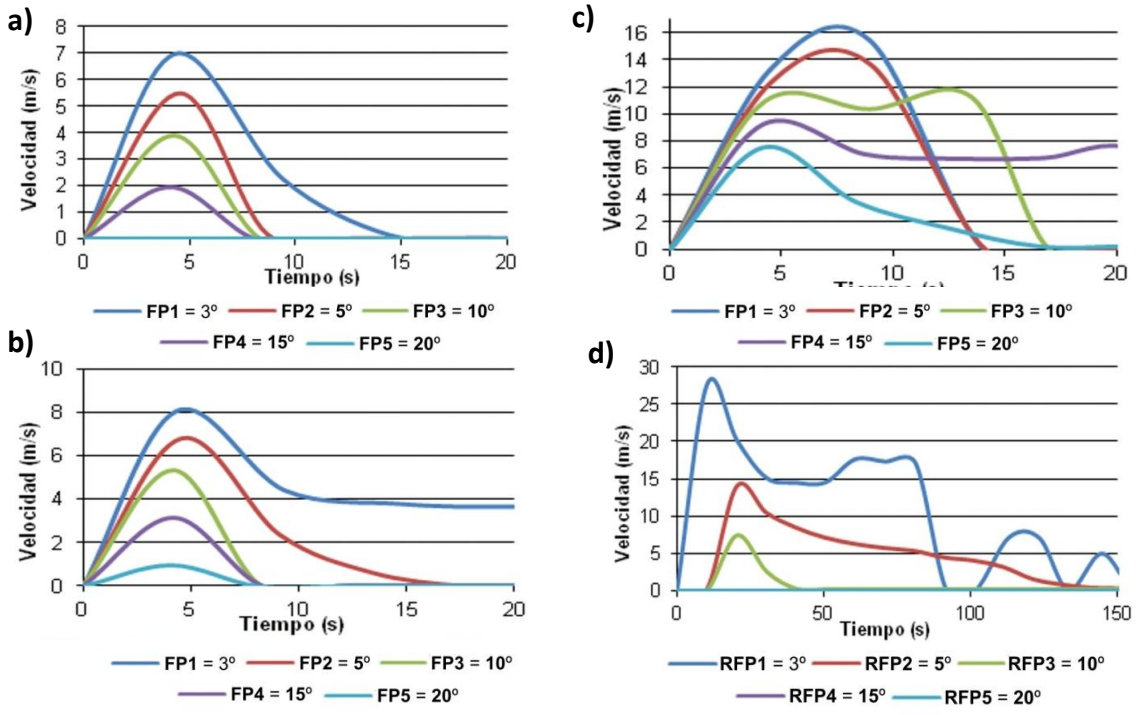


Fig. 191. Perfiles de velocidad obtenidos de la simulación de un fluido Friccional Puro sobre un plano Horizontal, una topografía simplificada y una topografía real para diferentes valores de φ, cuando r_i=10m. La distancia a la fuente del movimiento en el caso de l plano horizontal y la topografía simplificada es de 20m , mientras que en la topografía real es de 350m.

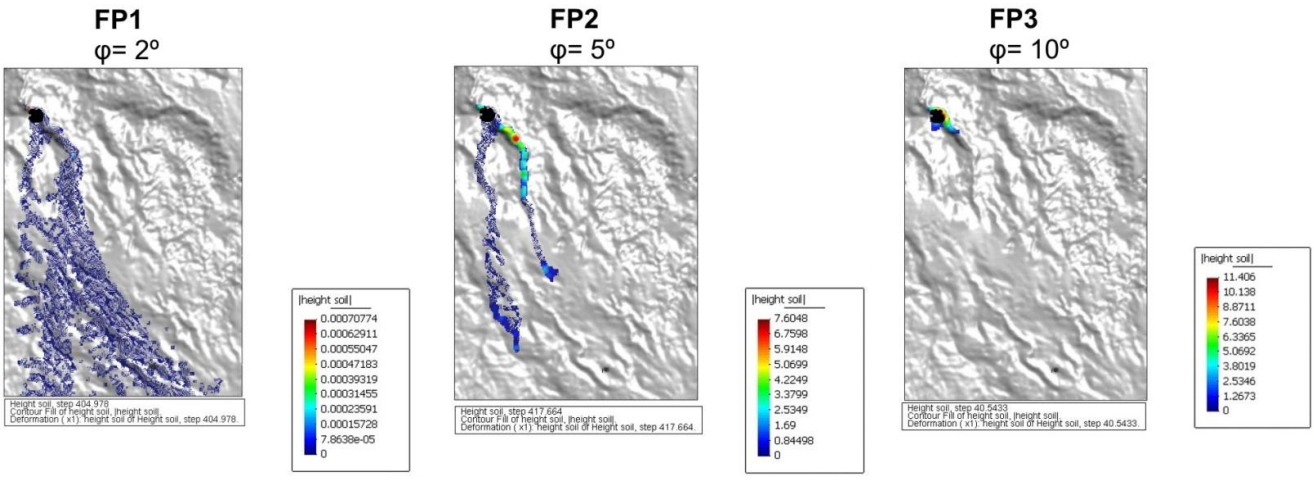


Fig. 192. Depósitos finales obtenidos de la simulación de un fluido Friccional Puro sobre una topografía real para diferentes valores de φ. La escala vertical se ha aumentado 5 veces para facilitar la comprensión, mientras que se han mantenido los valores originales de altura y escala horizontal.

5.3.- Análisis estadístico de los resultados

A partir de los resultados del análisis de sensibilidad anterior, se realizó un análisis estadístico complementario en el programa Statgraphics, que se basó en el cálculo e interpretación de tres elementos básicos; el signo, la magnitud y la significación de la correlación.

- El *signo* de la correlación se utilizó para expresar la tendencia lineal entre las variables. Se correspondió con el signo de la covarianza, entendiéndose ésta como el grado de variación conjunta de dos variables aleatorias.

- La *magnitud* hizo referencia a la intensidad o especificidad de la relación entre las variables, y se interpretó a partir del valor absoluto del coeficiente de correlación derivado de la normalización de la covarianza.

- El nivel de *significación*, denominado también tamaño del error de tipo I o "falso positivo", es la probabilidad de rechazar la hipótesis nula (Ho) cuando ésta es cierta. La Ho empleada a lo largo de la experimentación se correspondió con la afirmación de que los parámetros de estudio no están relacionados entre sí, por tanto un resultado fue estadísticamente significativo cuando hubo evidencias estadísticas de que no era probable que la correlación obtenida fuese debida al azar. La toma de decisión de si un resultado fue estadísticamente significativo o no, se efectuó comparando la estimación del p-valor (o probabilidad de rechazar la Ho) con el umbral de error genérico establecido en 0,05 (5%). De tal forma que si p-valor < 0.05 indicó que el valor de correlación obtenido era fiable al 95%, mientras que si era >0,05 existía una probabilidad mayor del 5% de cometer un error y por tanto se aceptó Ho.

5.3.1 Influencia de la relación aspecto en la dinámica del flujo

Tras el análisis de los resultados de las simulaciones con SPH en Statgraphics, se obtuvo que la influencia de la variación de *a* en los valores de velocidad fue mayor en los fluidos tipo Bingham. Tras los fluidos tipo Bingham, fueron los Friccionales Puros en los que la relación de aspecto tuvo una mayor influencia, y por último los Voellmy (tabla 35), aunque en todos los casos la relación entre los valores de velocidad alcanzados y la variación de *a* fue muy significativa.

Tabla 35. Cuantificación estadística del grado de relación entre la relación aspecto y la velocidad según la reología del fluido.

		a		
		Bingham	**Friccional Puro**	**Friccional Voellmy**
Velocidad	**Covarianza**	1,66806	1,55093	1,26751
	Correlación	0,8582	0,8356	0,7149
	p-valor	0,0000	0,0000	0,0000

5.3.2 Influencia de la reología en la dinámica del flujo

Cuando el movimiento tuvo lugar sobre una superficie con pendiente ≤ 12º, el parámetro reológico con mayor influencia sobre la dinámica del flujo en el caso de los fluidos tipo Bingham fue la tensión de fluencia, así como el ángulo de fricción (φ) en el caso de los Friccionales tipo Voellmy (tabla 36). En el caso de la tensión de fluencia, la relación tuvo caracter inverso, mientras que la del ángulo de fricción en los Friccionales tipo Voellmy no.

Tabla 36. Resumen de la correlación parcial de los parámetros reológicos y la velocidad alcanzada por el movimiento en el análisis multivariable sobre un plano horizontal.

		Bingham			Friccional tipo Voellmy		Friccional Puro
		Densidad	Tensión	Viscosidad	φ	Coef. Voellmy	φ
Velocidad	Covarianza	4,65587	-137,712	-0,3184007	330,05	-0,942178	-2,25989
	Correlación	0,0811	-0,4837	-0,0532	0,1889	-0,1434	-0,1124
	p-valor	0,5378	0,0001	0,0751	0,0000	0,0910	0,3927

Cuando el movimiento tuvo lugar sobre una topografía con pendientes > 12º, o reales, la intensidad de la relación de los parámetros reológicos estudiados varió respecto a lo descrito con anterioridad, incrementándose el rango de sensibilidad de los mismos. No se incluye el análisis estadistico de ésta situación ya que las variaciones generadas pudieron atender también a factores que escapan a nuestro análisis, especialmente en el caso de la topografía real, como la rugosidad del terreno, la curvatura etc.

5.3.3 Influencia de la relación aspecto en las diferentes reologías

De forma complementaria se evaluó la influencia de la modificación de la relación aspecto inicial (*a*) en la dinámica reológica, cuando el movimiento tenía lugar sobre un plano horizontal. El ángulo de fricción (φ) de los fluidos Friccionales Puros fue el parámetro que más se vio influenciado por la variación de *a*, seguido por la tensión de fluencia en los Bingham y el coeficiente de Voellmy en los Friccionales tipo Voellmy, aunque la relación con este último tuvo carácter inverso (tabla 37).

Tabla 37. Resumen de la correlación parcial de los parámetros reológicos* y la relación aspecto (*a*) sobre un plano horizontal.

	Bingham	Friccional Voellmy		Friccional Puro
	Tensión de fluencia	φ	Coef. Voellmy	φ
a	0,2160	0,0616	-0,2107	0,2204

*Esta gráfica solo recoge los parámetros reológicos en los que se ha observado una relación significativa con la variación de *a*.

5.3.4 Interrelación de los parámetros reológicos de un fluido

A) Fluidos tipo Bingham

En relación a la correlación entre los diferentes parámetros reológicos dentro un mismo tipo de fluido, el análisis multivariable realizado en Statgraphics mostró que la tensión de fluencia fue el parámetro que más influencia ejerció sobre los otros dos, en el caso de los fluidos Bingham. Esta relación fue levemente más intensa respecto de la viscosidad, con la que tuvo carácter inverso y se intensificó conforme avanzaba el movimiento, mientras que la de la densidad fue directa y disminuyó con el paso del tiempo (tabla 38).

Tabla 38. Correlaciones parciales de los parámetros reológicos de Bingham sobre un plano horizontal.

Correlaciones parciales	Densidad	
Tensión	0,0473	**Tensión**
Viscosidad	0,0126	-0,0653

La variación de pendiente en la topografía también afectó a la relación de unos parámetros con otros. La viscosidad fue el que mayor influencia ejerció en los otros dos cuando el movimiento se producía en una topografía simplificada, aunque fue relativamente pequeña e inversa en ambos casos (tabla 39).

Tabla 39. Correlaciones parciales de los parámetros de Bingham analizados de manera general para el movimiento sobre topografía simplificada.

Correlaciones parciales	Densidad	
Tensión	0,0004	**Tensión**
Viscosidad	-0,0048	-0,0159

La interdependencia también se vio afectada por el empleo de la topografía real, potenciándola de manera significativa (tabla 40).

Tabla 40. Correlaciones parciales de los parámetros reológicos de Bingham sobre topografía real.

Correlaciones parciales	Densidad	
Tensión	-0,5581	**Tensión**
Viscosidad	-0,5805	-0,5963

B) Fluidos Friccionales tipo Voellmy

En el caso de los fluidos Friccionales tipo Voellmy, se observó que existía una relación positiva entre los parámetros (tabla 41), la cual se vio potenciada con la modificación de la pendiente, y que se mantuvo en la topografía real.

Tabla 41. Correlaciones parciales de los parámetros reológicos de Voellmy sobre un plano horizontal, una topografía simplificada y una real.

Correlaciones parciales	φ	
Coef. Voellmy	0,0234	Plano Horizontal
	0,1716	Topografía Simplificada
	0,1738	Topografía Real

5.4.- Conclusiones

En este subapartado se recogen los principales resultados y conclusiones alcanzados durante el análisis de sensibilidad a la relación aspecto de la condición inicial (*a*) y la reología, en SPH.

5.4.1 Influencia en la morfología de los depósitos

A) Principales resultados sobre la influencia de la relación aspecto inicial

Cuando el movimiento tuvo lugar en una topografía con escasa pendiente (θ = 0 o 3º), se observó que la relación de aspecto inicial (*a*) era el parámetro responsable de la forma final del depósito, como defienden Lajeunesse et al. (2004), Lube et al. (2004) o Mangeney-Castelnau et al. (2005). Sin embargo, cuando $\theta \geq 12º$ se observó que θ controló la morfología del depósito final, mientras que de *a* siguieron dependiendo la potencia y extensión del mismo. La forma de los depósitos se alargó en favor de la pendiente y la máxima acumulación se produjo tras el punto de ruptura de la misma conforme aumentaba θ, momento en el que aumentó la diferenciación entre reologías.

Pese a la utilización en este análisis de distintos enfoques reológicos respecto de las experiencias llevadas a cabo por Lajeunesse et al. (2004) en un plano horizontal, se observó un patrón de dispersión común, como describieron Naef et al. (2006).

Análogamente a los resultados alcanzados por Lajeunesse et al. (2004), Mangeney-Castelnau et al. (2005) o Lube et al. (2004), la variación de *a* produjo cambios en la morfología del depósito final, aunque su orden de aparición fue distinto. La primera de ellas fue un cono, y se correspondió con la segunda morfología alcanzada por Lajeunesse et al. (2004). En nuestro análisis se observó siempre cuando a = 0,1, mientras que ellos registraron su formación cuando $0{,}74 < a \leq 3$. La evolución de la primera morfología dió lugar a la segunda, que se correspondió con un cono truncado (a = 0,2), que Lajeunesse et al. (2004) observaron cuando $a < 0{,}74$. La tercera y última forma de depósito observada consistió en la dispersión radial del material a partir del punto inicial del movimiento, donde se registraron los mayores espesores. En el caso de los fluidos tipo Bingham y Voellmy, la forma final del depósito se asemejó a un "*sombrero mexicano*", como el descrito por el equipo de Lajeunesse. Los límites morfológicos encontrados en Voellmy no fueron exactamente los mismos que los observados por estos autores, pero si resultaron similares ($a \geq 2$ frente a $a \geq 3$), habiéndose alcanzado una forma final de los depósitos más parecida que en el caso de Bingham o los Friccionales Puros.

En el caso del análisis sobre topografía real, el incremento de *a* supuso un aumento del área de inundación pero no de los espesores alcanzados por su depósito.

B) Principales resultados en relación a la influencia de la reología

En el caso de los fluidos tipo Bingham el parámetro que mayor influencia ejerció en la morfología fue la tensión de fluencia. Cuando el movimiento se desarrolló sobre una superficie plana, se observaron tres tipos de depósitos; uno concéntrico de poco espesor cuando el valor de tensión de fluencia era muy bajo (50 Pa.), un cono truncado cuando su valor era de 1250-2500 Pa., y una forma cónica que ganaba en altura, a partir de los 3750 Pa. La modificación de la viscosidad también generó depósitos finales en forma de cono truncado que evolucionaron a conos conforme se incrementaba su valor (>500 Pa.s), mientras que la tendencia de la densidad fue contraria. En los casos en los que el movimiento se produjo en una topografía simplificada, la forma final de los depósitos estuvo estrechamente relacionada con la capacidad del movimiento de alcanzar el punto de ruptura de la pendiente, donde se acumuló la mayor parte del material formando depósitos alargados. Si el flujo no alcanzó este punto, predominó la formación de depósitos redondeados u ovalados a favor de la pendiente, en los que se observó el desarrollo de una pared anular que fue creciendo en altura conforme aumentaba el valor de la tensión de fluencia o la viscosidad.

En el caso de los fluidos Friccionales tipo Voellmy, la combinación de ambos parámetros, el ángulo de fricción (φ) y el coeficiente de Voellmy, determinó la morfología del depósito final. Cuando el valor de φ fue pequeño (0,4º) se observó un depósito con pared anular similar al descrito en los fluidos Bingham, que evolucionó hacia una campana y finalmente a un cono conforme aumentbaa su valor, en concreto en 5 y 12º respectivamente. La tendencia del coeficiente de Voellmy fue la contraria, con valores pequeños (10 m/s^2) la forma del depósito fue un cono, pero según aumentaba (≥ 300 m/s^2) evolucionó hacia una dispersión concéntrica y de escaso espesor. Cuanto mayor era la pendiente, mayor deformación del depósito en esa dirección se produjo, hasta acumularse formando un depósito alargado en el punto de ruptura de la misma. Cuando θ ≥ 12º, la forma del patrón de propagación fue el mismo en todos los casos, generándose un depósito más o menos alargado al pie de la pendiente, cuya altura y distancia al punto de ruptura de la misma, se redujo conforme aumentaba el valor de φ, y aumentó al incrementarse el del coeficiente de Voellmy. Cuando φ=20º se produjo un cambio drástico de la morfología del depósito, el cual no alcanzó el punto de ruptura de la pendiente y tendió a acumularse a lo largo de ella.

Por último, la morfología de los depósitos de fluidos Friccionales Puros, se caracterizó por evolucionar de circular y concéntrica, hacia un cono, conforme aumentaba el valor del ángulo de fricción (φ) sobre una superficie horizontal. Al igual que en los casos anteriores los depósitos se movieron a favor de la pendiente y se acumularon en el plano horizontal tras la ruptura de la misma. Cuanto menor era θ, más redondeado fue el depósito, que tendió a la formación de un pequeño cono, mientras que para valores ≥ 12º se fue alargando. Cuando θ = 18º y φ= 20º, se produjo un depósito similar al caso alcanzado en los fluidos de Voellmy.

5.4.2 Influencia en la dinámica del flujo

A) Principales resultados sobre la influencia de la relación aspecto inicial

En concordancia con las experiencias llevadas a cabo por Lajeunesse et al. (2004), cuando la superficie sobre la que se desarrolló el movimiento poseía una escasa pendiente (θ =0 o 3º), el

parámetro que controlaba el movimiento en cualquiera de las reologías estudiadas, fue la relación aspecto del material inicial (*a*).

El incremento de la pendiente del terreno (θ) magnificaba el efecto producido por *a*, haciéndose más evidente esta relación conforme avanzaba el movimiento, y por tanto alcanzándose mayores valores de velocidad y distancia recorrida. Cuando $\theta \geq 12º$, así como en el caso de la topografía real, la influencia que ejerció *a* sobre la velocidad se observó únicamente en la zona próxima a la fuente. Este hecho es coherente con lo descrito por Naef et al. (2008) en el análisis de fluidos tipo Voellmy, y que Legros (2002) y Davies (1992) relacionan con la variación de altura de caída inicial, ya que con la distancia disminuyó el efecto de *a*, pasando ser el volumen del flujo el parámetro que controló la dispersión.

El incremento de velocidad ocasionado por el aumento de *a* no se produjo de manera uniforme, pudiendo diferenciar un máximo de cuatro tramos o intervalos de comportamiento cuyos umbrales variaron según la reología utilizada (fig.193).

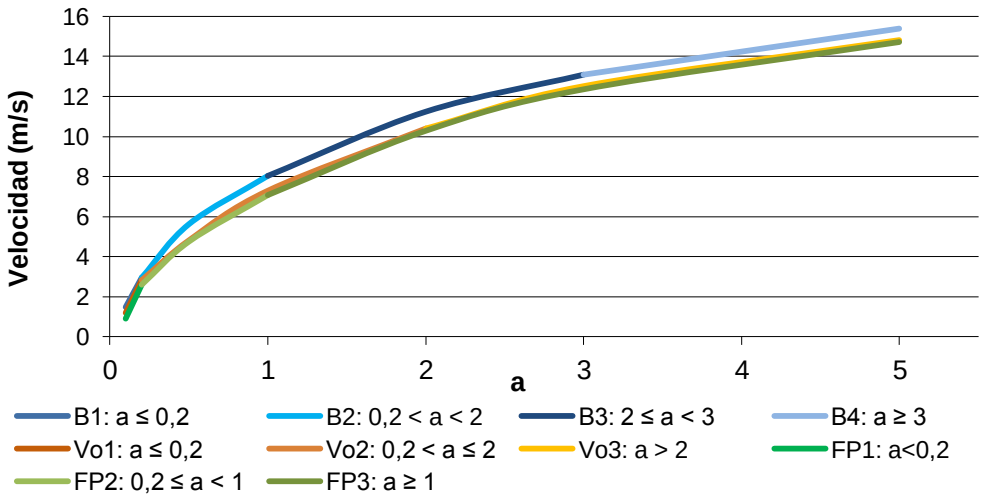


Fig.193. Diferenciación en base al incremento de velocidad producido en el frente del movimiento por la variación de *a* según la reología. El punto de análisis se situa a 2 m de la masa inicial. *Leyenda: Bingham tonos azules (B1-B4), Friccional de Voellmy tonos naranjas (Vo1-Vo3), y Friccional Puro tonos verdes (FP1-FP3).*

Según los resultados estadísticos obtenidos, la influencia de la variación de *a* en los valores de velocidad fue mayor en los fluidos tipo Bingham y menor en los Friccionales, especialmente en los tipo Voellmy, aunque en todos los casos la relación entre los valores de velocidad alcanzados y la variación de *a* fue muy significativa.

B) Principales resultados en relación a la influencia de la reología

Cuando el movimiento tuvo lugar sobre una superficie con pendiente ≤ 12º, se pudo identificar el parámetro reológico con mayor influencia sobre la dinámica del flujo en cada tipo de fluido. En los Bingham fue la tensión de fluencia, cuya relación fue de carácter inverso con la velocidad, y en los Friccionales tipo Voellmy el ángulo de fricción (φ). C

Cuando el movimiento tuvo lugar sobre una topografía con pendientes > 12º, o reales, la intensidad de la relación de los parámetros reológicos varió respecto a lo descrito con anterioridad. En general al incrementarse la pendiente se produjo un aumento del rango de sensibilidad de los parámetros. En el caso de los fluidos tipo Bingham, la tensión de fluencia alcanzó los 3750 Pa., cuando su umbral en la horizontal era de 1250 Pa., mientras que la viscosidad se mantuvo invariable en 250 Pa.s. La densidad también aumentó su sensibilidad desde los 1650 Kg/m^3, aunque ésta fue muy reducida. Los Friccionales de Voellmy siguieron esta misma tendencia, pasando de un umbral de 300 m/s^2 a alcanzar incluso los 2000 m/s^2 en el caso del coeficiente de Voellmy. El intervalo del ángulo de fricción se mantuvo de 0,4 a 10º aproximadamente. En el caso de los fluidos Friccionales puros, el incremento de pendiente también supuso un aumento del rango de sensibilidad, pasando de un intervalo entre 2 y 10º a otro de 2 hasta 15º.

Como ya se ha comentado anteriormente, estas variaciones pudieron deberse a factores que escapan a nuestro análisis, como la rugosidad del terreno, la curvatura etc.

Además se observó que el factor de escala no afectó por igual a unas reologías que a otras, siendo los fluidos tipo Bingham los más afectados, mientras los Friccionales mantuvieron en general la tendencia.

5.4.3 Resumen

La relación aspecto de la masa inicial resultó estar estrechamente relacionada con la forma de dispersión, potencia y extensión del flujo lahárico, así como con la velocidad alcanzada en algunos casos. Precisamente algunas de estas peculiaridades podrían ser empleadas como aproximación inicial de las condiciones que caracterizaron a los flujos, especialmente de su naturaleza o volumen, en un primer reconocimiento en campo.

La delimitación de los parámetros reológicos más influyentes en la dinámica del flujo y sus interrelaciones facilitó la calibración posterior de SPH en la simulación de eventos reales, ya que las pautas u orientaciones establecidas en cuanto al carácter e intensidad de la relación entre ellos agilizó los ensayos de prueba y error del capítulo 6.

Pese al éxito de los resultados obtenidos convendría realizar análisis de sensibilidad más específicos de los parámetros de entrada de SPH, especialmente sobre la topografía real, de manera que se pudiesen caracterizar formas o volúmenes que sirviesen de orientación para la clasificación de estos flujos de manera rápida y sencilla, tanto para investigadores como para no especialistas. De esta forma se mejoraría el registro y caracterización de los flujos, pudiendo utilizar estas observaciones como indicadores. Para ello convendría utilizar una topografía actualizada de la zona de interés por la que se canalizan los lahares.

También supondría un gran avance el estudio concreto de los efectos producidos por la escala de trabajo en cada una de las reologías, así como la inclusión de un análisis de sensibilidad de flujos de reología mixta, ya que en el campo se observó la existencia de eventos donde el flujo evolucionó de hiperconcentrado a derrubios, o viceversa, a lo largo de su trayecto.

CAPÍTULO 6.- APLICACIÓN DE SPH A LAHARES REALES Y VERIFICACIÓN DE LOS RESULTADOS

Una vez analizada la sensibilidad de SPH, para considerar que el modelo está calibrado se debe verificar que los resultados obtenidos con el mismo se adecúan a la realidad, especialmente cuando se evalúa la aplicabilidad del modelo en una topografía compleja.

El objetivo principal de este capítulo es reproducir con el programa SPH 3 de los lahares reales que han tenido lugar en el Volcán de Colima, cuya naturaleza se considera representativa del abanico de flujos que se producen en el área de estudio. Los lahares seleccionados son los que se canalizaron por la barranca de Montegrande durante los años 1992, 2011 y 2012. En su verificación se quiere comprobar hasta qué punto los modelos simulados se asemejan a los datos obtenidos en el campo a partir de los depósitos y formas generados por dichos lahares (capítulo 4.4).

Los parámetros reales empleados en el desarrollo del modelo fueron los siguientes: el punto de inicio estimado; el volumen de los eventos y la morfología inicial de la masa sobre la topografía. La topografía utilizada durante la simulación de los eventos fue la correspondiente al DEM de 2005, aunque para disminuir el tiempo de cálculo se redujo su resolución de 5 a 20 m.

Para la verificación del modelo con la realidad se emplearon los siguientes parámetros: el punto de parada del evento, su recorrido y los valores de altura y extensión máxima alcanzada por los lahares.

6.1. Lahares seleccionados por ser representativos de la dinámica lahárica en Montegrande

Como se ha expuesto anteriormente (capítulo 3), la barranca de Montegrande canaliza con frecuencia, durante la época de lluvias, lahares derivados del arrastre de material volcánico procedente de la intermitente actividad eruptiva del volcán.

En función de la concentración de material que transportan los lahares, su comportamiento varía significativamente. Los principales tipos de flujo que habitualmente recorren la barranca de Montegrande son:

- *flujos de derrubios*: contienen un volumen de sedimentos superior al 50%, aunque generalmente llegan a ser entre el 60-80%, por lo que los depósitos que sedimentan son masivos, con gran cantidad de clastos embebidos en una matriz areno-arcillosa.

- *flujos hiperconcentrados*: el volumen de material transportado varía entre el 20-50 %. Los depósitos que sedimentan poseen menor espesor que los generados por los flujos de derrubios, y están formados por unidades masivas exclusivamente arenosas. Al ser flujos más diluidos su dispersión es mayor.

Es común encontrar registros sedimentarios de un mismo evento donde la capacidad de transporte de material del flujo ha variado a lo largo de su recorrido, por lo que se alternan depósitos que combinan características de los dos flujos descritos anteriormente.

En el Volcán de Colima existe una gran variabilidad, no solo de los tipos de flujo, sino también de la magnitud de los mismos. El volumen de material movilizado por los lahares está

condicionado a la disponibilidad de material procedente de su intermitente actividad volcánica, así como de la intensidad y duración de la lluvia que arrastra esos depósitos.

Para poder incluir la diversidad de flujos descritos anteriormente en las simulaciones con SPH, así como las diferencias de volumen de material movilizado que caracterizan a los lahares del Volcán de Colima en la barranca de Montegrande, se seleccionaron 3 eventos:

- El lahar de 24 de enero de 1992, denominado ***1992L***, como representante de los flujos mayoritariamente hiperconcentrados.

- El lahar de 12 de octubre de 2011 (***2011L***) como ejemplo de flujo de derrubios, es decir con mayor concentración de sedimento.

- Y el lahar de 15 de septiembre de 2012, denominado ***2012L***, caracterizado por un frente turbulento en forma de flujo de derrubios seguido de tres pulsos consecutivos hiperconcentrados.

A continuación se detallan las características de cada uno de los lahares seleccionados, incluyendo también las limitaciones de la información disponible al respecto.

1) 1992L

Este lahar se produjo el 24 de enero de 1992 como consecuencia de intensas lluvias de hasta 180 mm/día asociadas al fenómeno de El Niño. A partir del testimonio de dos lugareños, recogidos por Komorowski et al. (1997), así como las observaciones en campo de Cortés y Navarro en abril de 1993, incluidas en el informe BGVN 18:08 (1993), se estimó que el lahar generado se alejó 7 km desde la cima, llegando a 4 km antes de la localidad de Quesería.

Cortés y Navarro identificaron un depósito durante su campaña de campo de 1993 que asociaron al lahar 1992L. Éste se extendía desde los 1.900 m.s.n.m. a los 1.520 m.s.n.m. Por encima de los 1.900 m.s.n.m. no observaron ningún tipo de depósito, pero indicaron que era muy probable que hubiesen sido erosionados.

Por encima de los 1.570 m.s.n.m. el espesor del depósito fue de 2-4 m y en él se alternaban 3 o 4 subunidades de 1,2-1,4 m de espesor cada una. Estas subunidades formadas por grava gruesa semi-consolidada en la que se embebían cantos de tamaño medio (>1m de diámetro), se separaban entre sí mediante capas de arena más fina de 35 mm de espesor. En la parte alta del depósito aparecieron bloques subangulares de 2-3 m de diámetro embebidos en una matriz más fina. La anchura del depósito variaba de los 4 a los 7 m a lo largo del trazado.

En las zonas más distales, de los 1.570 a los 1520 m.s.n.m., el lahar 1992L generó tres abanicos de 60 a185 m de ancho y 50 a 100 m de largo, que llegaron a cubrir 2 ha de pasto, frutales y explotaciones apícolas, a su paso.

Por último, los autores anteriores calcularon el volumen del depósito, considerando un valor de 3 m como espesor medio y de 7m para su anchura. El resultado fue un volumen de 75.600 m^3 hasta los 1.570 m.s.n.m., y de 74.000 m^3 en los abanicos de la parte distal, es decir un volumen total del evento de 149.600 m^3.

Pese al reconocimiento realizado por Cortés y Navarro en 1993, no se dispuso de un modelo digital de elevación o imágenes de satélite sobre las que cartografiar el evento, por lo que no se pudo ubicar el punto de inicio y final del evento con exactitud.

2) 2011L

Al menos se registraron 5 lahares durante la época de lluvias de 2011 en Montegrande. Concretamente el evento 2011L hace referencia al lahar que tuvo lugar el 12 de octubre como consecuencia de la tormenta tropical Jova. Ésta tormenta provocó picos de precipitación de 50-60 mm/h, lo que causó una gran inestabilidad del terreno, dando lugar a represamientos naturales y gran erosión del cauce, debido a lo cual se perdieron parte de los equipos científicos de monitorización.

Según Capra et al. (2012), el evento del 12 de octubre se inició en torno a las 7 de la mañana, tras una precipitación acumulada de 40 mm en las 10 horas previas, y estuvo formado por 5 pulsos. De los 5 pulsos consecutivos registrados en la zona media (a la altura de PMG2), 3 se consideraron principales, siendo el de mayores dimensiones el que tuvo lugar a las 9:10 de la mañana, tras 150 mm de lluvia acumulada. En la zona media baja, y tras la apertura del cauce de la barranca, solo se registró un único pulso, cuya descarga de material duró entre 3 y 4 horas.

No se consiguieron imágenes del lahar en el punto de observación PMG2, pero Capra et al. (2012) estimaron que el cauce se erosionó 1 m de ancho y 2 de profundidad en ese punto. La máxima altura del evento se consideró que fue de 4 m en el tramo medio de la barranca y de 2 m en la zona distal, lo que generó depósitos de 1 m de grosor medio en forma de abanico en el piedemonte (a 15 km desde su área de inicio), y de casi 2 m a lo largo del trayecto canalizado de la barranca.

Estos autores aplicaron el método de superelevación para el cálculo aproximado de la velocidad del lahar 2011L. En PMG2 obtuvieron un valor de 8-10m/seg y en la zona distal (piedemonte) de 4-5 m/seg. Además, establecieron el pico de descarga del evento en 100-150 m/seg. A partir de estos resultados y tomando como referencia la duración del pulso más importante, de cerca de 1 hora, estimaron el volumen total del evento en 300.000 m^3.

Durante el trabajo de campo llevado a cabo por Capra et al. (2012) 5 días después del evento, observaron nuevos depósitos en forma de terrazas generados por el lahar 2011L, donde distinguieron 3 unidades. En el tramo canalizado de la barranca, las dos unidades inferiores fueron de naturaleza masiva, con grava formando depósitos de hasta 50 cm de espesor, mientras que la unidad superficial, de 1,5 m de grosor medio, contenía clastos de hasta 15 cm de diámetro embebidos en una matriz arenosa masiva, donde además aparecieron restos vegetales (troncos). Aguas abajo, tras la apertura del cauce de la barranca en el piedemonte, el espesor de las 3 unidades se redujo, generando unidades de menos de 0,5 m de altura, formado por capas arenosas de naturaleza masiva con débil estratificación.

Al igual que ocurrió en el lahar 2011L, posteriormente se produjeron diversos eventos laháricos donde se desestabilizaron las paredes de la barranca, lo que ocasionó la formación de represamientos de hasta 15 m, según lo observado en campo por Capra et al. (2012) semanas después del evento del 12 de octubre. Como consecuencia de la activa dinámica

erosivo/sedimentaria de estos eventos, durante el trabajo de campo realizado el 15 de noviembre no se observaron restos del evento 2011L.

Basándose en el gran poder erosivo del lahar, así como en las características granulométricas de los nuevos depósitos, se cree que los 4 primeros pulsos del lahar 2011L fueron flujos hiperconcentrados, mientras que el último se caracterizó por ser un flujo de derrubios.

La información disponible de este evento se reduce a las observaciones de Capra et al., (2012), complementadas con las imágenes de la barranca tomadas el 15 de noviembre de 2011. Estas imágenes, combinadas con las tomadas en los mismos puntos en 2012, permitieron trazar unos perfiles orientativos de la situación generada tras el evento 2011L. No se pudo conseguir un modelo digital de elevación ni imágenes de satélite sin nubosidad que permitiesen un análisis directo del lahar.

3) 2012L

Este evento se corresponde con el lahar que tuvo lugar el 15 de septiembre de 2012, cuyos restos pudieron ser observados en campo 2 días después. La descripción detallada del mismo se recoge en el apartado 4.4, por lo que aquí solo se incluye un resumen de sus principales características.

El 2012L se inició en la barranca de Montegrande a las 17:35, como consecuencia de una tormenta que llegó a alcanzar picos de lluvia de hasta 95 mm/h. Estuvo formado por 3 pulsos consecutivos, de los cuales el primero fue el más importante, aunque aguas abajo los tres flujos se unieron en uno solo.

Asociados a estos 3 pulsos se generaron depósitos en forma de terraza. En la zona media alta (PMG2), donde los tres pulsos fluyeron de forma individualizada, se distinguieron 3 unidades: una primera unidad masiva de gravas y arenas de 40 cm, coronada por una capa de limo de 2cm de grosor, que se asocia con el primer pulso, una segunda unidad más arenosa de 10 cm, donde también se observó una capa de limo en su parte superior, relacionada con la sedimentación de material por el segundo pulso, y una última unidad masiva de gravas y arenas de 27 cm de grosor, fruto del tercer pulso.

Esta diferenciación de unidades no se mantuvo aguas abajo (a partir de PMG5), lo que podría significar que en algún punto intermedio los pulsos se unieron como consecuencia de algún represamiento, probablemente generado el año anterior por la tormenta tropical Jova, y dieron lugar a un único lahar.

El valor medio de altura alcanzado por el lahar en su parte canalizada fue de 2,2 m y de su depósito de 0,65 m. Tras la apertura de la barranca y la consecuente dispersión en forma de abanico de la carga del lahar, la altura del evento se redujo hasta los 1,2 m y su depósito a los 2,5 cm de espesor.

Gracias al análisis de las imágenes de la cámara de monitorización visual del evento en cuestión, situada en la estación de detección de lahares ubicada a la altura de PMG2, se pudo obtener información del frente del flujo. Éste se caracterizó por transportar gran cantidad de

bloques (50-70 cm de diámetro) en régimen turbulento, lo que ocasionó una intensa actividad erosiva en la zona central del cauce (1-2 m). Los bloques fueron depositados a lo largo del trayecto, sobre depósitos de terrazas, generando en ocasiones levées laterales, donde los bloques quedaron alineados en la dirección del flujo. Estos alineamientos de bloques se observaron incluso tras la apertura del cauce en el piedemonte.

En definitiva, a partir del análisis de las unidades anteriores, se consideró que el frente del lahar del 15 de septiembre fue un flujo de derrubios, al que le siguió el cuerpo principal del lahar, formado por 3 oleadas o pulsos más diluidos en forma de flujos hiperconcentrados.

Vázquez et al. (2014) establecieron como velocidad media del evento 3 m/s, con un pico de descarga de 90 m^3/s y un volumen total de 162.000 m^3. El volumen estimado por estos autores fue calculado mediante LaharZ.

El lahar 2012L es el evento de estudio del que se dispone de mayor información. Entre los registros más destacables se encuentran los perfiles transversales de la barranca y caracterización de depósitos en campo, o las imágenes de 0,5 m de resolución de Google Earth. Esta información se complementó con los datos e interpretaciones aportados por Capra et al. (2012) y Vázquez et al. (2014) de la información obtenida durante el trabajo de campo conjunto.

6.2. Metodología

Una vez seleccionados los lahares anteriores como representativos de la dinámica lahárica del Volcán de Colima, se procedió al diseño metodológico para la aplicación de SPH y su verificación con la realidad.

A continuación se detallan las principales fases del proceso dividiéndolas en dos bloques; uno relativo al empleo de SPH en la simulación de los eventos, y otro donde se establecen las pautas para su verificación.

6.2.1. Simulación con SPH

En este subapartado se describen cronológicamente todos los pasos seguidos para la simulación con SPH de los lahares seleccionados en el Volcán de Colima, así como las limitaciones encontradas.

1) Elección y adecuación de la topografía

El primer obstáculo encontrado durante el diseño fue la adquisición de una topografía de resolución espacial y temporal adecuada. Esto supuso una importante limitación, ya que la variación morfológica derivada de la frecuente actividad volcánica supone modificaciones topográficas sustanciales y constantes en el trazado de las barrancas, especialmente en las zonas de cabecera, que no se ha podido tener en cuenta como consecuencia de la desactualización.

A falta de DEMs actualizados, se empleó en todas las simulaciones la topografía Lidar de 2005, de 5x5 m de resolución de pixel, ya que desde el punto de vista económico y de resolución resultó adecuado.

Tras la elección del DEM de 2005 se produjo su adecuación en ArcGIS 10. Este tratamiento consistió en dos fases:

- ***Relleno de las zonas sin información.*** Se utilizó la herramienta *Fill* de *Spatial Analyst* para la extrapolación de los valores de altura en estas zonas que actuaban como sumideros

- ***Reducción de la resolución de la malla topográfica a 20 m***. Inicialmente se utilizó una resolución de 5m en la malla topográfica, pero un cálculo tan detallado en un área tan extensa resultó en un esfuerzo computacional excesivo. Por ello se redujo la resolución de esta malla a 20 m, lo que proporcionó mayor agilidad en los cálculos del modelo. La herramienta empleada fue *Resample*, dentro de *Data management*.

La capa raster resultante se convirtió a puntos mediante la herramienta *Conversion tools/from raster/raster to point*, y se calculó las coordenadas de latitud, longitud y cota de cada uno de ellos. Este archivo se exportó a .txt y posteriormente a .top para que SPH fuese capaz de incorporarlo al análisis.

2) Ubicación del punto de inicio de los lahares

Esta decisión fue consultada con la Dra. Capra debido a la complejidad que entraña. Como ya se ha comentado anteriormente, los lahares son eventos que se caracterizan por originarse tras sobrepasar la capacidad de filtración y retención del agua en el suelo. Este hecho supone que el origen de los lahares sea difuso, pudiendo suceder en varias fases y puntos del terreno.

Pese a las dificultades señaladas anteriormente y después de analizar las observaciones realizadas en campo, con la ayuda de la Dra. Capra, se consideró más adecuado establecer el punto de inicio de los lahares de Montegrande en el *tramo medio alto* de la barranca. Concretamente en el punto 19º 28’ 49,0” N 103º 37’ 30,0” W, justo en el lugar donde la difusa red de canales generados en la cabecera confluían en el canal principal de la barranca.

3) Elección de la morfología inicial

A raíz de la elección del punto de inicio de los lahares, el siguiente paso consistió en determinar la disposición espacial previa del material que posteriormente movilizó el lahar. Para ello se trazó un polígono, o planta, sobre la superficie del terreno, y se le dio un valor de altura, acorde con el volumen del lahar simulado, para formar una figura en tres dimensiones. Es lo que denominamos morfología inicial, y su ubicación coincidió con el punto de inicio donde se estimó que se formó el lahar.

En un primer momento se optó, al igual que Sheridan et al. (2005), Yoshida and Sugai (2007) o Muñoz Salinas et al. (2008), por la aproximación de la morfología inicial de los eventos a formas simplificadas, como cilindros o elipsoides. Estas morfologías iniciales resultaron adecuadas para la simulación de volúmenes pequeños de material en zonas sin grandes variaciones topográficas, como en las simulaciones desarrollados en el capítulo 5, pero no para representar eventos reales en un territorio de topografía compleja como el Volcán de Colima.

El volumen de los eventos, de 150.000 a 300.000 m^3, y las dimensiones de la barranca en el punto de inicio, 25 m de anchura, fueron los principales factores limitantes del empleo de una morfología de masa removida inicial suficientemente simplificada en Montegrande. Si la morfología se adecuaba a la anchura de la barranca en este punto, su altura crecía hasta valores completamente desproporcionados al representar los volúmenes de los eventos reales (fig.194 a), mientras que si se adecuaba la altura inicial, la extensión lateral de la morfología producía enormes desviaciones de material hacia la barranca de San Antonio e inundación de zonas contiguas (fig.194 b).

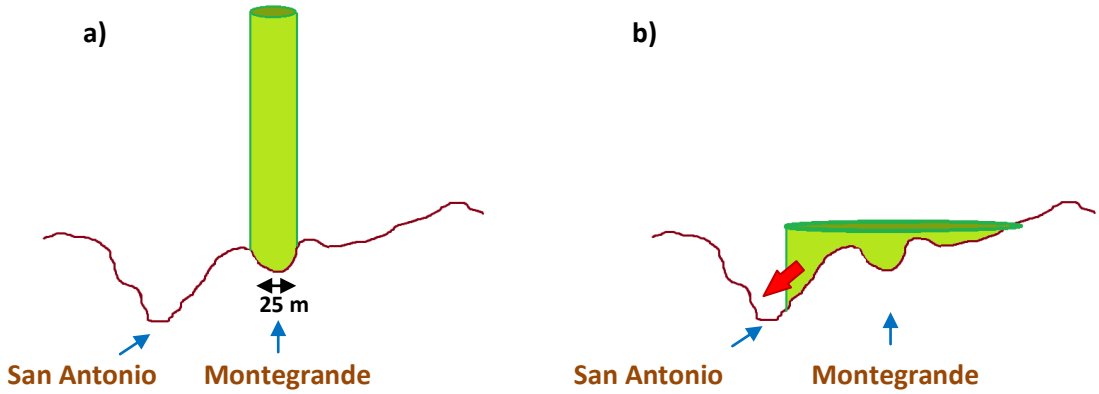


Fig.194. Representación esquemática de las limitaciones encontradas en el uso de una morfología de masa inicial removida simplificada en el Volcán de Colima. **a)** morfología adecuada a la anchura de la barranca y **b)** morfología adecuada en altura. ➡ Deriva de material hacia la barranca de San Antonio.

Ante la imposibilidad de obtener unos resultados apropiados aplicando como morfología inicial de formas simplificadas, se decidió adaptar su forma al terreno. Para ello se cartografió el contorno de la condición inicial en ArcGIS10, emulando el trazado canalizado de la barranca en el entorno del punto de inicio. Se trazaron 3 polígonos, denominados **A**, **B** y **C** (fig.195).

El polígono **A** fue el menos extenso de todos (tabla 42). Cubrió un área de 30.000 m^2, desde la confluencia de la red de canales en la cabecera, hasta el punto de inicio de los lahares establecido con anterioridad. Su utilidad se restringió a volúmenes de material $\leq$ 150.000 m^3, ya que al representar eventos de mayor volumen la altura de la figura volvía a resultar exagerada y por tanto daba lugar a derivaciones de material hacia la barranca contigua.

Para paliar la limitación anterior y conseguir una morfología inicial válida para simular el rango de volúmenes de los eventos de estudio, se amplió el área del polígono **A**, dando como resultado el polígono **B**. Al ocurrir lo mismo que en el **A**, se volvió a ampliar la extensión del polígono **B** hasta que resulto satisfactoria. Es decir, el **C**.

Tabla 42. Polígonos adaptados al trazado de Montegrande

Polígono	Área (m^2)	Punto de inicio (UTM)		Punto final (UTM	
		x	y	x	y
A	30.000	644483,988	2155145,037	644308,964	2154549,59
B	43.000			644208,821	2154076,118
C	86.000			644485	2155145

El aumento de la extensión de la figura en planta del polígono **C** hasta los 86.000 m^2, permitió reducir la altura de partida de los eventos a niveles aceptables (< 5m), aunque al inicio del movimiento se seguían produciendo derivaciones de material hacia la barranca de San Antonio.

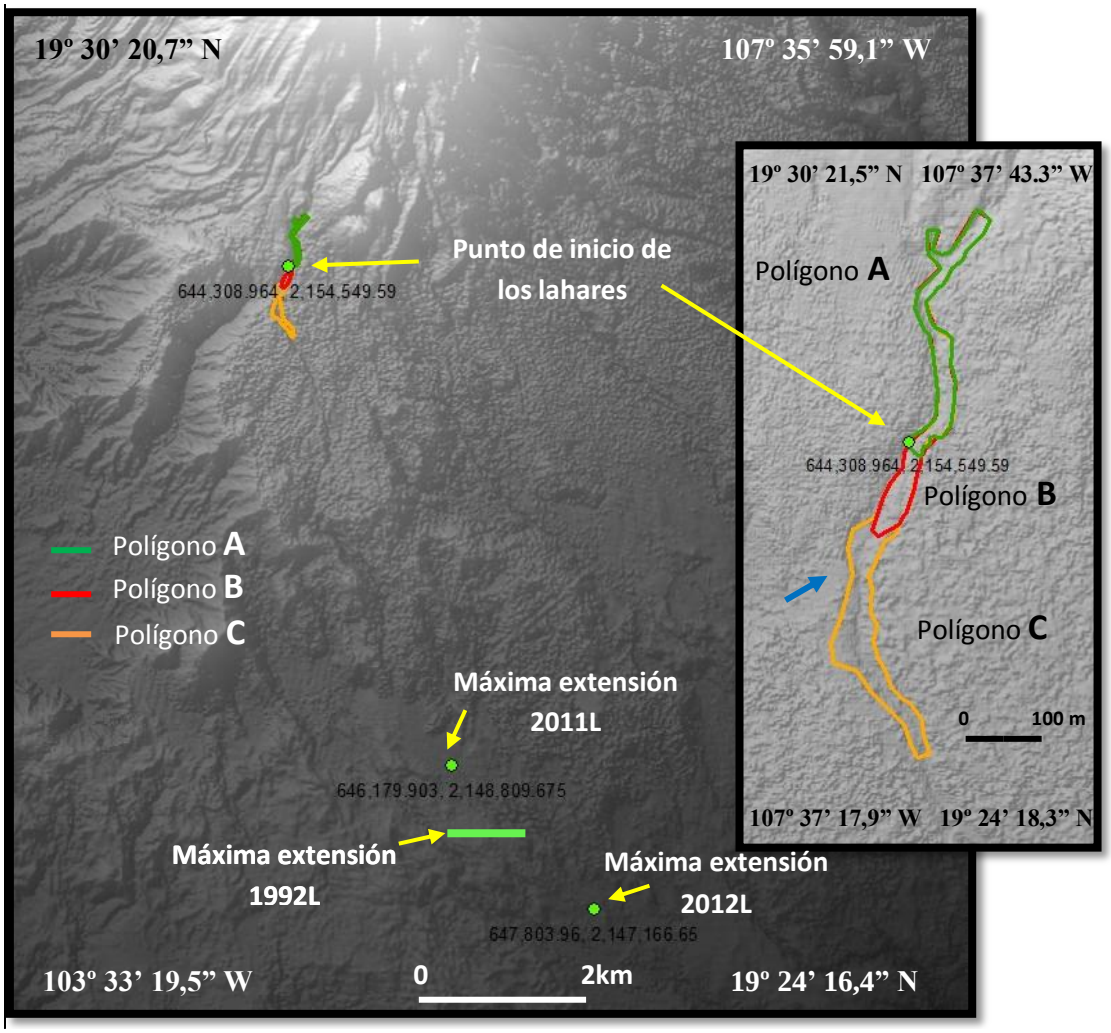


Fig.195. Ubicación de los diferentes polígonos adaptados a la barranca, y localización los puntos más alejados de la cabecera alcanzados por los lahares de estudio. *Leyenda:* → *punto de desbordamiento de material, donde se deriva hacia la barranca de San Antonio.*

Para intentar paliar las desviaciones de material producidas al inicio del movimiento (en torno a los 19º 28' 39,0"N y 103º 37' 35,7" W), se adecuó la altura del material en cada evento simulado atendiendo a su ubicación inicial dentro de la morfología. Esta adaptación se describe en el siguiente punto.

4) Adecuación de la malla de material a la morfología inicial

En ArcGIS 10 se generó una capa raster de resolución 5x5 m y se recortó con el polígono **C** (herramienta *Clip* dentro de *Data Management/Raster*). La capa resultante se convirtió en puntos mediante la herramienta *Conversion tools/from raster/raster to point*, y se calculó las coordenadas **xy** de cada uno de ellos (latitud, longitud).

Tras el cálculo anterior, se exportó el archivo creado a .txt, formato en el que SPH es capaz de leer e incorporar la morfología al análisis.

A cada punto del polígono en formato .txt se le asoció un valor de altura acorde con el volumen del evento simulado, obteniendo la figura 3D o morfología inicial del lahar en .txt. Esto es a lo que denominamos malla de material inicial.

En un principio se empleó una altura de malla homogénea en la simulación de cada evento, pero a lo largo de un tramo se seguían generando desviaciones de material hacia la barranca contigua situada al W, San Antonio.

Para minimizar estas derivaciones, la morfología inicial se dividió en tres tramos de altura atendiendo a su ubicación. Un tramo previo a la zona conflictiva, denominado C3, otro tramo que englobó la zona donde se producía la derivación de material (C2), y un último tramo situado aguas debajo de C2, denominado C1 (fig.196 y tabla 43).

Las mayores alturas del material se concentraron en la zona C1 y las menores en el tramo conflictivo (C2). En C3 los valores de altura fueron intermedios a los de C1 y C2.

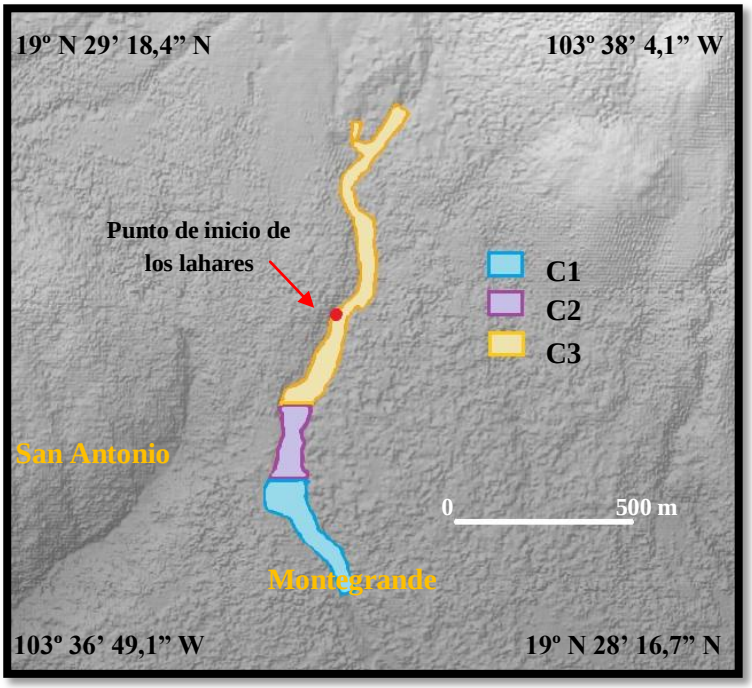


Fig.196. División de la malla de material en tramos según la altura inicial del material. También se ubica el punto de inicio de los lahares propuesto previamente en la malla.

Tabla 43. Tramos de la malla de material según la altura inicial del material.

Tramo	Punto de inicio (UTM)		Punto final (UTM)	
	x	y	x	y
C1	644330	2153740	644165	2154045
C2	644170	2154045	644235	2154270
C3	644155	2154275	644485	2155145

El nivel de precisión de la malla de material fue de 5 m, y en ella se llevaron a cabo todos los cálculos durante la simulación individual de los eventos, respetando en todo caso el volumen inicial de los mismos.

5) Establecimiento del volumen de cada evento

Para cada lahar se incluyó un rango de volúmenes representativo, acorde con la incertidumbre generada en el apartado 4.4 sobre su magnitud.

Esta incertidumbre se derivó de la inexactitud de los métodos de cálculo empleados en el establecimiento del volumen de cada lahar. Los diferentes autores en los que nos hemos basado en el estudio, emplearon para el cálculo de esta magnitud el programa LaharZ o estimaciones, fruto de generalizaciones a partir de las observaciones realizadas en puntos concretos del recorrido. En nuestro caso, el volumen se calculó a partir de la delineación del área de inundación generada por cada evento y la posterior incorporación de la altura media, estimada atendiendo a las indicaciones de los autores, o nuestros propios datos de campo.

En el caso de alcanzar grandes diferencias de magnitud entre el volumen propuesto por los autores previos y el calculado por nosotros, se incluyó el cálculo inverso, es decir se estimó el valor de altura del evento a partir del área de inundación generada por nosotros, manteniendo como válido el volumen propuesto por los autores.

El rango de volúmenes empleado en la simulación individual de cada evento se recoge en la tabla 44.

Tabla 44. Volúmenes de los eventos empleados en las simulaciones con SPH.

Lahar	Volumen (m^3)		
	Propuesto por los autores	**Calculado por nosotros**	
1992L	***149.600*** con 3m de altura media	***570.000*** con 3 m de altura media	***149.600*** con 0,79 m de altura media
2011L	***300.000**** con < 2 m de altura media	***437.000*** con 1,9 m de altura media	***300.000*** con 1,3 m de altura media
2012L	***162.000****	***113.000*** 0,65m de depósito en tramos canalizados y 0,025 m tras la apertura de la barranca	

** Cálculos estimados con LaharZ a partir del punto más distal al origen. Los autores no indican alturas pero al haber realizado el trabajo de campo simultáneamente se asumen 0,65 m y 0,025 m respectivamente.*

6) Elección del modelo reológico en SPH

Una vez seleccionada la malla topográfica, la malla de material y el volumen inicial a considerar, se procedió a la simulación individual de cada lahar en función de 3 modelos reológicos, de manera que se pudiese observar cuál de ellos reproduce mejor el comportamiento de estos eventos en la realidad. Los modelos reológicos considerados fueron Bingham, Friccional Puro y Friccional tipo Voellmy.

Además de los tres modelos anteriores, SPH ofrece la posibilidad de utilizar un modelo Bingham cuya evolución reológica varía a lo largo del movimiento, pero ante la complejidad del mismo y la falta de un estudio de sensibilidad previo en las mismas condiciones que el llevado a cabo en el capítulo 5, se optó por no utilizarse. Por tanto, al no haber simulado el proceso de bulking, SPH únicamente permitió obtener datos sobre el poder erosivo relativo de los eventos.

Pese a que los modelos Friccionales se han utilizado ampliamente en la simulación de eventos sin componente líquido, diversos autores los han aplicado a la simulación de flujos mixtos en otras partes del mundo (Bertolo & Wieczorek, 2005; Naef et al., 2006, Pastor et al., 2007; Medina et al., 2008; Beguería et al., 2009). En este estudio se han incluido como

consecuencia del amplio rango de comportamiento observado en los lahares del Volcán de Colima.

El modelo Bingham ha sido más comúnmente aplicado a la simulación de la dispersión de flujos con un componente fluido (Rickenmann & Koch (1997); Pierson, (1995); Jin & Fread (1997); Haddad et al., 2010), por lo que se consideró adecuada su inclusión en el estudio.

Los valores de los parámetros que gobiernan cada tipo de reología propuestos por los autores anteriores, junto con los obtenidos de los resultados del análisis de sensibilidad desarrollado en el capítulo 5, sirvieron como base para el diseño de un análisis de tipo *ensayo y error*.

En este análisis de tipo *ensayo y error*, se simuló un mismo evento desde diferentes perspectivas. Las principales características del mismo fueron:

- Se analizó cada evento de manera individualizada

- Se mantuvieron constantes las mallas de topografía y material en todos los casos, excepto la altura de los nodos de esta última, ya que dependió del volumen simulado.

- Se mantuvo constante la densidad estimada de los flujos en 1.900 Kg/m^3. La estimación de este valor se realizó en base al rango de valores de densidad propuesto por los autores citados anteriormente durante sus estudios (de 1.570 a 2.900 Kg/ m^3), empleados en el análisis de sensibilidad.

- Se fueron variando los parámetros reológicos conforme al rango de valores inicial propuesto por los autores citados anteriormente, siguiendo la tendencia de cada parámetro observada durante el análisis de sensibilidad, es decir la relación directa o inversa más o menos acentuada en su dispersión

- Se estudió las diferentes posibilidades volumétricas (o incertidumbres) encontradas para cada evento durante el análisis de la capacidad erosiva de los lahares en Montegrande

- La verificación de los resultados obtenidos de cada simulación se produjo mediante comparación con los datos reales disponibles

6.2.2. Verificación con la realidad

Para comprobar la aplicabilidad de SPH a la simulación de los lahares en Montegrande, se cotejaron los resultados obtenidos de las simulaciones de este modelo con lo observado en la realidad. Para ello se contó con los siguientes parámetros.

1) Punto más distal alcanzado por los eventos

Se correspondió con el punto final del recorrido de cada uno de los eventos. Su ubicación se obtuvo de la descripción realizada por los autores responsables de los informes y trabajo de

campo en cada evento, así como de la delimitación visual del mismo en las imágenes de Google Earth de 2012.

En el caso del lahar ***1992L*** no se dispuso de información precisa, ya que Cortés y Navarro indicaron únicamente que "el lahar generado alcanzó 7 km desde la cima, llegando a 4 km antes de la localidad de Quesería, aproximadamente a 1.520 m.s.n.m…". Por ello se estimó que la parada del evento se produjo en torno a los 19º 25' 21,6" N (fig.195).

El punto de parada en ***2011*** se correspondió con el punto más distal alcanzado por el pulso de mayores dimensiones para el evento que tuvo lugar el 12 de octubre de ese año. Su ubicación en la coordenada 19º 25' 41,9" N, 103º 36' 27,5" W, se ajustó a las indicaciones realizadas durante el trabajo de campo por la Dra. Lucía Capra y las publicadas por Capra et al. (2012) empleando Lahar Z.

Por último, el punto de parada del lahar ***2012L*** se estimó a partir del análisis visual de las imágenes de 0,5 m de resolución disponibles en Google Earth del día 6 de octubre de 2012, en 19º 24' 48,0" N, 103º 35' 32,3" W (fig.195).

La ubicación de los puntos de parada de cada uno de los eventos anteriores se incorporó en sus respectivos ficheros de entrada SPH como puntos de control, de forma que se obtuviese un registro del alcance de las simulaciones.

2) Recorrido afectado por los eventos

La delimitación del área afectada por los lahares está muy relacionada con la ubicación del punto de parada de los eventos, ya que éste supone el límite más distal alcanzado.

Para la verificación con la realidad de los resultados de las simulaciones, se empleó la cartografía generada sobre imágenes de Google Earth en el apartado 4.4. y se comparó con la dispersión de los eventos obtenida con SPH.

En el caso de los lahares ***1992L*** y ***2011L***, únicamente se pudo generar estimaciones de su extensión máxima al no contar con imágenes con las que completar las observaciones de campo.

Las imágenes de satélite, también permitieron identificar visualmente la dinámica real de los lahares en zonas conflictivas, es decir, ubicar puntos donde el comportamiento real de los lahares difiere del previsto por las simulaciones de SPH.

3) Altura de los eventos

Este parámetro hace referencia al espesor que alcanzaron los lahares en el interior de la barranca a lo largo de su recorrido.

El análisis de la altura estimada en las simulaciones permitió diferenciar las zonas donde posiblemente se acumularon depósitos de mayor espesor, de aquellas donde se generaron extensos abanicos laháricos, así como descartar las simulaciones donde SPH produjo oscilaciones numéricas irreales.

Los valores de altura derivados de las simulaciones se obtuvieron del análisis individualizado de algunos de los nodos de la malla del evento. Este análisis consistió en dos partes; un estudio general de la evolución de la cota de cada lahar en el tiempo, y la verificación de los valores de altura finales simulados en los puntos donde se trazaron en campo los perfiles transversales de la barranca.

Para la elección de los diferentes nodos se tuvo en cuenta su ubicación final en el depósito, intentando evitar los posibles efectos producidos por la topografía o las oscilaciones generadas por el desplome de la condición inicial.

En el caso del *estudio general*, se eligió un nodo en la cabecera, otro en la parte central y otro en la parte más distal, salvo en el caso del lahar 2012L, que dada su mayor extensión, se implementó con un nodo más, como recogen las tablas 45 y 46.

Tabla 45. Identificación de los nodos empleados en el análisis

Evento	Nodos				
	95974	67225	39728	40440	15704
1992L	✔	✔		✔	
2011L	✔	✔		✔	
2012L	✔	✔	✔		✔

Tabla 46. Ubicación de los nodos empleados en el análisis

Nodo	Coordenadas UTM (m) 13 Q		
	x	y	z
95974	649508,875	2153370	2152,805
67225	645170,187	2151028	1812,933
39728	646272,37	2148786	1559,033
40440	645751,37	2148846	1592,9217
15704	647955,875	2146824	1365,614

De esta manera se pudo analizar la evolución del movimiento de cada lahar en diferentes nodos del trazado, identificando la cota media y estimando el número de pulsos que se llegó a registrar en cada uno. Estos resultados se compararon con la información de campo disponible de cada evento.

Complementariamente al análisis general anterior, se realizó una comparación detallada de los datos simulados por SPH y lo observado realmente durante las campañas de 2011 y 2012 en los puntos donde se trazaron *perfiles transversales* del interior de la barranca.

Para el trazado de los perfiles de 2012 se usó un distanciómetro láser in situ, con el que se registraron las variaciones morfológicas del interior de la barranca de Montegrande en 16 puntos de interés, mientras que para los de 2011 se analizaron las imágenes de la campaña de campo de noviembre de ese año, se escalaron y compararon con las de 2012, ya que los puntos de estudio fueron los mismos. Las medidas de desnivel y distancia proporcionadas por el distanciómetro se trataron y representaron en Matlab, obteniéndose una reproducción precisa de la morfología interna del canal por donde discurrían los lahares.

Previamente a la utilización de los perfiles, se tuvo que adecuar la escala de representación, para lo que se utilizó Matlab y CorelDraw 12. Tras ello se representaron gráficamente las alturas reales y simuladas de los eventos sobre el perfil. Esta superposición de los valores de altura del flujo en los perfiles permitió contrastar de forma rápida y sencilla la adecuación de las simulaciones a la realidad, no solo en cuanto a la altura, si no también en cuanto a la anchura de la barranca que se vio afectada por los lahares.

Los valores de altura simulados se obtuvieron de la identificación de los nodos ubicados en las mismas coordenadas que los perfiles trazados en campo, identificados como puntos de interés en SPH (*check points*) y verificados en la representación gráfica de las simulaciones en GID.

En algunos puntos de la barranca, especialmente en 2011 fue complejo establecer un valor de altura máxima real, ya que las marcas de humedad en las paredes, o parte de los restos de piedra pómez habían desaparecido.

En el caso del lahar 1992L no pudo realizarse esta comparación por falta de información.

4) Velocidad alcanzada por los eventos

Simultáneamente al análisis general de la evolución de la cota de cada lahar en el tiempo, se realizó un estudio complementario de la evolución de la velocidad en esos mismos nodos. Para ello se comparó el valor de velocidad media obtenido de las simulaciones con el propuesto por los autores para cada lahar, en el caso de estar disponibles.

No se realizó un análisis preciso de la velocidad en cada punto del trazado donde se ubicó un perfil transversal, ya que no se dispuso de datos al respecto, pero sí que se comparó el tiempo total estimado de duración de cada evento con el simulado.

6.3. Resultados

A continuación se detallan los principales resultados alcanzados en la simulación de los eventos laháricos de 1992L, 2011L y 2012L, con SPH.

El análisis se dividió en dos fases, una primera en la que se determinó qué tipo de reología reproducía mejor el comportamiento de los lahares, y una segunda en la que, una vez conocido el modelo reológico más adecuado, se procedió a estimar el volumen más probable de cada evento. Esta segunda parte del estudio se realizó con el fin de aclarar las discrepancias entre la estimación del volumen de los diferentes eventos realizada por otros autores y los resultados derivados de la delimitación del área de inundación sobre las imágenes de Google Earth alcanzados previamente en el capítulo 4.

En la primera fase, los parámetros utilizados para la elección del modelo reológico más adecuado fueron; alcanzar el punto más distal estimado (punto de parada), el trazado seguido por los lahares durante su recorrido, incluyendo la reducción de derivaciones de material en puntos donde no se observaron desbordamientos, y el espesor medio (altura media) observado del lahar. En el caso de no disponer de registros de altura estimada del lahar se atendió a la

altura media observada de su depósito. Los datos de campo anteriores se compararon con los derivados de la simulación, obteniéndose como resultado qué modelo reológico se adaptaba mejor a la naturaleza del flujo simulado.

En la fase en la que se determinó qué volumen fue el que probablemente caracterizó a cada evento, a parte de los parámetros anteriores, se incluyó en el análisis la comparación de los valores de velocidad simulados con los estimados por algunos autores en campo, así como la duración total del evento. El análisis en esta fase fue mucho más específico que en el caso anterior, llegando a acotarse el estudio a determinados nodos situados a lo largo del área afectada por el lahar, e incluso a transectos del interior de la barranca de Montegrande, en el caso de los eventos 2011L y 2012L.

1) 1992L

a) Reología más adecuada para la simulación del lahar

La magnitud de los parámetros reológicos que mejores resultados proporcionaron en la simulación del lahar 1992L, partiendo de un volumen de 149.000 m^3, se recogen en la tabla 47.

Tabla 47. Mejores resultados en la simulación del evento 1992L.

Evento	Reología empleada			Tipo de evento
	Bingham (τ_y-μ)	**Fricc. Puro (tan φ)**	**Fricc Voellmy (coef Voell- tan φ)**	
1992L	20-30	0,08352	4800-0,01	Hiperconcentrado

Unidades: τ_y *(Pa),* **μ** *(Pa.s),* **φ** *(º) y* **coef Voell** *(m/s²).*

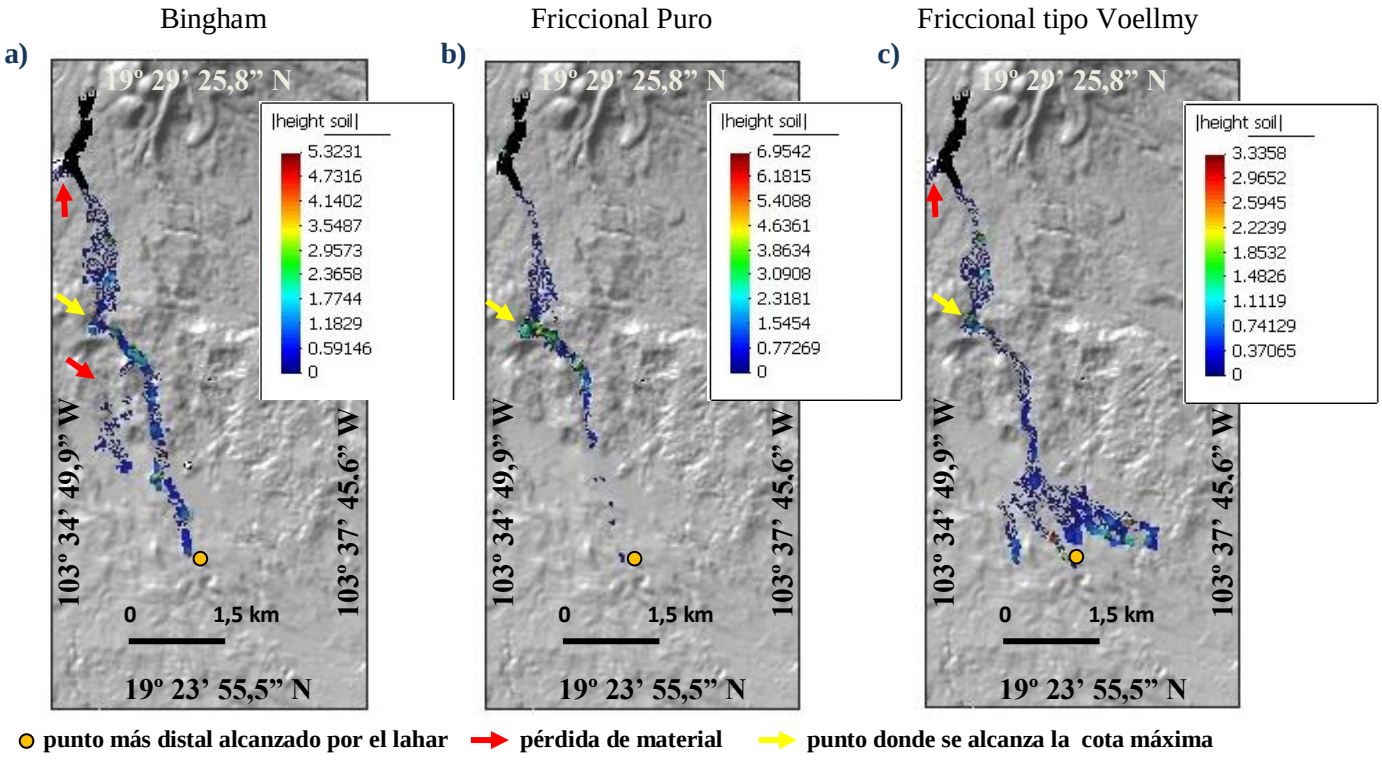


Fig.197. Simulación del evento 1992L con el modelo reológico **a)** Bingham, siendo τ=20Pa y μ=30 Pa.s, **b)** Friccional puro, con tan φ=0,08352, y **c)** Friccional tipo Voellmy, siendo tan φ=0,01 y coef Voell= 4800m/s².

Como muestra la figura 197, todos los modelos alcanzaron el punto de parada estimado por Cortés y Navarro en 1993, dentro de la franja ubicada en torno a los 19º 25' 21,6" N, por lo que se recurrió al recorrido del lahar como parámetro discriminante (fig.198).

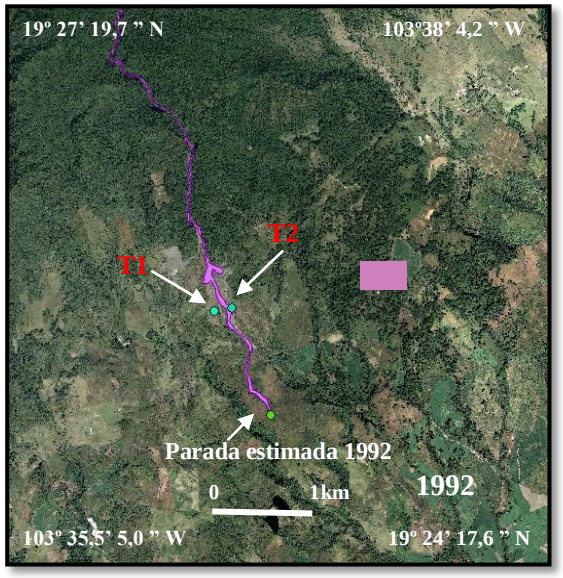


Fig.198. Estimación del recorrido seguido por el lahar 1992L en Montegrande. *Leyenda: **T1**: Torre eléctrica situada en 19º 25' 50,3" N 103º 36' 38,1" W, y **T2**: Torre eléctrica situada en 19º 25 '49,4" N 103º 36' 44,6" W.*

Atendiendo al trazado del lahar 1992L deducido en el apartado 4 (fig.198), el modelo que mejor se ajustó a este recorrido fue el Friccional Puro, pero la forma en que se sedimentó el material a lo largo de su recorrido, especialmente tras la apertura de la barranca, no resultó apropiada. Por tanto se consideró que la simulación que más se adecúo a la realidad fue la obtenida con el modelo Bingham, pese a que predijo un desbordamiento de material fuera de los límites del cauce de la barranca de 425 m hacia el W y 117 m hacia el E entre los 19º 28' 7,3" N 103º 37' 21,4" W y los 19º 27' 43,5" N 103º 37' 15,1" W , así como una desviación del trazado de parte del mismo en torno a los 19º 27' 9" N, 103º 37' 17,8" W. La distancia total recorrida por los materiales que siguieron este trazado alternativo hacia el SW ascendió a 1.784 m, y su anchura estimada fue de 240 m, aunque no hay constancia documentada de que el lahar siguiera este trazado en la realidad (fig.197 a). El modelo Friccional tipo Voellmy, al igual que el Bingham previó una derivación de material fuera de los límites de Montegrande al inicio del movimiento, pero esta cantidad se consideró despreciable y fruto de la escasa definición que la topografía de 20 m utilizada supone de la barranca. El principal hecho que permitió descartar este tipo de reología (friccional tipo Voellmy) para la simulación del evento 1992L fue la simulación de una dispersión muy dispar a la estimada tras la apertura de la barranca en el piedemonte, donde el trazado de parte del material se vio alterado.

Con respecto al espesor que tuvo el flujo a lo largo de su recorrido, ningún modelo se adecuó a las observaciones de Cortés y Navarro. En todos los casos se registraron valores puntuales de 3 m y superiores, pero en ninguno la altura media del evento alcanzó ese valor. Los mayores valores de altura simulados se produjeron en un punto del recorrido cercano a PMG6 indicado en la fig.197, donde se alcanzó los 6,5 m de espesor según Bingham, 8,6 m según el modelo Friccional Puro y 11,4 m según el Friccional de Voellmy.

La anchura del evento tampoco coincidió con las indicaciones de los autores anteriores, siendo de media de 183 m frente a los 7 m propuestos.

No se dispuso de estimaciones de velocidad por parte de los autores que describieron el evento de 1992, por lo que no se pudo utilizar este parámetro en la verificación.

A partir de los resultados anteriores, y pese a las limitaciones observadas, se consideró que el modelo Bingham fue el que mejor simuló el evento 1992L.

b) Volumen más probable de la masa removida por el lahar

En vista de la contradicción encontrada en la descripción del evento por Cortés y Navarro, con respecto a la altura del evento, su extensión y el volumen resultante, se recalcularon las posibles dimensiones del lahar. Este cálculo consideró como cierta la magnitud del área cubierta por el evento delimitada en el capítulo 4, por ser el parámetro más fácilmente identificable en campo. Según el valor de altura media del evento considerado, el propuesto por Cortés y Navarro, o el derivado de adaptar el volumen propuesto por los autores al área delimitada, se consideran los siguientes volúmenes como los más probables para el lahar 1992L:

- 570.000 m^3, considerando que la altura media del evento fue 3 m.

- 149.600 m^3, considerando que la altura media del evento fue 0,79 m.

Los parámetros reológicos que mejores resultados proporcionaron para ambos volúmenes fueron, 200 Pa de tensión de fluencia y 80 Pa.s de viscosidad en el caso de del volumen de 570.000 m^3, y 20 Pa y 30 Pa.s en el caso de 149.600 m^3. En ambos casos las simulaciones siguieron el trazado estimado y alcanzaron el punto más distal del movimiento, sobrepasándolo ligeramente al aplicar el volumen de 570.000 m^3 (fig.199).

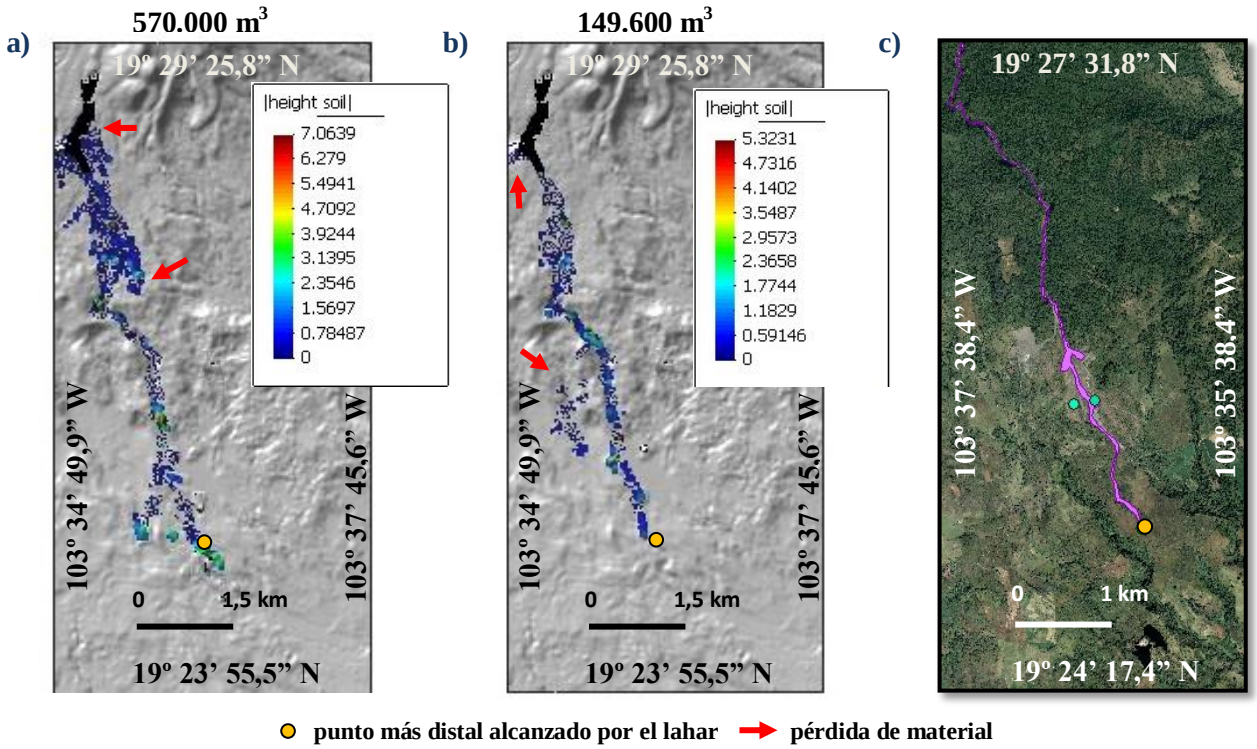


Fig.199. Simulación del evento 1992L con el modelo reológico Bingham, siendo **a)** τ=200 Pa y μ=80 Pa.s, **b)** τ=20 Pa y μ=30 Pa.s, y **c)** trazado estimado que se vio afectado por el lahar.

En el caso de 149.600 m^3 se produjo una desviación lateral de material de 1.784 m por un trazado diferente al esperado, en torno a los 19º 27' 9" N, 103º 37' 17,8" W, y un desbordamiento entre los 19º 28' 49,0" N, 103º 37' 30,0" W y los 19º 27' 43,5" N 103º 37' 15,1" W de 425 m hacia el W y 117 m hacia el E. Este desbordamiento de material fue de 450 m hacia el E y 141 m al W con el volumen de 570.000 m^3, registrándose además tras la apertura de la barranca dos trayectorias bien diferenciadas en el flujo. La principal de ellas coincidió con la observada en el campo, mientras que la otra, de 1.356 m de longitud y 244 m de ancho, no.

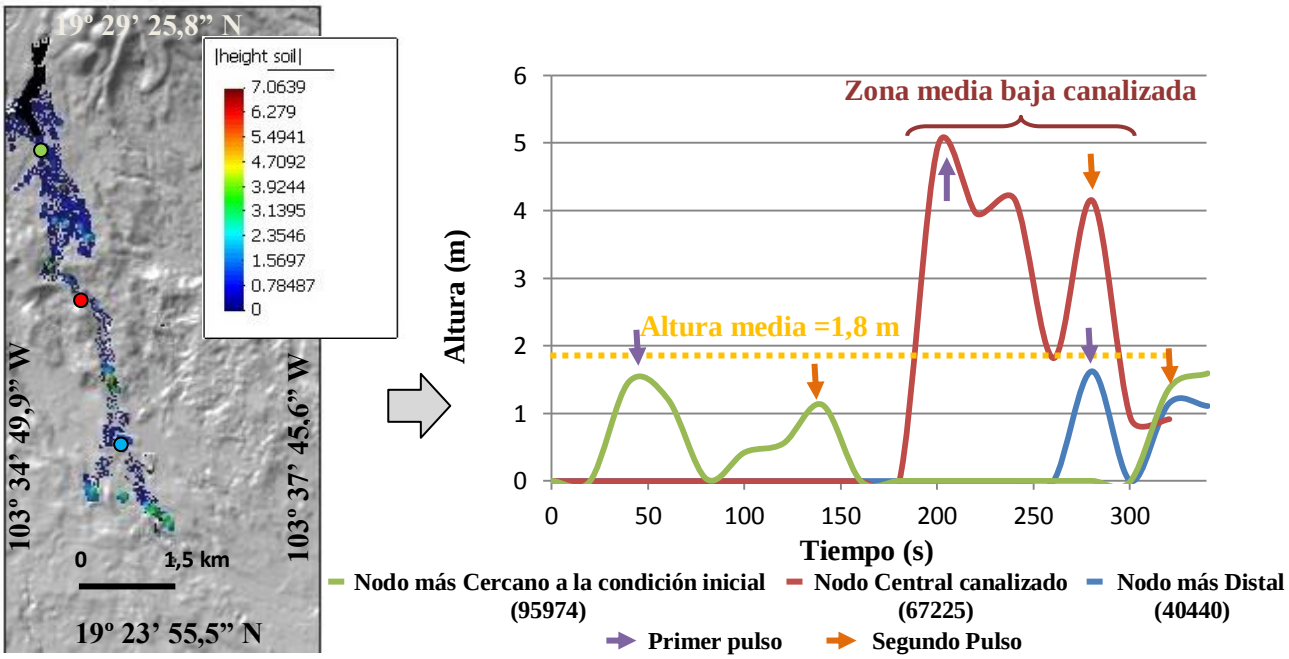


Fig.200. Análisis de la altura alcanzada por el lahar 1992L en los 3 nodos de estudio, siendo τ=200 Pa y μ=80 Pa.s, con 570.000 m^3 de volumen.

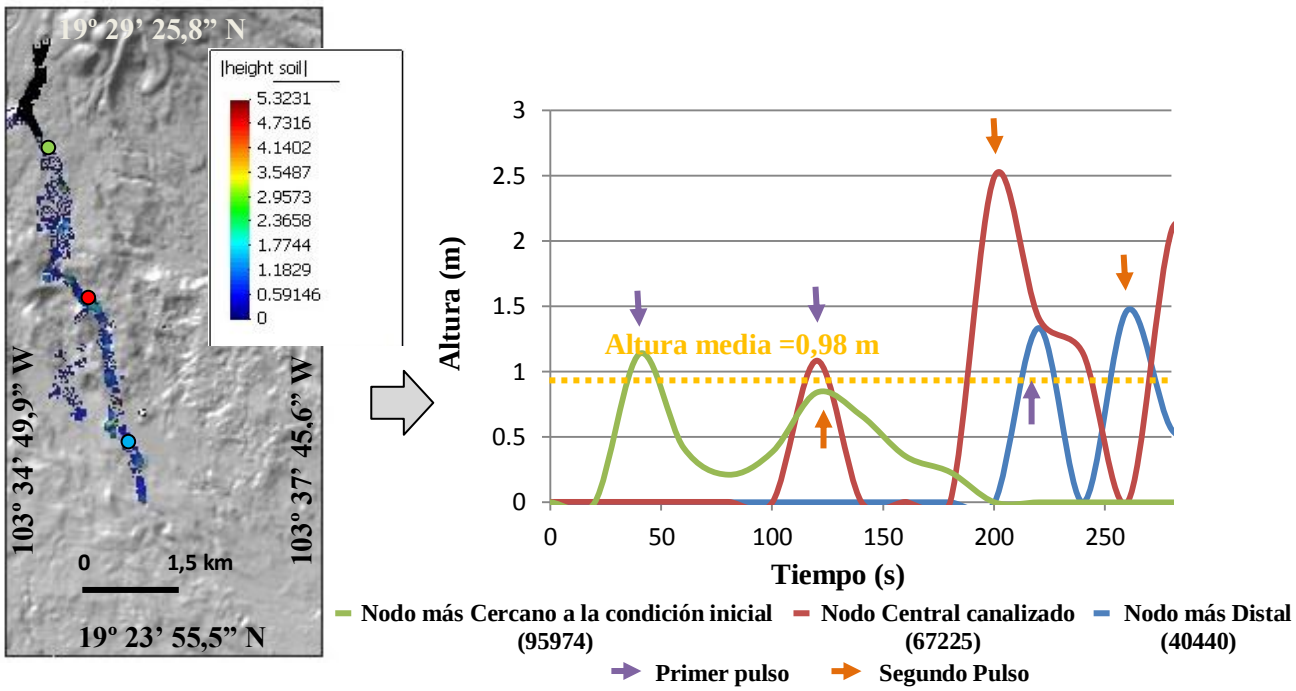


Fig.201. Análisis de la altura alcanzada por el lahar 1992L en los 3 nodos de estudio, siendo τ=20Pa y μ=30 Pa.s, con 149.600 m^3 de volumen.

La altura media de los eventos ascendió a 0,98 m en el caso de 149.600 m^3 y a 1,8 m con 570.000 m^3 (fig.200 y 201), no coincidiendo en ningún caso con los 3 m de altura media propuestos por Cortés y Navarro, aunque bien es cierto que en la zona media baja canalizada se alcanzaron los 2,98 m de espesor medio al emplear 570.000 m^3 de volumen (fig.200).

Otro resultado derivado del análisis temporal del espesor del lahar en los nodos de estudio fue la simulación de los pulsos que lo formaron. Para la identificación de cada uno de ellos se atendió a la evolución de los picos de altura y velocidad registrados durante el movimiento. La principal dificultad encontrada fue la discriminación de los pulsos propiamente dichos de las oscilaciones de altura asociadas a cada uno de ellos, para lo que se intentó diferenciar incrementos de magnitud aislados respecto de las pequeñas oscilaciones producidas dentro de ellos. Según SPH el lahar de 1992 se caracterizó por estar formado por 2 oleadas o pulsos, independientemente del volumen empleado, aunque en el caso de las simulaciones con 570.000 m^3, no estaba claro si llegó a desarrollarse una tercera oleada de material en la zona media baja canalizada.

La diferenciación de los pulsos fue menos nítida en los nodos situados en la cabecera, pero conforme avanzó el movimiento la distinción de las oleadas se apreció mejor (fig.200-203).

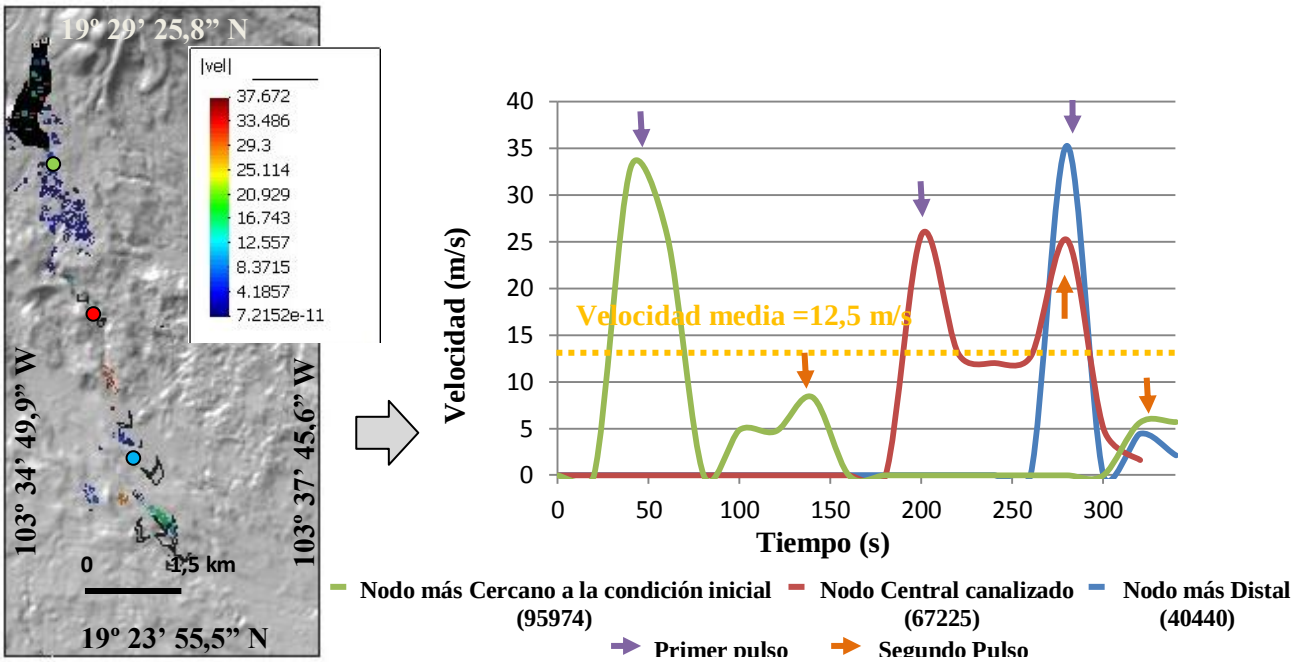


Fig.202. Análisis de la velocidad alcanzada por el lahar 1992L en los 3 nodos de estudio, siendo τ=200 Pa y μ=80 Pa.s, con 570.000 m^3 de volumen.

La velocidad media estimada por SPH en el caso de 149.600 m^3 fue de 18,33 m/s, aunque en algunas zonas de la cabecera y el tramo canalizado de la zona media baja, desde PMG6 a PMG17, ésta ascendió puntualmente a 35 m/s. Cuando el volumen fue de 570.000 m^3, la velocidad media estimada fue de 12,5 m/s. En este caso las mayores velocidades se registraron tras la apertura de la barranca en el piedemonte, y al inicio del movimiento, alcanzando un valor de 35 a 32 m/s. En la zona media baja disminuyeron a 25 m/s (fig.202 y 203).

A partir de las velocidades registradas, la duración total del evento fue de 4 min 40 seg en las simulaciones con un volumen de 149.600 m^3, y 5 min 40 seg, con 570.000 m^3.

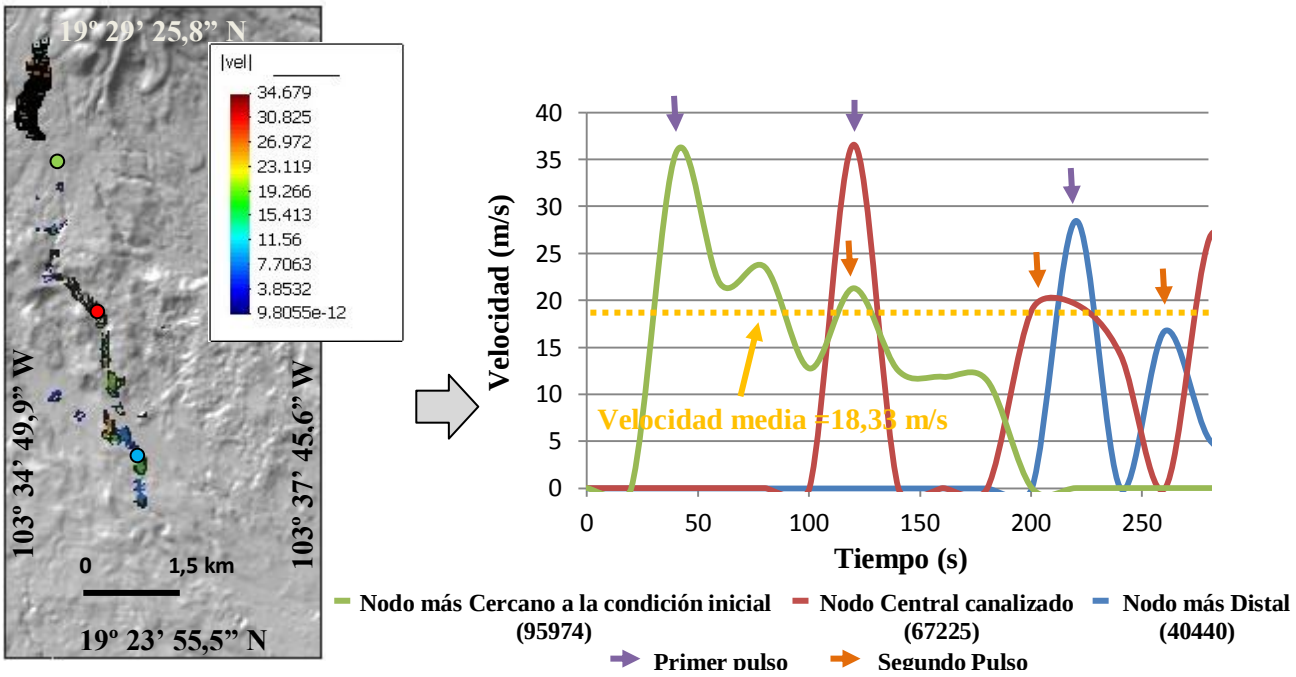


Fig.203. Análisis de la velocidad alcanzada por el lahar 1992L en los 3 nodos de estudio, siendo τ=20Pa y μ=30 Pa.s, con 149.600 m^3 de volumen.

Atendiendo al trazado del evento, ambos volúmenes resultaron adecuados para la simulación del evento 1992L, pero en ningún caso se alcanzaron los valores de altura media descritos por los autores.

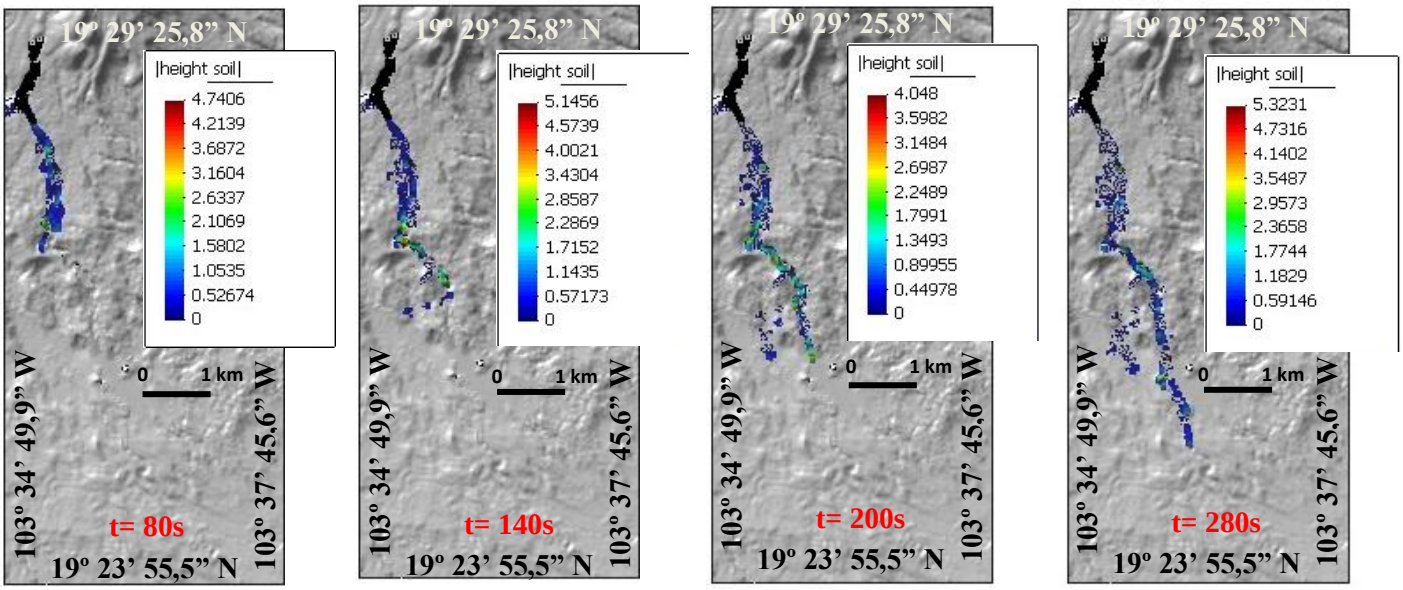


Fig.204. Evolución de las alturas respecto del tiempo del evento 1992L con el modelo reológico Bingham, siendo τ=20Pa y μ=30 Pa.s. *Escala vertical ampliada 10 veces para mejorar la visualización.*

Ante la falta de datos de campo con los que discernir qué volumen podría haber sido el más aproximado al del evento real, se revisó la magnitud de los lahares de los años inmediatamente anteriores y posteriores a 1992 en el Anexo II. El intervalo de tiempo empleado abarcó de 1986 a 1997, ya que a partir de 1998 se produjo una renovación de la actividad volcánica y por tanto aumentó de la magnitud de los lahares. El resultado de la comparación fue que el volumen más probable del evento 1992L fue 149.600 m^3.

En la figura 204 se recoge la evolución espacio temporal de la altura alcanzada por el lahar 1992L, considerado como un flujo Bingham de densidad 1900 Kg/m^3, tensión de fluencia 20 Pa y viscosidad 30 Pa.s.

2) 2011L

a) Reología más adecuada para la simulación de los lahares

La magnitud de los parámetros reológicos que mejores resultados proporcionaron en la simulación del lahar 2011L, partiendo de un volumen de 300.000 m^3, se recogen en la tabla 48.

Tabla 48. Mejores resultados en la simulación del evento 2011L.

Evento	Reología empleada			Tipo de evento
	Bingham (τ_y-μ)	**Fricc. Puro (tan φ)**	**Fricc Voellmy (coef Voell- tan φ)**	
2011L	200-50	0,079	4800-0,01	Flujo de derrubios

Unidades: **τ_y** *(Pa),* **μ** *(Pa.s),* **φ** *(º) y* **coef Voell** *(m/s^2).*

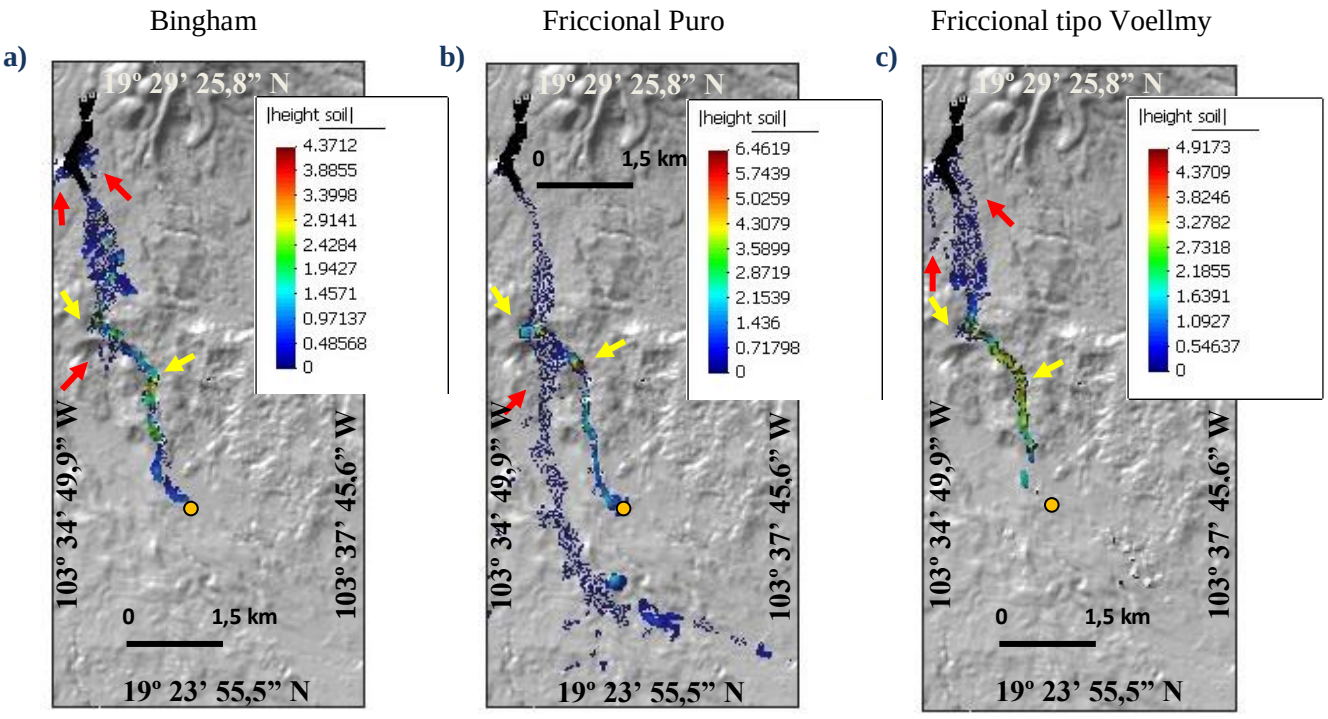


Fig.205. Simulación del evento 2011L con el modelo reológico **a)** Bingham, siendo τ=200 Pa y μ=50 Pa.s, **b)** Friccional puro, con tan φ=0,079, y **c)** Friccional tipo Voellmy, siendo tan φ=0,01 y coef Voell= 4800m/s^2.

Todos los modelos empleados alcanzaron el punto más distal, situado en 19º 25’ 41,9” N, 103º 36’ 27,4” W, aunque de diferente forma (fig.205).

El modelo Friccional Puro fue el que mayor desviación lateral de material produjo. La longitud total recorrida por los sedimentos desviados del cauce de la barranca fue de unos 7.500 m hacia el SW, no adecuándose su dispersión al recorrido previsto en la figua 206.

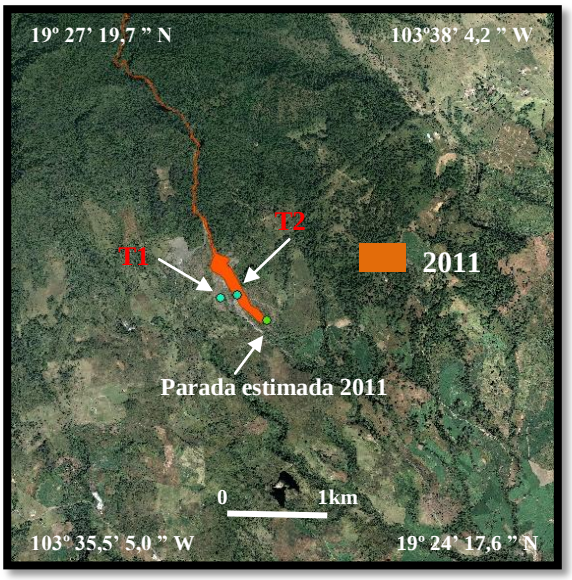


Fig.206. Estimación del recorrido seguido por el lahar de 12 de octubre de 2011 en Montegrande.
*Leyenda: **T1**: Torre eléctrica situada en 19º 25’ 50,3” N 103º 36’ 38,1” W, y **T2**: Torre eléctrica situada en 19º 25 ’49,4” N 103º 36’ 44,6” W.*

Al simular el lahar 2011L como un flujo Friccional tipo Voellmy se observó que, aunque el trazado se adecuó al previsto en los tramos canalizados de la barranca, la dispersión del evento tras la apertura de la misma fue inferior a la esperada. A penas se produjo movimiento en el piedemonte, acumulándose la mayor parte del material en el tramo medio bajo canalizado. Al igual que en el caso de los flujos Bingham, se produjo una desviación de material al inicio del movimiento que alcanzó cerca de los 400 en dirección SW, mientras que la producida hacia el E alcanzó los 300 m respecto del cauce y se prolongó aguas abajo cerca de 2 km. Precisamente en esta zona el desbordamiento del flujo simulado alcanzó los 200 m en ambos márgenes de la barranca.

El modelo Bingham fue el que mejor predijo la dispersión del evento 2011L, ya que alcanzó el punto más distal estimado conforme al recorrido propuesto en la figura 206. Los desbordamientos de material previstos con esta reología fueron ligeramente inferiores a los obtenidos con los Friccionales tipo Voellmy. En la parte alta de la barranca, inmediatamente posterior a la liberación de material la desviación de matrial fue de 390 m hacia el W y 280 hacia el E, mientras que posteriormente el desbordamiento del cauce alcanzó los 355 m hacia el E y 220 m hacia el W. Es destacable la pequeña modificación del trazado que se prevé en torno a los 19º 27’ 9” N, 103º 37’ 17,8” W de 490 m de largo por 102 m de ancho, lo que no coincide con las observaciones del depósito en campo.

Todos los modelos coincidieron en la estimación y ubicación de los puntos donde el evento alcanzó su máxima altura (fig.205). La máxima altura simulada fue de 10,6-10,8 m, aunque según Capra et al. (2012) el máximo valor observado en campo fueron 4 m.

La altura media del evento según Bingham fue de 1,9 m, aunque ésta ascendió hasta 2,3 m en el tramo final canalizado (de PMG6 a PMG15 aproximadamente), acorde con lo indicado por Capra et al. (2012). Según estos autores el valor medio del evento fue inferior a 2 m. Este valor fue superior en el caso de las estimaciones de los Friccionales. En el caso del modelo Friccional Puro el valor medio del evento fue de 2,3 m, mientras que en los tipo Voellmy fue de 3 m.

En relación a la velocidad del lahar 2011L, Capra et al. (2012) propusieron un valor de 8-10 m/seg en PMG2, y de 4-5 m/seg en la zona distal (piedemonte). La velocidad media del evento según Bingham fue de 16,7 m/s, 15 m/s según el modelo Friccional Puro, y de 17 m/s según el de Voellmy.

A partir de las verificaciones anteriores se consideró que el modelo Bingham fue el que mejores resultados generó, por lo que se procedió a su uso para determinar el volumen más probable que caracterizó al evento.

b) Volumen más probable de la masa removida por el lahar

En el caso del lahar 2011L, los volúmenes que se consideraron más adecuados fueron:

- 437.000 m^3, si la altura media del evento fue de 1,9 m

- 300.000 m^3, si la altura media del evento fue de 1,3 m

Los parámetros reológicos que mejores resultados proporcionaron en la simulación de ambos volúmenes como fluidos Bingham fueron, 60 Pa de tensión de fluencia y 70 Pa.s de viscosidad en el caso de del volumen de 437.000 m^3, y 200 Pa y 50 Pa.s en el caso de 300.000 m^3.Con los parámetros anteriores ambos volúmenes alcanzaron el punto de parada del movimiento (fig.207), aunque con 437.000 m^3 incluso se rebasó en casi 400 m.

La dispersión de las simulaciones fue mayor en el caso de 437.000 m^3, lo que produjo desbordamientos de material fuera de los límites del cauce de Montegrande superiores a los previstos en el caso de utilizar 300.000 m^3. Precisamente el volumen de 300.000 m^3 fue el que mejor se adecuó al recorrido propuesto.

Inmediatamente después de la libreación del material, en ambos casos se produjeron desviaciones del flujo a uno y otro lado de la barranca, siendo especialmente extensas las generadas con el volumen de 437.000 m^3 hacia el E, de 1.200 m de longitud máxima y 335 m de ancho. También fueron mayores los desbordamientos previstos con este mismo volumen en la parte media del trazado, variando de 360 a 460 m hacia el E y de 590 a 300 m hacia el W.

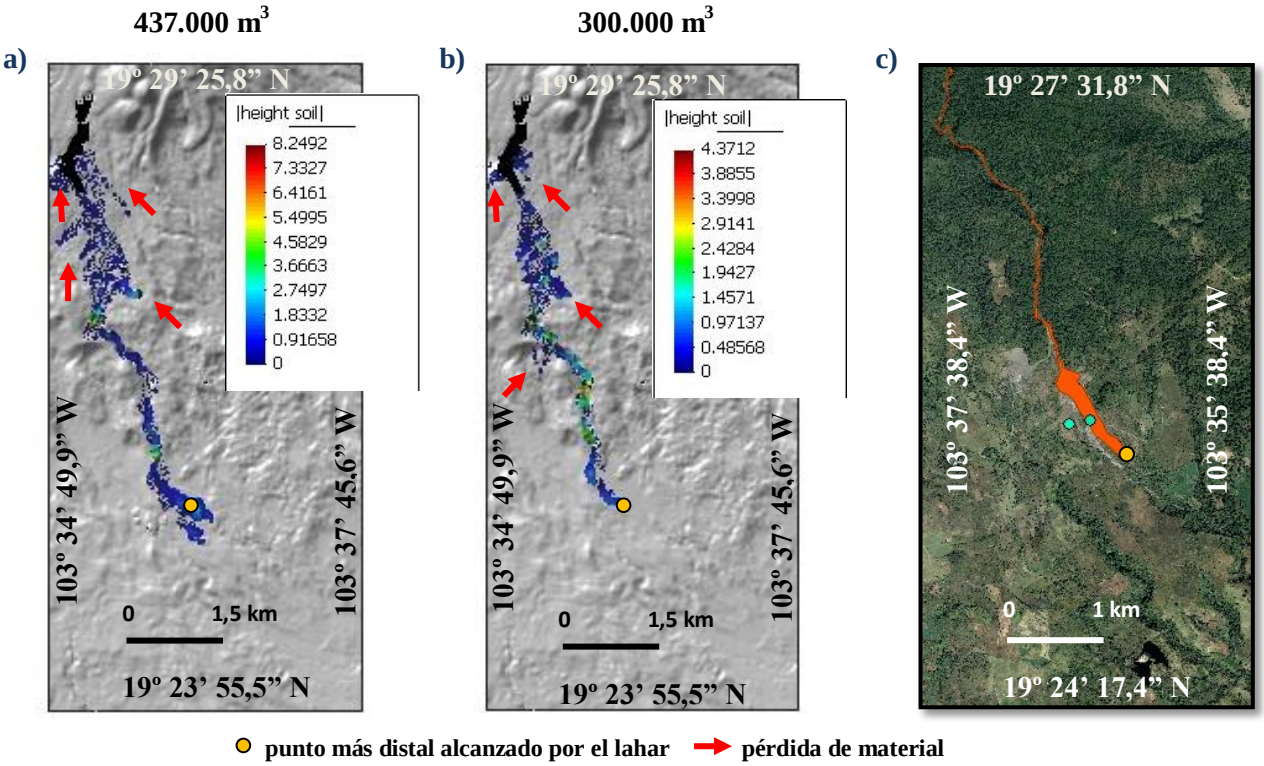


Fig.207. Simulación del evento 2011L con el modelo reológico Bingham, siendo **a)** τ=60 Pa y μ=70 Pa.s, **b)** τ=200 Pa y μ=350 Pa.s, y **c)** trazado estimado que se vio afectado por el lahar.

La altura media de los eventos ascendió a 1,54 m en el caso de 437.000 m^3 y a 1,9 m con 300.000 m^3 (fig.208 y 209). Ambos resultados concuerdan con la afirmación de Capra et al. (2012), que estimaron un espesor medio de depósito en la barranca inferior a 2 m.

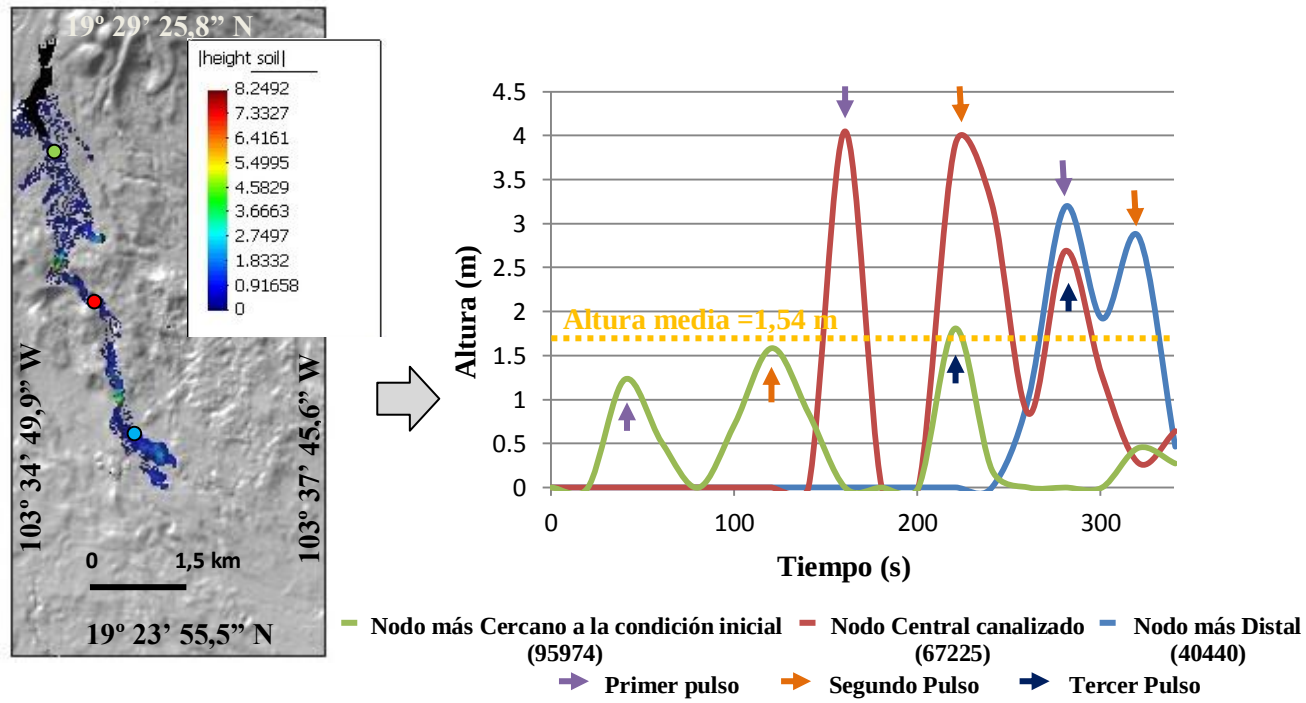


Fig.208. Análisis de la altura alcanzada por el lahar 2011L en los 3 nodos de estudio, siendo τ=60 Pa y μ=70 Pa.s.

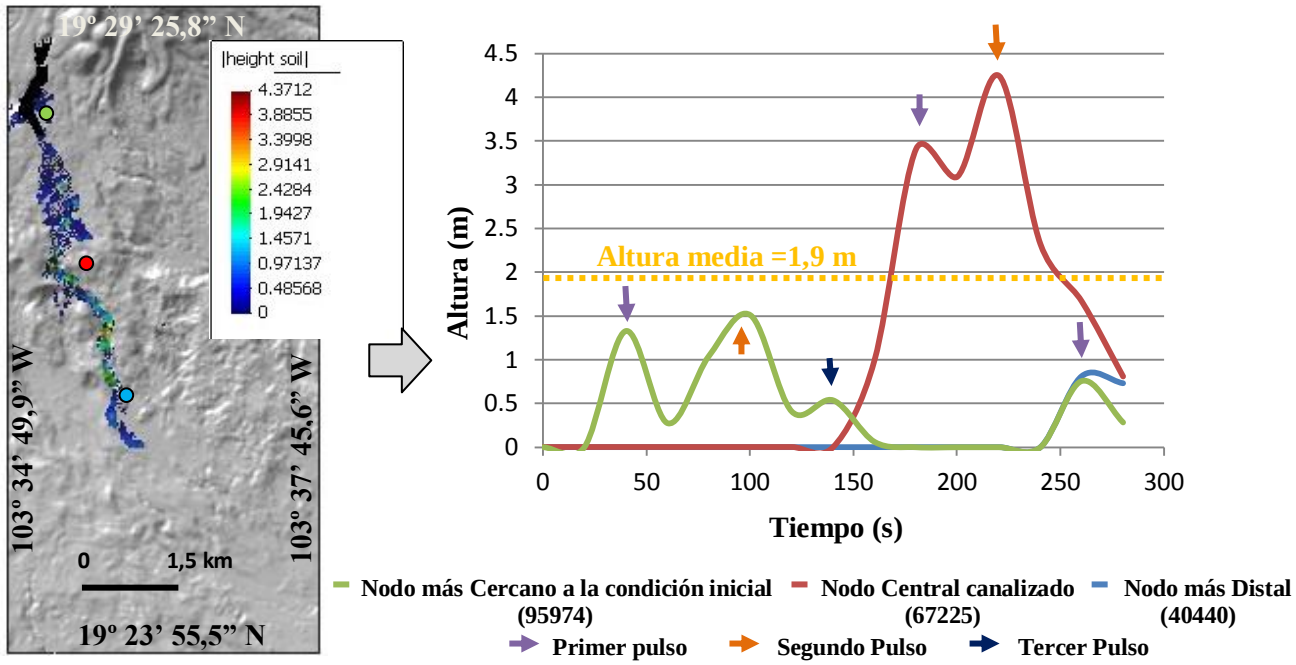


Fig.209. Análisis de la altura alcanzada por el lahar 2011L en los 3 nodos de estudio, siendo τ=200 Pa y μ=50 Pa.s.

Según Capra et al. (2012) el evento total se caracterizó por estar formado por 5 pulsos, pero en campo solo pudieron registrar 3 unidades.

Se estimó el número de pulsos que formaron el evento a partir del análisis temporal del espesor del lahar y la evolución de su velocidad, al igual que en el caso del lahar 1992L.

En el caso del volumen de 437.000 m^3, el lahar 2011L se caracterizó por estar formado por 3 oleadas o pulsos, aunque solo alcanzaron la zona más distal dos de ellos (fig.208 y 211).

Al emplear un volumen de 300.000 m^3, SPH previó la formación de dos pulsos principales y una pequeña oleada final (posible oscilación del nivel del flujo dentro del segundo pulso), que evolucionaron a 2 pulsos en la zona central y alcanzaron la zona distal como una única oleada (fig. 210 y 212).

La variación del número de pulsos y oleadas de material a lo largo del movimiento pudo deberse a la formación y rotura de represamientos naturales, como observó Capra et al. (2012) durante el reconocimiento de campo.

Al igual que en el caso de 1992, la velocidad máxima fue de 35 m/s, aunque en este caso (2011L) los máximos posteriores se estimó que disminuyesen hasta los 20 m/s, en vez de mantenerse en torno a 30 m/s.

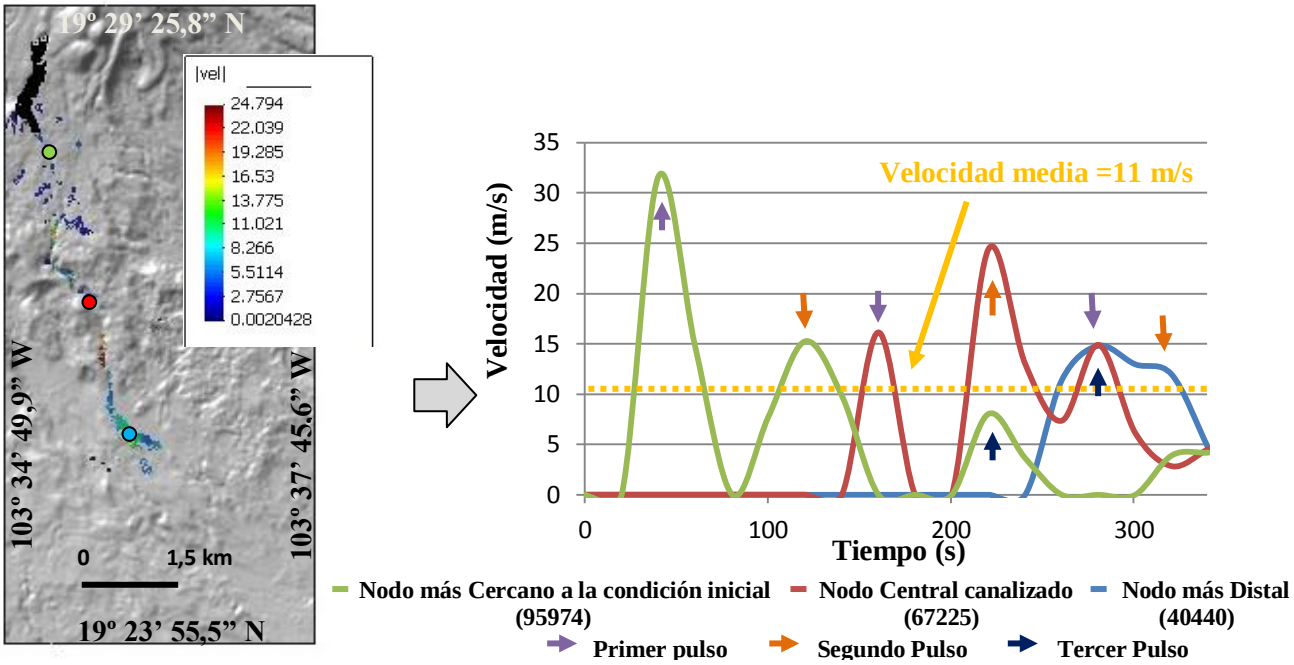


Fig.211. Análisis de la velocidad alcanzada por el lahar 2011L en los 3 nodos de estudio siendo τ=60Pa y μ=70 Pa.s.

Según SPH, las zonas donde el flujo alcanzó mayor velocidad fueron la cabecera, y sobre todo, la parte baja de la barranca canalizada, desde PMG5 a PMG15 (fig.211 y 212).

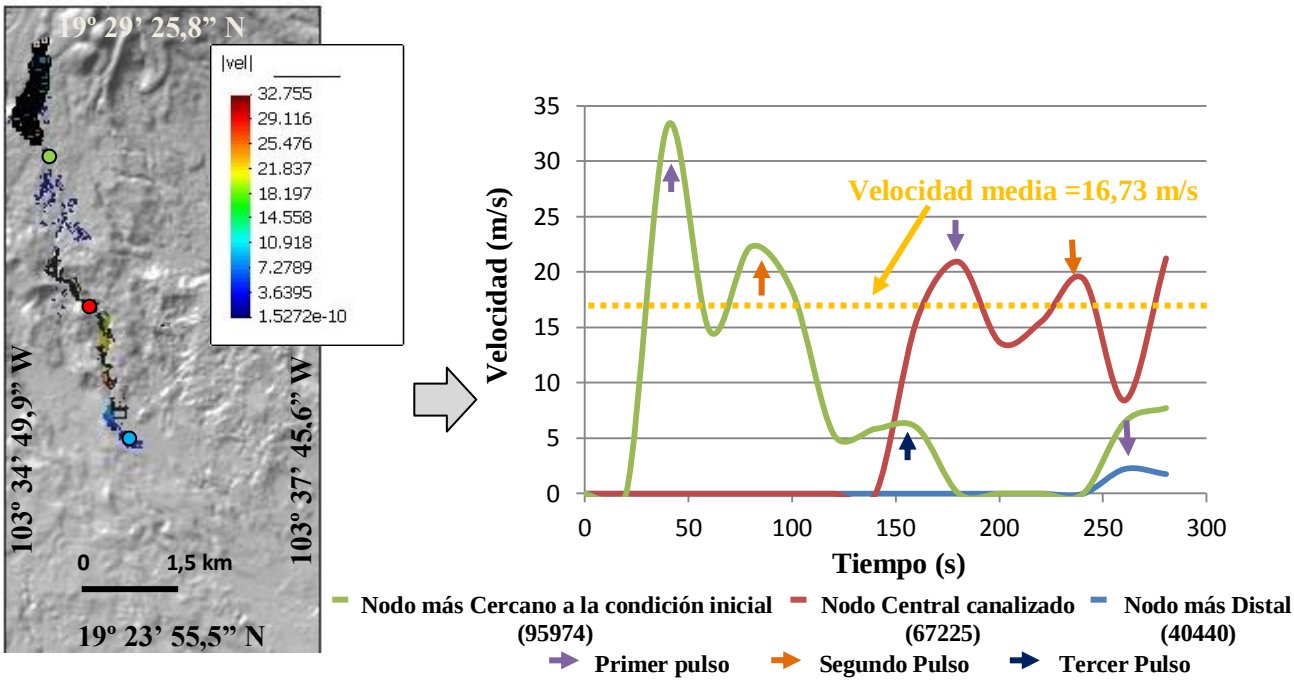


Fig.212. Análisis de la velocidad alcanzada por el lahar 2011L en los 3 nodos de estudio siendo τ=200Pa y μ=50 Pa.s

Según los resultados de las simulaciones con SPH, la duración total del evento de 2011 fue de 4 min 20 seg en el caso de 300.000 m^3 y 5 min 40 seg al aplicar un volumen de 437.000 m^3, no coincidiendo con las indicaciones de Capra et al. (2012), cercana a 1 hora para el último

pulso. La velocidad media del evento estimada por estos autores tampoco coincidió con nuestros resultados, siendo de 8-10 m/seg en PMG2 y de 4-5 m/seg en la zona distal (piedemonte).

Verificación de los resultados en secciones transversales de la barranca

De forma complementaria al análisis espacio temporal realizado en los nodos de estudio, se representaron los resultados de las simulaciones en los perfiles transversales de la campaña de campo de 2011 y se compararon con los datos reales.

PMG1: En este punto las variaciones generadas entre los dos volúmenes estudiados no fueron muy marcadas. La altura máxima alcanzada con 300.000 m^3 fue de 3,2 m y su media de 1,18 m, mientras que con 437.000 m^3 estos valores fueron de 3,5 y 1,48 m respectivamente. La altura máxima de las marcas dejadas por el evento en las paredes de la barranca fue de 1,3 m (fig.213).

La máxima anchura del evento simulada por SPH ascendió a 346 m en ambos casos. No se pudo conocer el valor de anchura obtenido de la representación de las alturas máximas simuladas en el perfil de campo, ya que su valor sobrepasó la altura de los márgenes de la sección. En cualquier caso fue superior a los 19 m, mientras que la anchura real observada no superó los 17 m.

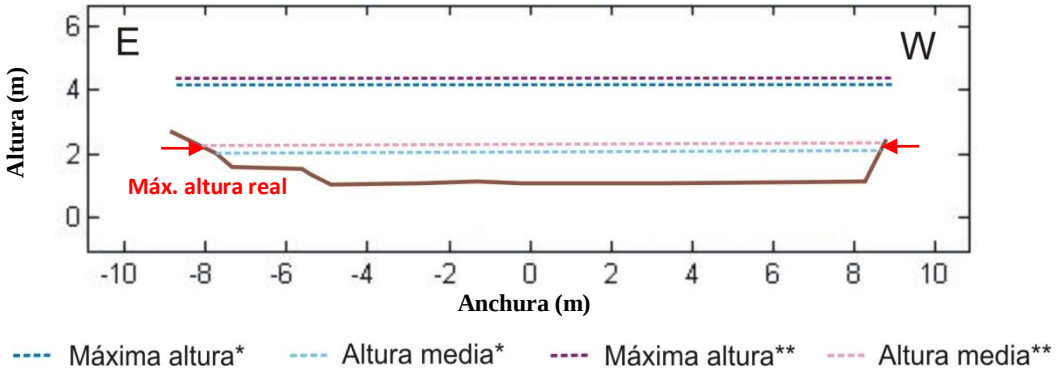


Fig.213. Sección transversal PMG1 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

Los valores de velocidad obtenidos de las simulaciones fueron 26,3 m/s de máxima y 7,47 m/s de media en el caso de 300.000 m^3. Con un volumen de 437.000 m^3 estos valores ascendieron a 22 m/s y 10,3 m/s respectivamente.

PMG2: Al igual que en el punto anterior, las alturas simuladas para ambos volúmenes fueron muy similares, aunque en este caso más aproximadas a la altura máxima real, que alcanzó 3,8 m (fig.214). En el caso de 300.000 m^3 la altura máxima se estableció en 4,2 m, aunque su media fue de 0,99 m, mientras que para el volumen de 437.000 m^3 los valores de altura fueron de 4,01 m su máxima y 1,12 m su media.

La anchura del evento en este punto ascendió a 26,5 m, coincidiendo el valor real con el de la superposición de los valores de altura simulada en el perfil generado a partir de las

observaciones realizadas en campo en noviembre de 2011, aunque en las simulaciones con SPH su valor fue de 229 m.

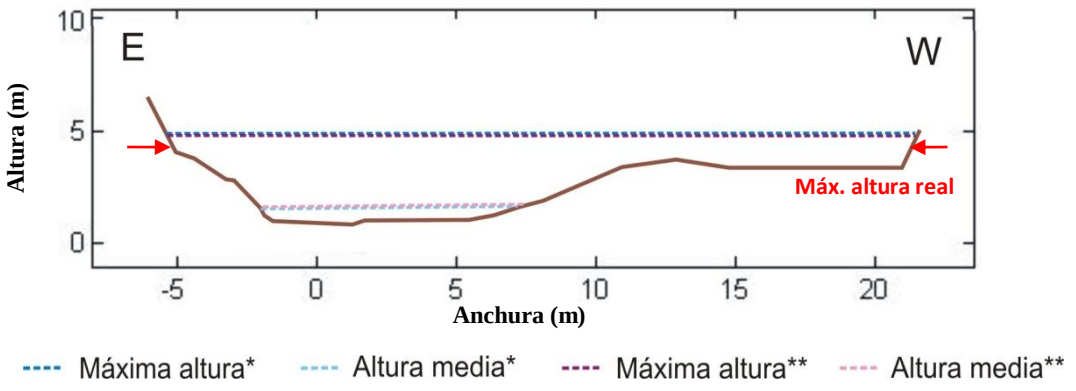


Fig.214. Sección transversal PMG2 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

Los valores de velocidad simulados en PMG2 fueron de 27,07 m/s de máxima y 8,26 m/s de media para el volumen de 300.000 m^3 y de 21 m/s de máxima y 10,15 m/s de mínima en el caso de 437.000 m^3.

PMG3: Las alturas simuladas en este punto duplicaron las observadas en las secciones transversales anteriores. En PMG3 la altura máxima simulada con los diferentes volúmenes de estudio fue más diversa, no así la media alcanzada, en torno a los 3-2,8 m. En el caso de 300.000 m^3 el valor de altura máxima fue de 6,9 m, mientras que para 437.000 m^3 fue de 4,77 m. La altura máxima real del lahar en este punto ascendió a 3,5 m (fig.215).

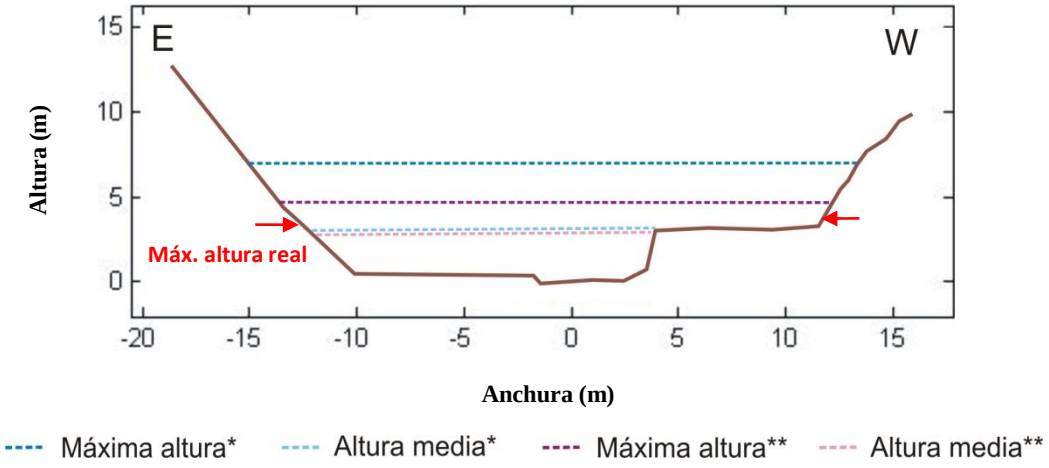


Fig.215. Sección transversal PMG3 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

La anchura simulada del evento ascendió a 121 m sobre la malla topográfica, mientras que la observada al superponer las alturas simuladas en el perfil fue cercana a los 30 m, más aproximada a la real que no llegó a alcanzar los 25 m.

La velocidad simulada con 300.000 m^3 ascendió a 12,62 m/s de máxima y 4,95 m/s de media, y la de 437.000 m^3 a 16,52 m/s de máxima y 5,19 m/s de media.

PMG4: En este punto las alturas simuladas volvieron a disminuir. La máxima alcanzada con 300.000 m^3 fue de 2,4 m y la media de 1,5 m. Por su parte con 437.000 m^3 se simuló una altura máxima de 4,34 m, más aproximada a la observada en campo, 4,2 m, y una media de 1,37 m (fig.216).

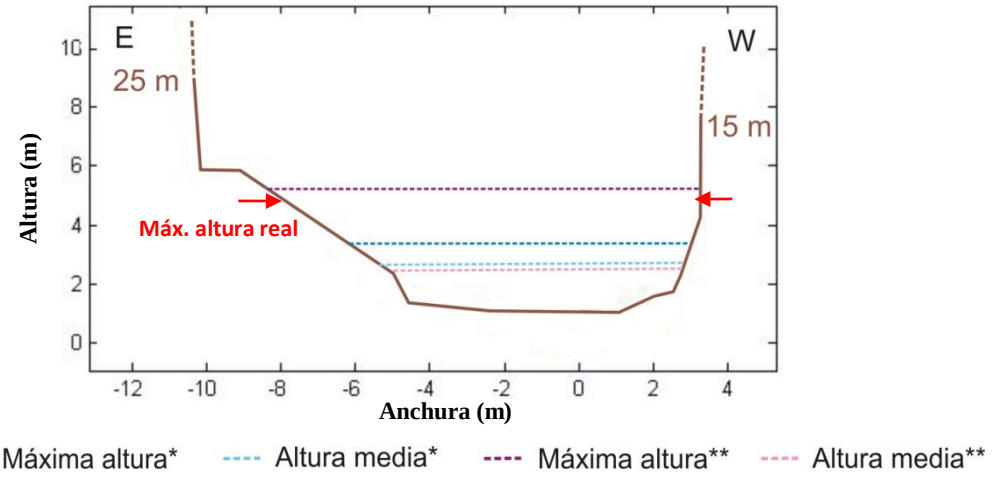


Fig.216. Sección transversal PMG4 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

La anchura alcanzada por el evento 2011L tras la superposición de las alturas simuladas en el perfil fue de 11,5 m en el caso de 437.000 m^3 y de 9 m con 300.000 m^3, mientras que la mínima simulada por SPH alcanzó los 142 m. La anchura real registrada en campo fue de 11 m.

La velocidad alcanzada en este punto por las simulaciones fue de 26,1 m/s de máxima y 15,13 m/s de media en el caso de 300.000 m^3, y de 20,64 m/s de máxima y 10,63 de media con 437.000 m^3.

PMG5: La altura máxima de las simulaciones fue de 4,08 m en el caso de 300.000 m^3, con una media de 2,2 m, y de 4,5 m con 437.000 m^3. La media alcanzada con este último volumen fue de 1,87 m, como muestra la fig.217. La altura máxima alcanzada por el evento en campo se estimó cercana a los 4 m aunque no se encontraron evidencias claras y tuvo que recurrirse a la presencia o no de colonización vegetal.

La anchura simulada por SPH en ambos casos volvió a ser similar y ascendió a 136 m, mientras que la representación de las alturas en el perfil de campo indicó un valor cercano a los 14 m. Este último valor concordó con lo observado en campo.

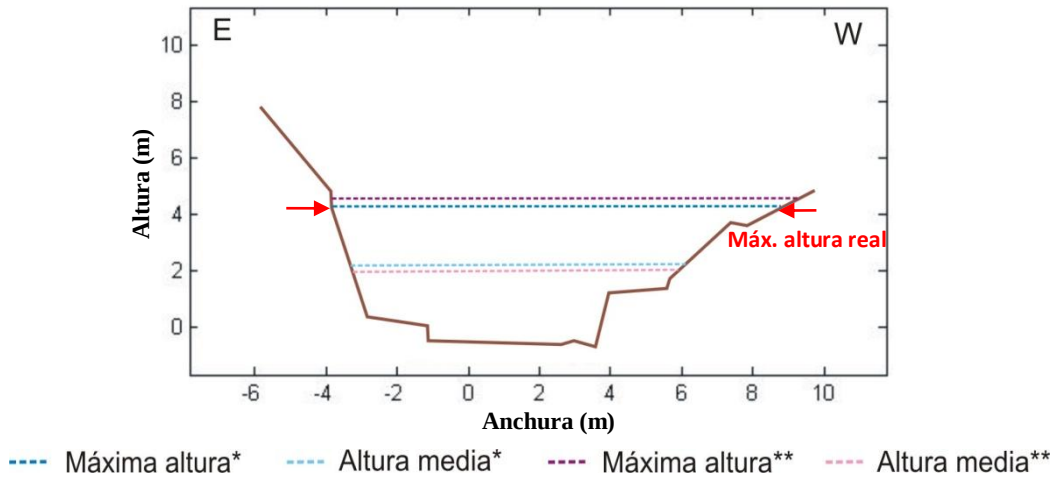


Fig.217. Sección transversal PMG5 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

La máxima velocidad observada en PMG5 al usar 300.000 m^3 fue 18,7 m/s y su media 10,46 m/s, mientras que con 437.000 m^3 el valor de velocidad máxima ascendió a 25,9 m/s y a 9,7 m/s la media.

PMG6: En este punto se registró una notable desigualdad entre los valores máximos de altura simulados con los dos volúmenes, aunque no de su media (fig.218). En el caso de 300.000 m^3 la máxima altura fue 3,01 m y su media de 1,9 m, mientras que con 437.000 m^3 la altura máxima fue de 6,06 m y la media de 2,1 m. La altura máxima observada en campo fue de 1,5 m, aunque al igual que en los casos anteriores se tuvo ciertas dificultades en su determinación.

La mínima anchura simulada por SPH del evento fue de 149 m, mientras que la observada en el perfil ascendió a 6,5 m en el caso de 300.000 m^3, y a más de 7,5 m con 437.000 m^3. La anchura real del lahar 2011L en PMG6 fue de 6 m.

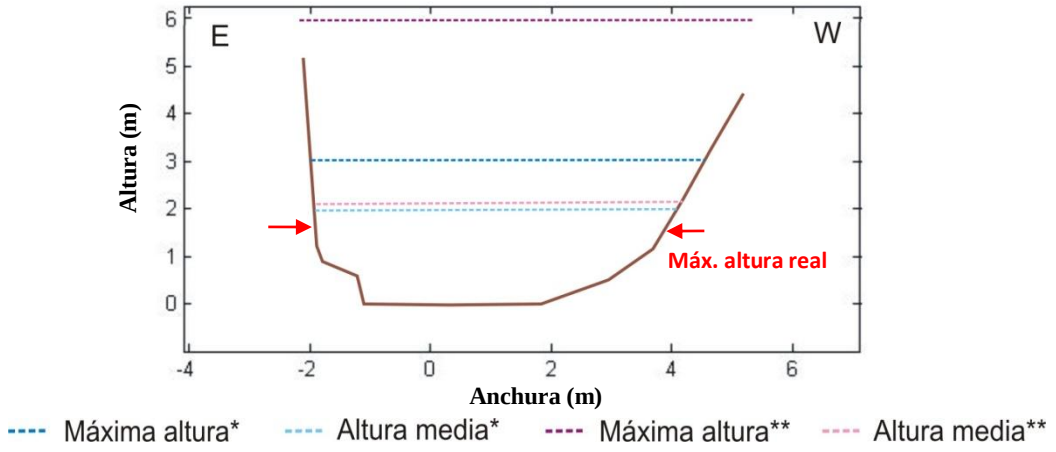


Fig.218. Sección transversal PMG6 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

PMG7: En este punto volvió a registrarse una notable desigualdad entre los valores máximos de altura simulados, 3,36 m en el caso del volumen de 300.000 m^3 y de 5,71 m con 437.000 m^3, y la altura máxima observada en campo, 2 m. Los valores medios obtenidos en cada caso fueron 1,8 m y 1,24 m respectivamente (fig.219).

La máxima anchura alcanzada por el evento según SPH fue de 180 m. Se desconoce su valor exacto al representar las alturas simuladas en el perfil PMG7 aunque en cualquier caso se estimó superior a 40 m. La máxima anchura observada en campo fue de 30 m.

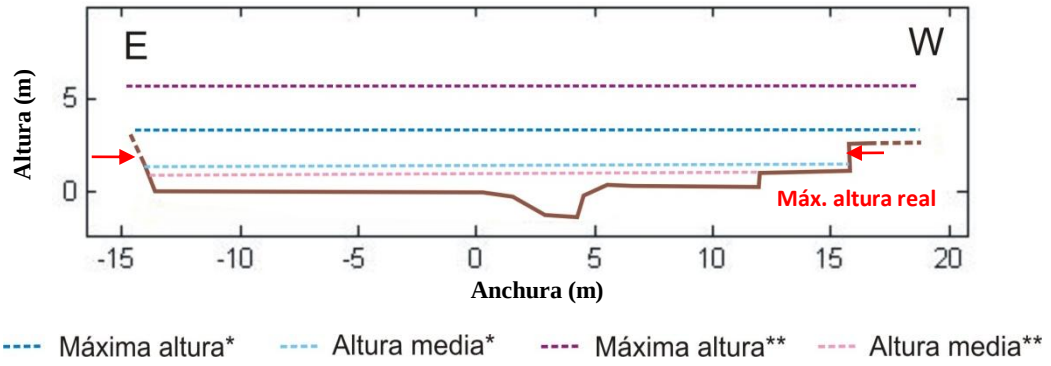


Fig.219. Sección transversal PMG7 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

Los valores de velocidad obtenidos de la simulación del volumen de 300.000 m^3 fueron 20,2 m/s de máxima y 10,7 m/s de media, y en el caso de 437.000 m^3 de 13,2 m/s y 8,21 m/s.

PMG9: La altura máxima simulada en este punto ascendió a 4,73 m con un volumen de 300.000 m^3, siendo 2,3 m la altura media del evento, y de 3,95 m en el caso de 437.000 m^3. La altura media con este último volumen ascendió a 1,9 m. La altura real del lahar fue de 1,5 m (fig.220).

Según SPH la anchura que alcanzó el evento en este punto fue de 216 m. Tras la superposición de las alturas en el perfil de la figura 220, el valor de la anchura se estimó aproximadamente en 63 m en el caso de 437.000 m^3. Para el caso de 300.000 m^3 no se pudo concretar un valor, aunque fue superior a 65 m. En cualquier caso el valor de anchura registrado en campo fue cercano a los 56 m.

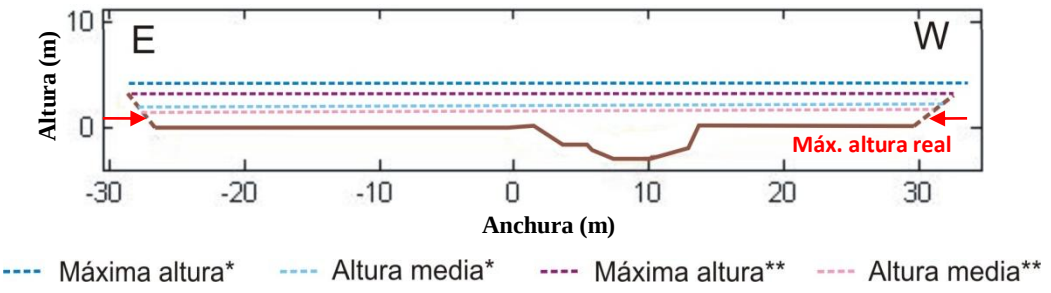


Fig.220. Sección transversal PMG9 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

Por su parte las velocidades simuladas ascendieron a 23,65 m/s la máxima y 17,54 m/s la media aplicado un volumen de 300.000 m^3, y a 28,84 m/s y 15 m/s con 437.000 m^3.

PMG10: En este punto del recorrido, el evento simulado alcanzó los 4,55 m de máxima y 2,9 m de media al emplear un volumen de 300.000 m^3, mientras que al aplicar 437.000 m^3 la altura máxima fue de 5,72 m y la media de 2,51 m (fig.221). La simulación con 300.000 m^3 fue la que mejor aproximó el valor real de altura máxima del lahar en este punto, ya que fue de 4,5 m.

La anchura obtenida de la representación de las alturas simuladas en el perfil anterior fue de 48 m aproximadamente, coincidiendo con la realidad, mientras que la propuesta por SPH fue de 116 m.

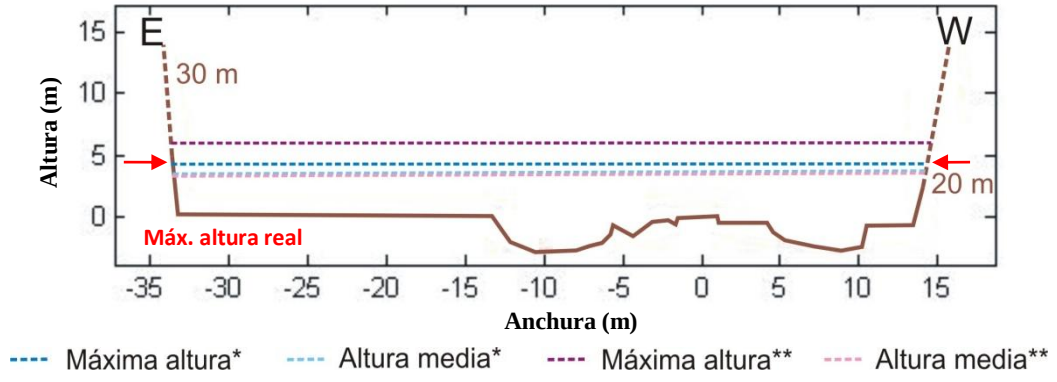


Fig.221. Sección transversal PMG10 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

La velocidad máxima simulada con ambos volúmenes fue similar, de 26,94 m/s en el caso de 300.000 m^3 y de 27,75 m/s con 437.000 m^3. Sin embargo los valores medios de velocidad fueron de 19,1 m/s en el primer caso y de 13,68 m/s en el segundo.

PMG11: Los valores de altura simulada en este punto alcanzaron los 2,82 m de máxima y 1,9 de media al emplear un volumen de 300.000 m^3, mientras que fueron de 4,29 m y 2,23 m, respectivamente, en el caso de 437.000 m^3. El volumen de 300.000 m^3 volvió a ser el que más se aproximó a la máxima altura real, 2,5 m (fig.222).

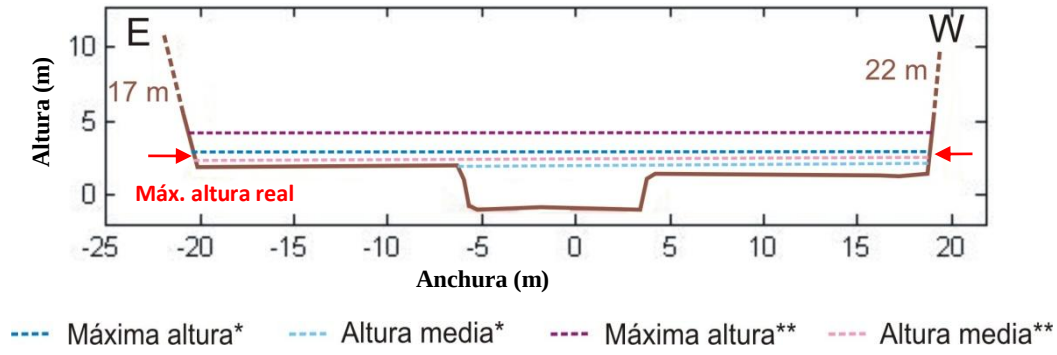


Fig.222. Sección transversal PMG11 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

La anchura del evento obtenida de la representación de los valores de altura anteriores en el perfil recogido en la figura 222 fue de 40 m, valor muy inferior al estimado por SPH, 143 m, pero concordante con lo observado en la realidad.

La velocidad simulada alcanzó un máximo de 26,7 m/s y 21,6 m/s de media en el caso de 300.000 m^3, siendo de 26,55 m/s en el caso de 437.000 m^3 y 17,75 m/s su media.

PMG13: En este punto del recorrido solo hubo un registro al emplear el volumen de 300.000 m^3, siendo de 3,13 m de altura. Con 437.000 m^3 se produjo más información. La altura máxima fue similar al caso anterior, 3,64 m, y su altura media de 1,64 m (fig.223). La altura máxima en este punto fue de 3,3 m en campo.

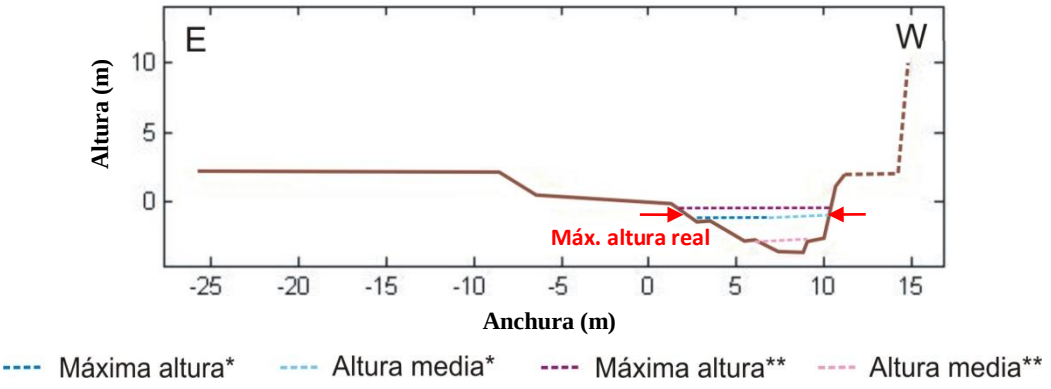


Fig.223. Sección transversal PMG13 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

La anchura propuesta por SPH del evento fue de 182 m, mientras que la obtenida de su representación fue de 8 m aproximadamente, similar a la observada en campo.

En el caso de la velocidad, la máxima con 300.000 m^3 fue de 23,53 m/s, mientras que con 437.000 m^3 fue de 25,54 m/s y la media de 17,58 m/s.

PMG14: En este punto los valores de altura máxima simulada volvieron a ser dispares como consecuencia de los dos volúmenes empleados. En el caso de 300.000 m^3 se alcanzaron los 2,47 m, aunque la media fue de 2,03, mientras que con 437.000 m^3 la máxima altura fue de 4,79 m y la media de 1,79 m (fig.224). La simulación más aproximada a lo observado en la realidad volvió a ser la de 300.000 m^3, ya que la altura máxima real alcanzó los 2,6 m.

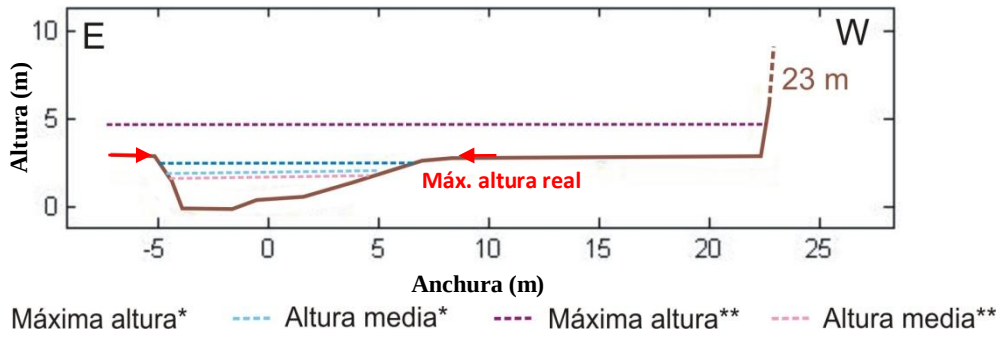


Fig.224. Sección transversal PMG14 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

La anchura alcanzada por el evento en este punto, fue de 120 m según SPH. Tras la representación de las alturas simuladas en a figura 224, la anchura del mismo se estimó en 11,5 m aproximadamente para el caso de 300,000 m^3, y en más de 30 m en el caso del volumen de 437.000 m^3, aunque se desconoce el valor exacto. La anchura real del lahar fue de 14 m aproximadamente.

La máxima velocidad alcanzada con el volumen de 300.000 m^3 fue 28,87 m/s y su media de 23,93 m/s, mientras que con 437.000 m^3 fue de 23,29 m/s la máxima y 16,95 m/s la media.

PMG15: Como se comentó en el capítulo 4, en este punto se trazaron dos perfiles separados 5 m entre sí, como resultado de la intensa dinámica erosivo/sedimentaria observada. Dado que los resultados derivados de la simulación realizada con SPH poseen una resolución de 20 m, se han representado los mismos valores de altura y velocidad en ambos perfiles.

La máxima altura alcanzada por el evento según SPH fue de 2,2 m con un volumen de 300.000 m^3 y de 3,47 m con 437.000 m^3, mientras que en la realidad se alcanzaron los 2,5 m. La altura media fue de 1,43 m y 1,97 m respectivamente (fig.225).

La anchura estimada del evento 2011L tras su representación en los perfiles de la figura 225 fue de al menos 42 m en el caso de a) y de 40 m en b), aunque en este segundo perfil se redujo a 27 en el caso de 300.000 m^3. SPH estimó una anchura de 162 m para este mismo punto. En la realidad se observó una anchura de 42 m en a) y en torno a los 40 m en b), más aproximados ambos valores a los obtenidos con el volumen de 437.000 m^3.

Los valores de velocidad fueron de 32,2 m/s de máxima y 19,6 m/s la media en el caso de 300.000 m^3, y de 25,45 m/s de máxima y 9,48 m/s de media con 437.000 m^3.

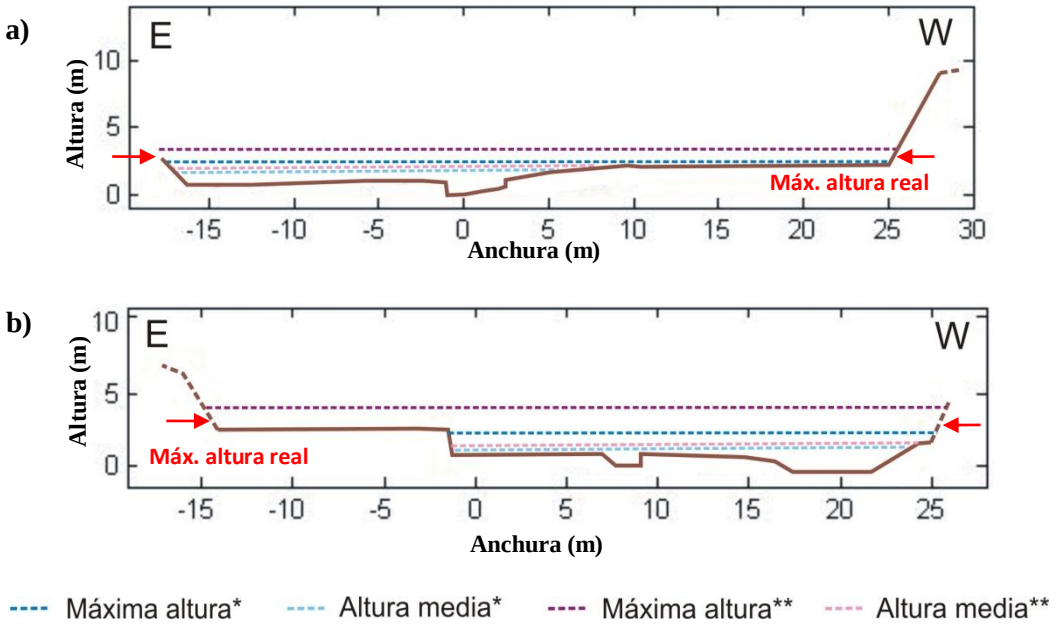


Fig.225. Sección transversal PMG15 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).**a)** Perfil con terrazas que permanecieron en 2012 y **b)** perfil con terrazas que desaparecieron en 2012.

PMG16: En este punto del recorrido la mayor altura simulada para el evento 2011L fue de 1,78 m, en el caso de aplicar un volumen de 300.000 m^3, y de 2,79 m al emplear 437.000 m^3. La altura media en cada uno de los casos anteriores fue de 1,41 m y 1,18 m respectivamente. La altura real observada fue de 1,5 m, por lo que la predicción con el volumen de 300.000 m^3 fue más aproximada (fig.226).

La zona afectada alcanzó los 190 m de anchura según SPH, aunque tras la representación de las alturas simuladas en el perfil delineado en campo, ésta fue de 7 m en el caso de 300.000 m^3, al igual que lo observado en la realidad, y de 9 m con 437.000 m^3.

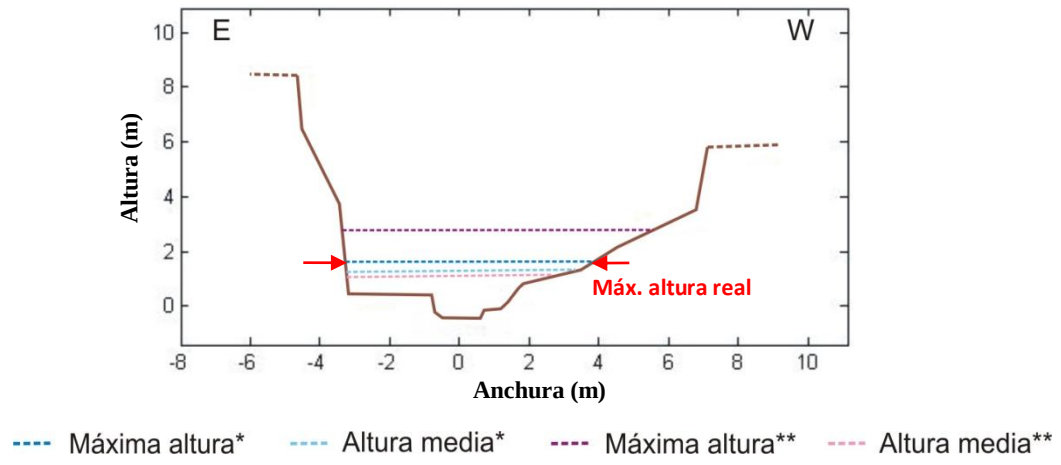


Fig.226. Sección transversal PMG16 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

Las velocidades alcanzadas en este punto fueron 26,9 m/s de máxima y 26,6 m/s de media con un volumen de 300.000 m^3 y de 29,65 m/s de máxima y 14,69 m/s de media si el volumen empleado era 437.000 m^3.

PMG17: Por último, en este punto las alturas máximas simuladas no sobrepasaron los 1,5 m de altura, manteniéndose su media en torno a 0,98 m en el caso de 437.000 m^3, con un pico de velocidad de 27,2 m/s y una media de 19,8 m/s. En el volumen de 300.000 m^3 solo se dispuso de un único registro de 1,48 m y 28,1 m/s de velocidad (fig.227). Los restos de pumita y rocas observados en campo indicaron que en este punto el lahar alcanzó 1,9 m aproximadamente.

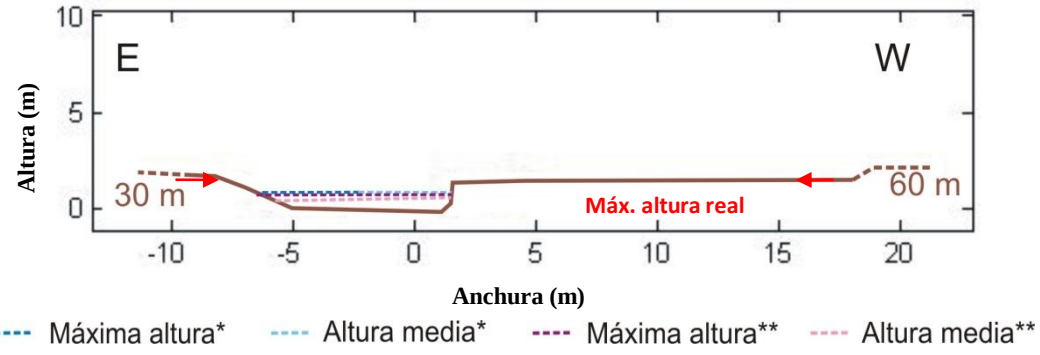


Fig.227. Sección transversal PMG17 de la barranca de Montegrande en 2011 con las alturas simuladas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3 (*) y 437.000 m^3 (**).

La anchura simulada ascendió a 172 m según SPH, y a 7,5 m según la representación de las alturas simuladas en el perfil de la figura 227, pero en la realidad se observó una anchura de 23 m.

Atendiendo a los resultados derivados del análisis general realizado en los nodos, y el específico en los perfiles transversales, la simulación con el volumen de 300.000 m^3 fue la más adecuada a las observaciones realizadas en campo, tanto por Capra et al. (2012), como por nuestro equipo en noviembre de 2011.

El recorrido y alturas simuladas fueron más aproximadas a las indicaciones de Capra et al. (2012) que en el caso del volumen de 437.000 m^3, aunque hubo registros en puntos concretos, como PMG3, donde la altura máxima sobrepasó los 4 m indicados por estos autores (6,9 m), o en PMG9 y 10, con 4,73 y 4,55 m respectivamente. También se simuló correctamente un espesor medio de casi 2 m en el trayecto canalizado, concretamente de 1,9 m, e inferior a 1 m de media en el piedemonte.

Las velocidades simuladas y por tanto la duración total del evento no coincidieron con las observadas en la realidad, aunque puede que esta circunstancia esté relacionada con la resolución de la malla topográfica empleada.

En la figura 228 se recoge la evolución espacio temporal de la altura alcanzada por el lahar 2011L, considerado como un flujo Bingham de densidad 1900 Kg/m^3, tensión de fluencia 200 Pa y viscosidad 50 Pa.s.

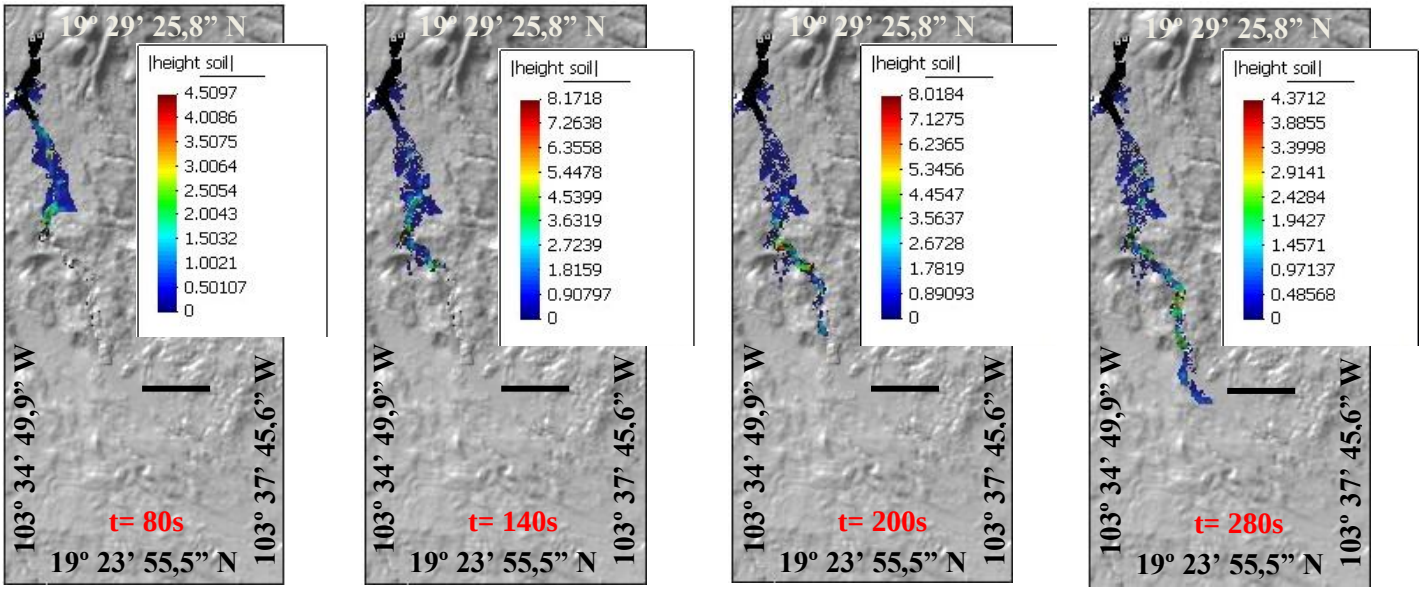


Fig.228. Evolución temporal de las alturas del evento 2011L con un volumen de 300.000 m^3, considerándolo un fluido tipo Bingham, de τ=200 Pa y μ=50 Pa.s. *Escala vertical ampliada 10 veces.*

3) 2012L

a) Reología más adecuada para la simulación de lahares

La magnitud de los parámetros reológicos que mejores resultados proporcionaron en la simulación del lahar 2012L, partiendo de un volumen de 162.000 m^3, se recogen en la tabla 49.

Tabla 49. Mejores resultados en la simulación del evento 2012L.

Evento	Reología empleada			Tipo de evento
	Bingham (τ_y-μ)	**Fricc. Puro (tan φ)**	**Fricc Voellmy (coef Voell- tan φ)**	
2012L	20-24	0,079	4900-0,01	Flujo de derrubios /hiperconcentrado

Unidades: **τ_y** *(Pa),* **μ** *(Pa.s),* **φ** *(º) y* **coef Voell** *(m/s^2).*

Solo dos de los modelos reológicos alcanzaron el punto de parada estimado en 19º 24' 48.0" N, 103º 35' 32.3" W, el Bingham y el Friccional Puro (fig.229), aunque de forma diferente a la cartografiada sobre las imágenes de campo (fig.230).

El modelo Friccional Puro alcanzó el punto final como consecuencia de la derivación de un volumen considerable de material hacia el S por una zona donde actualmente no se producen pérdidas, por lo que se consideró más adecuado el resultado obtenido por el modelo Bingham. La distancia total alcanzada por el material derivado hacia el S fue cercana a los 6.800 m, generando extensos depósitos de escaso espesor durante su recorrido.

La altura máxima del flujo en ambos modelos fue similar, 8 m en el caso de fluidos Bingham y 8,19 m en Friccionales Puros, aunque el punto donde se alcanzaron estos valores fue diferente (fig.229).

Según Bingham la altura media del lahar de 2012 fue de 0,65 m y su velocidad media de 13,26 m/s, mientras que en la simulación como fluido Friccional Puro la altura media fue de 1,6 m y la velocidad media de 20,04 m/s.

El valor medio de altura simulado por Bingham coincidió con la altura media de depósito observada en campo a lo largo de la parte canalizada de la barranca, aunque la velocidad media fue superior a los 3 m/s propuestos por Vázquez et al. (2014).

A partir de las verificaciones anteriores se consideró que el modelo Bingham fue el que mejores resultados generó, por lo que se procedió a su uso para determinar el volumen más probable que caracterizó al evento de 2012.

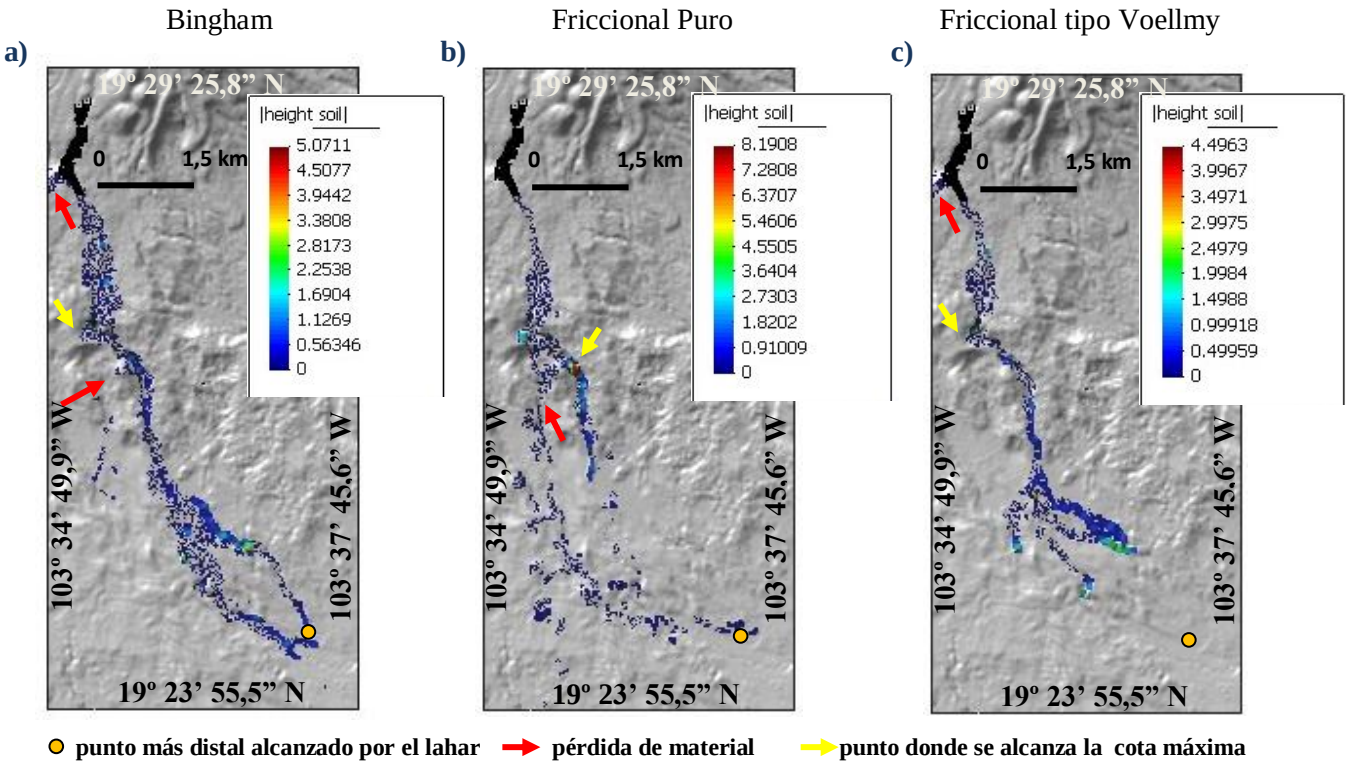


Fig.229. Simulación del evento 2012L partiendo de las observaciones en imágenes de satélite, con el modelo reológico **a)** Bingham, siendo τ=20 Pa y μ=24 Pa.s, **b)** Friccional puro, con tan φ=0,079, y **c)** Friccional tipo Voellmy, siendo tan φ=0,01 y coef Voell= 4900m/s^2.

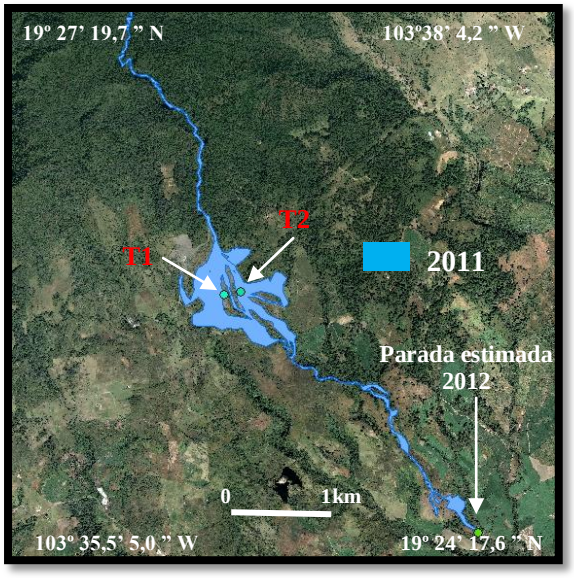


Fig.230. Estimación del recorrido seguido por el lahar de 15 de septiembre de 2012 en Montegrande.

b) Volumen más probable de la masa removida por el lahar

Los volúmenes que se consideraron más adecuados para el lahar 2012L fueron:

- 113.000 m^3, si la altura media del evento en la zona canalizada fue de 0,65 m y en el piedemonte de 0,025 m, aplicando fórmulas matemáticas

- 162.000 m^3, si la altura media del evento en la zona canalizada fue de 0,65 m y en el piedemonte de 0,025 m, aplicando LaharZ.

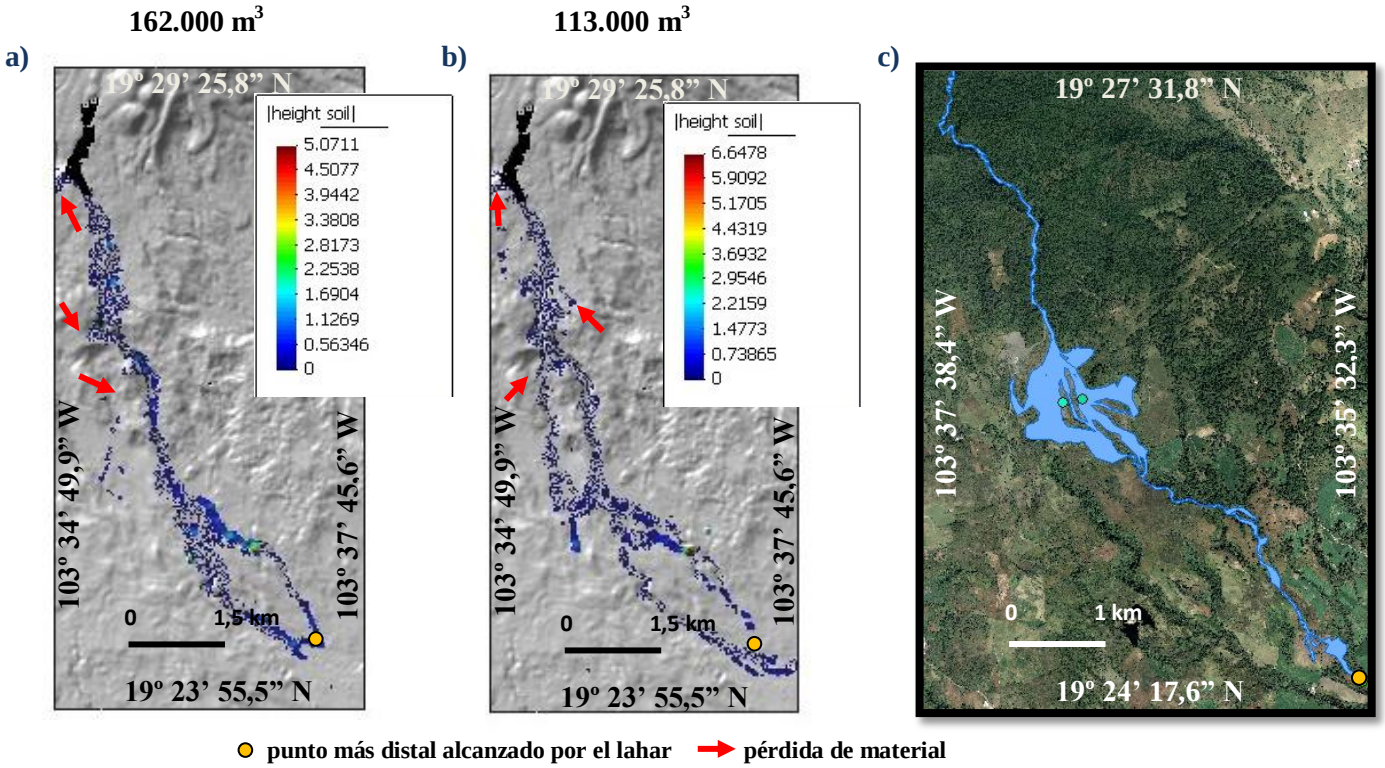


Fig.231. Simulación del evento 2012L con el modelo reológico Bingham, siendo **a)** τ=20 Pa y μ=24 Pa.s, **b)** τ=20 Pa y μ=18 Pa.s, y **c)** trazado estimado que se vio afectado por el lahar.

Los parámetros reológicos que mejores resultados proporcionaron en la simulación de ambos volúmenes como fluidos Bingham fueron, 20 Pa de tensión de fluencia y 18 Pa.s de viscosidad en el caso de del volumen de 113.000 m^3, y 20 Pa y 24 Pa.s con 162.000 m^3.

En ambos casos las simulaciones alcanzaron el punto de parada esperado, aunque el recorrido estimado no se correspondió con el trazado verificado en campo (fig.231). SPH simuló un desbordamiento de material en torno a los 19º 27' 9" N y 103º 37' 17,8" W que no se observó durante el reconocimiento de campo, así como una recanalización del evento en dos trayectorias bien definidas no identificadas durante el análisis de las imágenes de satélite. En el caso del volumen de 113.000 m^3, la desviación de material producida hacia el W al inicio del movimiento recorrió 1.600 m, mientras que el desbordamiento previsto en torno a los 19º 27' 9" N y 103º 37' 17,8" W llegó a alcanzar a parte del material dispersado en el piedemonte, tras recorrer 3.275 m. Precisamente en el piedemonte, tras la apertura de Montegrande fue donde SPH previó grandes cambios en el recorrido seguido por el flujo, llegando a alcanzar el mayor de ellos, situado al SW, los 4 km de longitud, y sobrepasar el punto de parada estimado en 500 m.

Por su parte, el resultado de la simulación con 162.000 m^3 fue más adecuado a lo observado en campo. La desviación de material tras la liberación del mismo fue inferior a la observada en el caso anterior, concretamente de 380 m, aunque como ya se ha comentado con anterioridad se considera irrelevante y fruto de la escasa resolución topográfica. Aguas abajo del punto situado a los 19º 27' 9" N y 103º 37' 17,8" W, se volvió a producir un desbordamiento

del cauce en el margen W, aunque en este caso fue inferior al descrito con el volumen anterior (2.200 m aproximadamente). Por último cabe destacar que al igual que en el caso de 113.000 m^3, SPH previó una dispersión del flujo en el piedemonte siguiendo dos trayectorias bien definidas, aunque la mayor parte del lahar se derivó por el trazado seguido en campo. La longitud máxima alcanzada por el material derivado alcanzó los 3.200 m y su anchura varió de los 400 a los 220 m.

La altura media de la simulación en la que se empleó un volumen de 162.000 m^3, coincidió con la altura de depósito media observada en el tramo canalizado durante el trabajo de campo de 2012, 0,65 m (fig.232), mientras que con 113.000 m^3 la altura media fue de 0,91 m (fig.233).

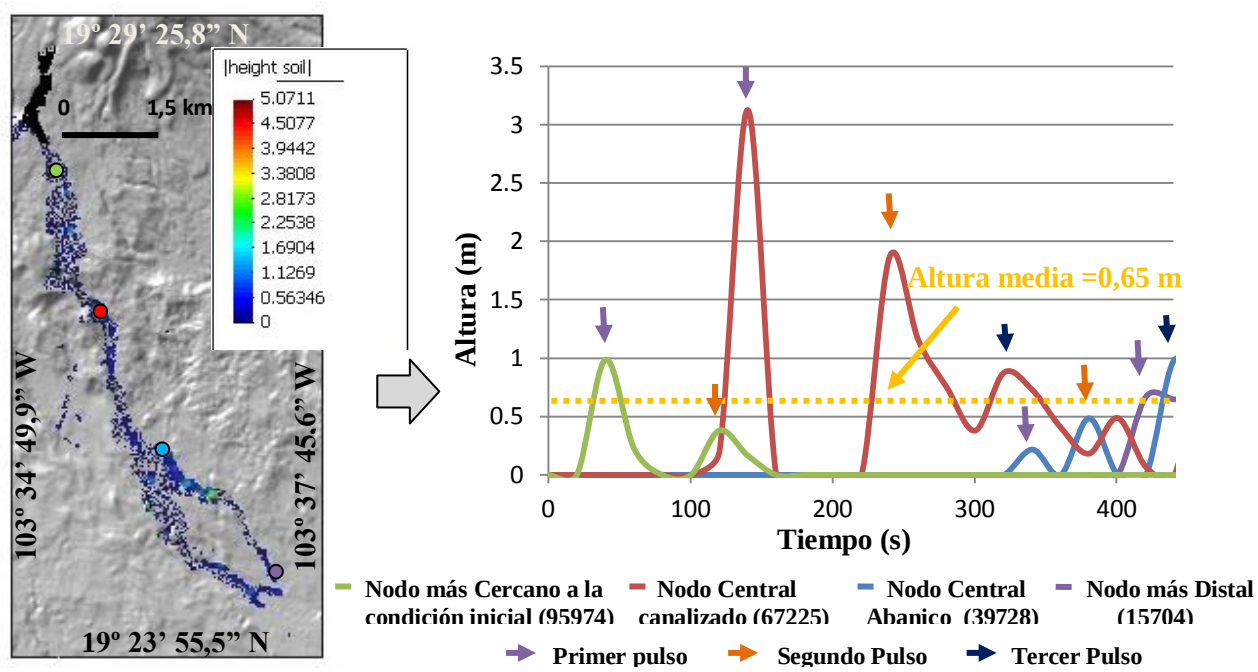


Fig.232. Análisis de la altura alcanzada por el lahar 2012L según las imágenes de satélite en los 3 nodos de estudio, siendo τ= 20Pa y μ=24 Pa.s.

El número de pulsos del evento estimados por SPH también varió con el volumen empleado. En el caso de 162.000 m^3, en la cabecera se registraron 2 pulsos, que evolucionaron a 3 conforme avanzó el movimiento. Tras la apertura de la barranca, se redujeron y pasaron a ser únicamente 1 al final del movimiento.

Con el volumen de 113.000 m^3 se registró un único pulso al inicio del movimiento, que evolucionó a 3 en la parte media del trazado y se fue reduciendo paulatinamente a 2, y finalmente a 1 único pulso, en las zonas más distales.

Los resultados anteriores coinciden con las imágenes obtenidas del evento, en las que se muestra que en PMG2 el lahar del 15 de septiembre estuvo formado por un frente en forma de flujo de derrubios, seguido de un cuerpo principal formado por 3 oleadas o pulsos más diluidos en forma de flujos hiperconcentrados. Las posibles discrepancias surgen a raíz de las observaciones de los depósitos, ya que a partir de PMG5 se diferenció una única unidad en campo.

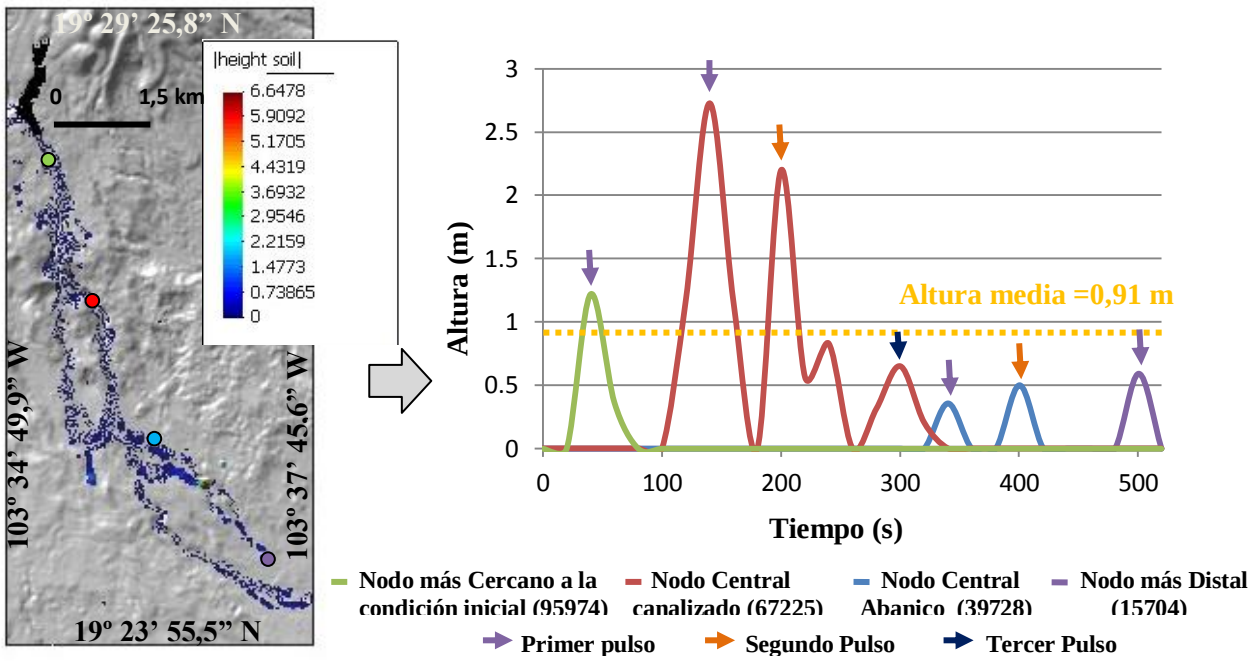


Fig.233. Análisis de la altura alcanzada por el lahar 2012L según las imágenes de satélite en los 3 nodos de estudio, siendo τ= 20Pa y μ=18 Pa.s

La velocidad media del evento estimada por SPH fue de 13,26 m/s al emplear el volumen de 162.000 m^3 y de 18,22 m/s con 113.000 m^3.

Las zonas donde mayor velocidad alcanzó el lahar fueron la zona de cabecera y el tramo comprendido hasta PMG13 (fig.234 y 235).

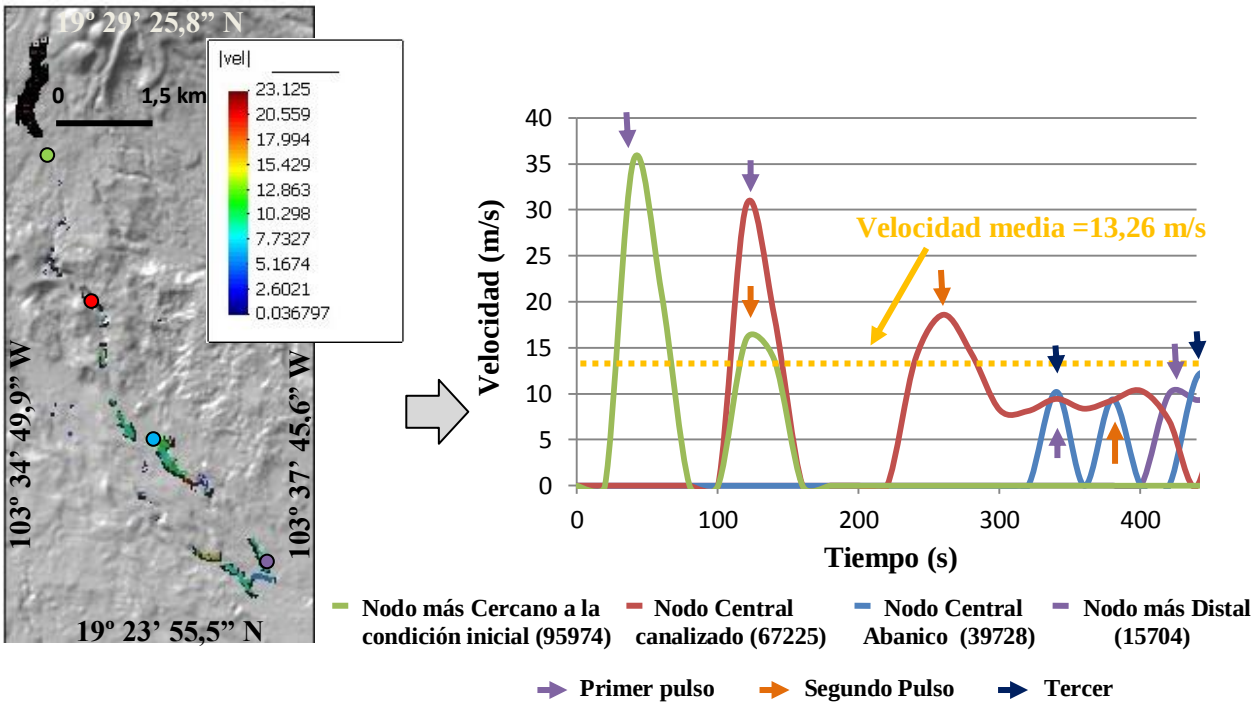


Fig.234. Análisis de la velocidad alcanzada por el lahar 2012L según las imágenes de satélite en los 3 nodos de estudio, siendo τ= 20Pa y μ=24 Pa.s

La elevada velocidad estimada por SPH resultó en una disminución de la duración de la simulación del evento de 2012. Concretamente de 7 min 21 seg en el caso de 162.000 m^3, u 8 min 21 seg aplicando 113.000 m^3, frente a los 40 min verificados con las imágenes de la estación integral de detección de lahares situada en PMG2.

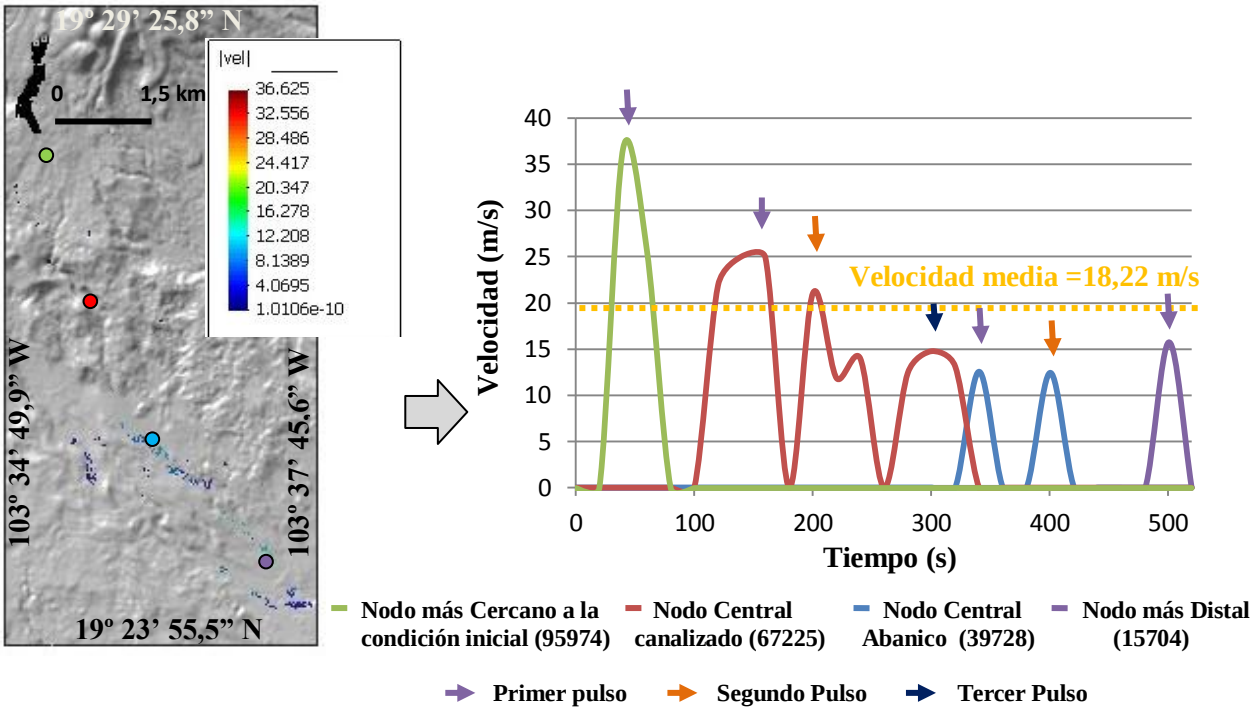


Fig.235. Análisis de la velocidad alcanzada por el lahar 2012L según las imágenes de satélite en los 3 nodos de estudio, siendo τ= 20Pa y μ=18 Pa.s

Verificación de los resultados en secciones transversales de la barranca

Los resultados anteriores, derivados del análisis en los nodos de estudio, se completaron con un análisis exhaustivo de los valores medios y máximos de altura y velocidad en los perfiles transversales trazados en la salida de campo de 2012. A continuación se recogen los principales resultados alcanzados.

PMG1: En este punto la altura máxima simulada al aplicar un volumen de 162.000 m^3 fue de 0,83 m y su media de 0,56 m, mientras que con 113.000 m^3 estos valores fueron de 1,5 m y 0,7 m respectivamente (fig.236). Las mediciones realizadas in situ proporcionaron un valor de altura máxima similar al obtenido con el volumen de 113.000 m^3, 1,5 m.

La máxima anchura del evento simulada por SPH ascendió a 386 m en el menor de los casos, mientras que la observada tras la representación de las alturas simuladas en el perfil fue de 14 m. Este valor coincide con lo observado en la realidad.

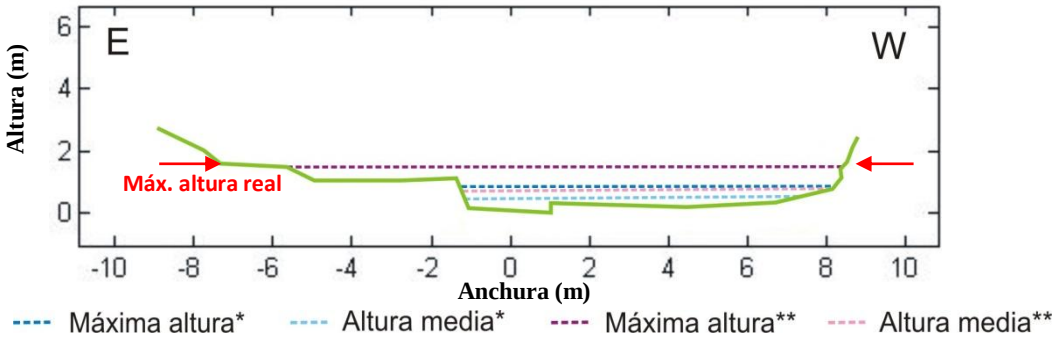


Fig.236. Sección transversal PMG1 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

Los valores de velocidad obtenidos de la simulación con 162.000 m^3 fueron 38,65 m/s de máxima y 17,03 m/s de media, y con 113.000 m^3 de 40,35 m/s y 26,91 m/s respectivamente.

PMG2: La altura máxima simulada en este punto con un volumen de 162.000 m^3 fue de 2,04 m, y su media de 0,7 m, mientras que para el volumen de 113.000 m^3 los valores de altura fueron de 1,53 m su máxima y 0,6 m su media (fig.237). Ambos valores fueron inferiores a los registrados en campo, 3,5 m de máxima y 0,8 m de depósito.

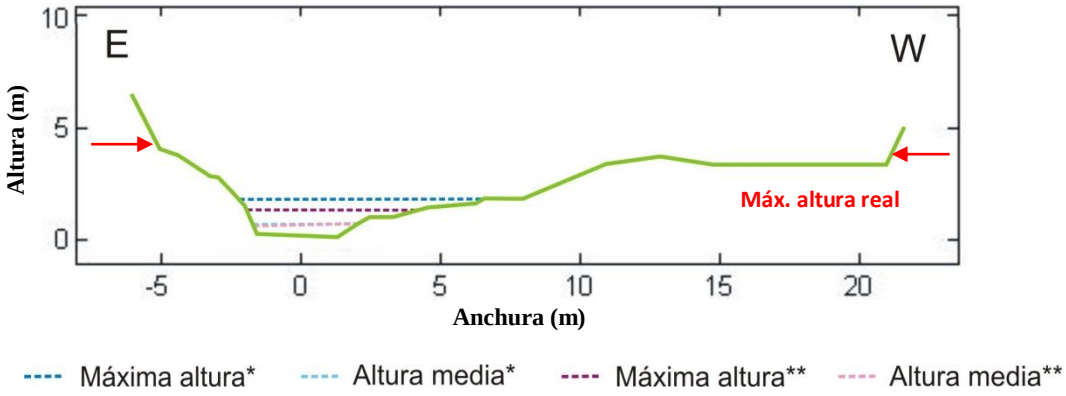


Fig.237. Sección transversal PMG2 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

La anchura real del evento en este punto ascendió a 26 m. Superponiendo los valores de altura simulada en el perfil generado a partir de las observaciones realizadas en campo, aplicando el volumen de 162.000 m^3 la anchura máxima fue de 8,5 m y 5 m al emplear 113.000 m^3. Según SPH la anchura del evento en este punto fue de 325 m.

Los valores de velocidad simulados en PMG2 fueron de 36,01 m/s de máxima y 17,57 m/s de media para el volumen de 162.000 m^3 y de 41,03 m/s de máxima y 24,62 m/s de mínima en el caso de 113.000 m^3. Estos valores no coinciden con las estimaciones realizadas por Vázquez et al. (2014) de 3 m/s.

PMG3: Las alturas reales en este punto fueron de 3 m de máxima y 0,5 m de depósito.Los valores simulados con el volumen de 113.000 m^3 fueron 1,1 m de máxima y 0,6 m de media.

Por su parte los valores obtenidos al aplicar un volumen de 162.000 m^3 fueron 1,79 m de máxima y 1,44 m de media (fig.238).

La anchura simulada del evento ascendió a 451 m según SPH, mientras que la observada en la realidad fue cercana a los 15 m, valor que coincide con la representación de las alturas simuladas en el perfil (fig.238).

La velocidad simulada con 162.000 m^3 ascendió a 29,8 m/s de máxima y 5,54 m/s de media, y la de 113.000 m^3 a 38,16 m/s de máxima y 18,81 m/s de media.

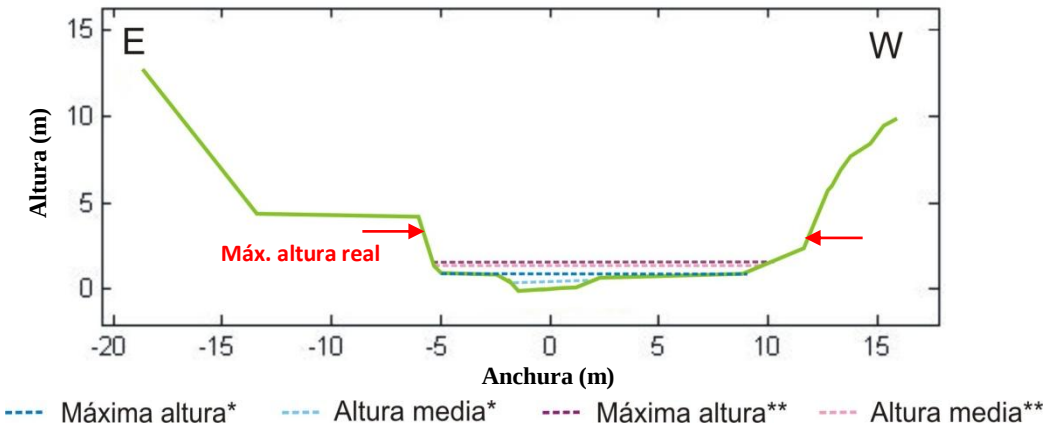


Fig.238. Sección transversal PMG3 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

PMG4: En este punto la altura máxima registrada en campo fue de 3 m y 0,5 m la del depósito. Con un volumen de 162.000 m^3 se simuló una máxima de 1,02 m y una media de 0,48 m, mientras que con 113.000 m^3 se alcanzó una altura máxima de 2,1 m y una media de 0,6 m (fig.239).

La anchura real alcanzada por el evento 2012L en este punto fue de 8 m, similar a la obtenida tras la superposición de las alturas simuladas con el volumen de 113.000 m^3 en el perfil. En el caso de 162.000 m^3 fue de 4 m, mientras que la mínima simulada por SPH alcanzó los 414 m.

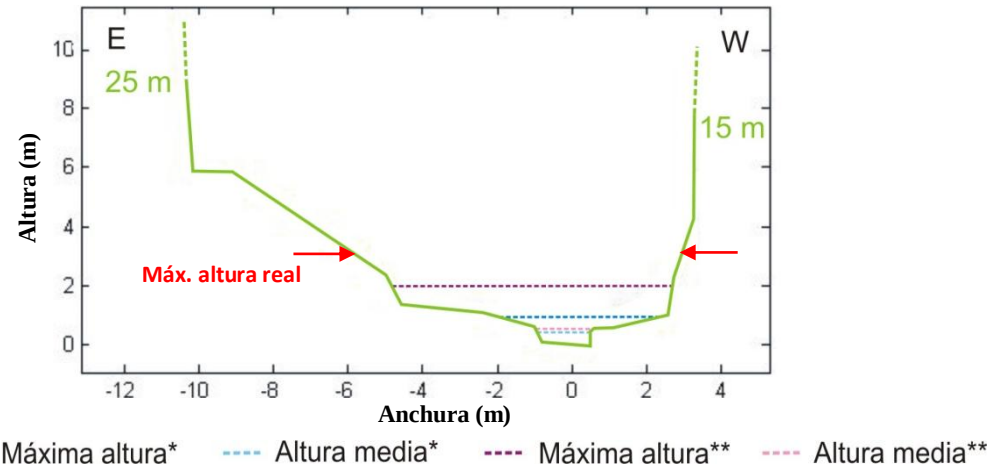


Fig.239. Sección transversal PMG4 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

La velocidad alcanzada en este punto por las simulaciones fue de 37,73 m/s de máxima y 18,89 m/s de media en el caso de 162.000 m^3, y de 48,13 m/s de máxima y 21,8 m/s de media con 113.000 m^3.

PMG5: La altura máxima de las simulaciones fue de 4,11 m en el caso de 162.000 m^3, con una media de 0,81 m, y de 1,44 m de máxima, con 0,57 m de media, al aplicar 113.000 m^3 (fig.240). Los valores reales de altura registrados en este punto ascendieron a 1 m de máxima y 0,8 m de depósito.

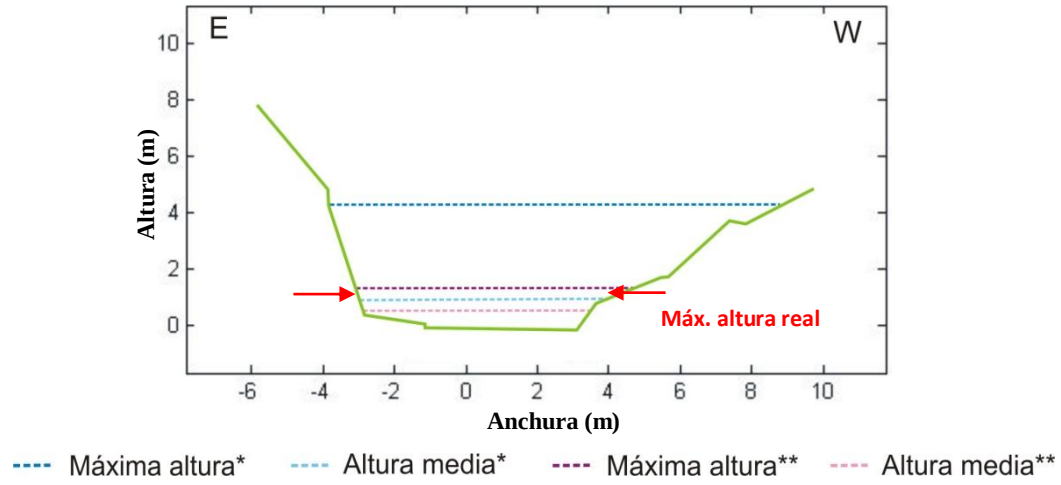


Fig.240. Sección transversal PMG5 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

La anchura simulada en ambos casos volvió a ser similar y ascendió a 157 m, mientras que la representación de las alturas en el perfil de campo indicaron un valor de anchura cercano a los 7 m si el volumen era 113.000 m^3, o 13 m al emplearse 162.000 m^3. La anchura real observada en campo fue de 7 m.

La máxima velocidad observada en PMG5 al usar 162.000 m^3 fue 27,25 m/s y su media 11,05 m/s, mientras que con 113.000 m^3 el valor de velocidad máxima ascendió a 30 m/s y a 15,72 m/s la media.

PMG6: En este punto se observó una notable desigualdad entre los valores de altura simulados con los dos volúmenes empleados. En el caso de 162.000 m^3 la máxima altura fue 3,9 m y su media de 1,01 m, mientras que con 113.000 m^3 la altura máxima fue de 0,99 m y la media de 0,43 m (fig.241).

Los resultados obtenidos con el volumen de 113.000 m^3 se aproximaron más a los observados durante la campaña de campo, 1 m de altura máxima y 0,4 m de depósito.

La anchura simulada por SPH del evento 2012L fue de 161 m, mientras que la observada en la realidad ascendió a 6 m. Este valor de anchura fue similar al obtenido de la representación de las alturas simuladas en el perfil que recoge la figura anterior. En el caso de 113.000 m^3 fue de 6 m y con 162.000 m^3 la anchura alcanzó los 7 m.

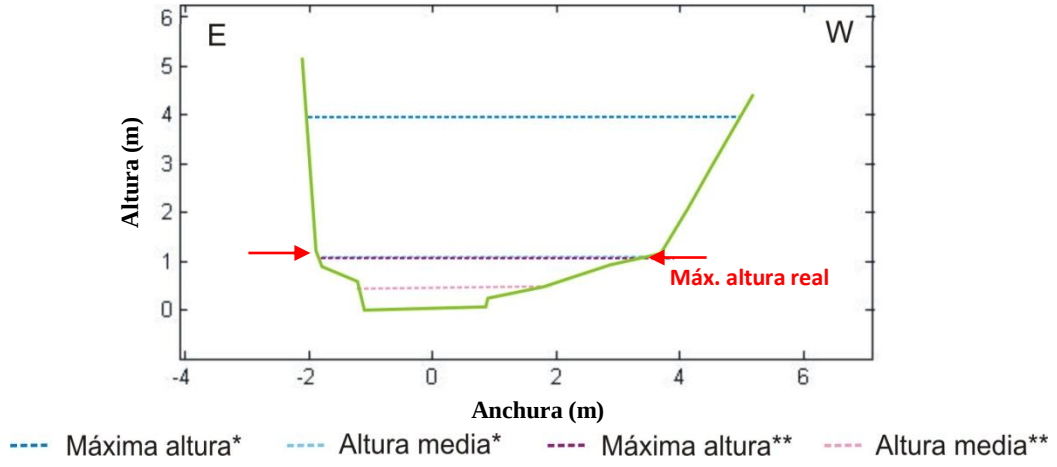


Fig.241. Sección transversal PMG6 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

La velocidad máxima simulada con 162.000 m^3 fue 27,9 m/s y la media 18,62 m/s, mientras que en el caso de 113.000 m^3 fue de 23,1 m/s la máxima y de 18,5 m/s la media.

PMG7: En este punto volvió a registrarse una notable desigualdad entre los valores máximos de altura simulados con ambos volúmenes. En el caso de 162.000 m^3 la altura máxima del evento en este punto ascendió a 3,31 m, siendo 0,64 m su media, mientras que con 113.000 m^3 la máxima fue de 1,59 m y 0,63 m de media. Los valores medidos en campo ascendieron a 1,75 m de máxima y 0,05 m de depósito (fig.242).

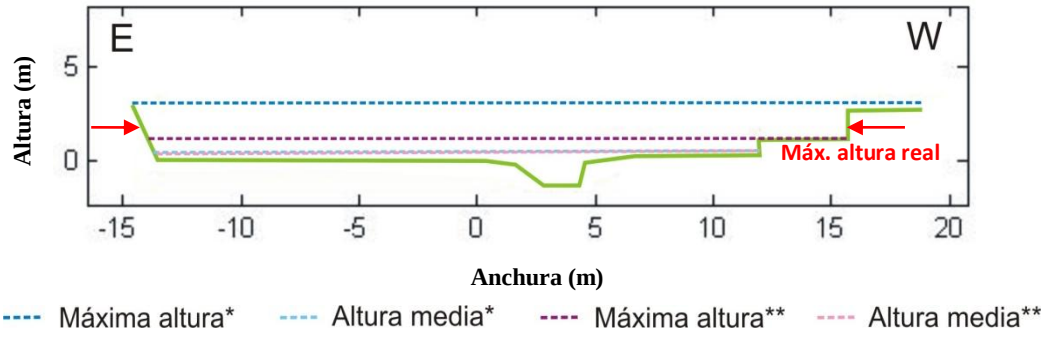


Fig.242. Sección transversal PMG7 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

La máxima anchura alcanzada por el evento según SPH fue de 239 m, aunque en la realidad este valor fue de 27,5 m. Al representar las alturas simuladas en el perfil, el volumen de 113.000 m^3 volvió a ser el que más se adecuó a lo observado en campo, 27 m, mientras que la estimación del de 162.000 m^3 fue superior a 40 m.

Los valores de velocidad obtenidos de la simulación del volumen de 162.000 m^3 fueron 27,55 m/s de máxima y 9,49 m/s de media, y en el caso de 113.000 m^3 de 22,71 m/s y 9,96 m/s.

PMG9: La altura máxima observada durante el trabajo de campo en este punto ascendió a 2 m, y la del depósito generado a 1 m. Los resultados obtenidos de la simulación empleando un volumen de 162.000 m^3 fueron 2,57 m de altura máxima y 1,07 de media, mientras que al aplicar 113.000 m^3 la altura máxima alcanzó 1,76 m y 0,77 m de media (fig.243).

La anchura que alcanzó el evento en este punto fue de 58 m aproximadamente, valor que coincide con la representación de los volúmenes en la figura 243, especialmente con el de 113.000 m^3. El valor propuesto por SPH fue de 328 m.

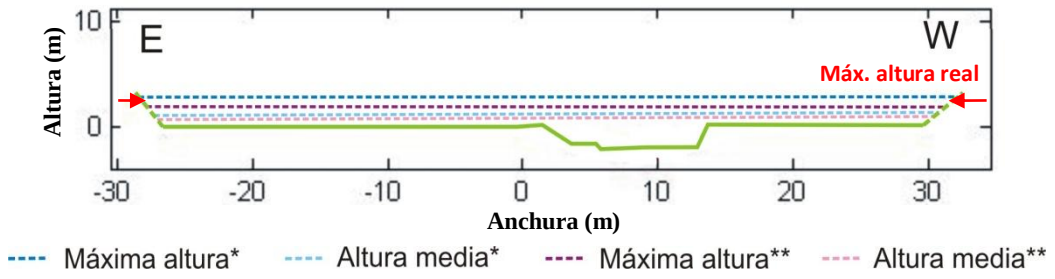


Fig.243. Sección transversal PMG9 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

Por su parte las velocidades simuladas ascendieron en PMG9 a 23,6531,12 m/s la máxima y 18,62 m/s la media, aplicado un volumen de 162.000 m^3, y a 26,79 m/s y 19,54 m/s con 113.000 m^3.

PMG10: En este punto del recorrido, el evento alcanzó los 2,5 m de altura máxima y 2 m su depósito. Los valores obtenidos al emplear un volumen de 162.000 m^3 fueron 2,89 m de máxima y 0,92 m de altura media, mientras que al aplicar 113.000 m^3 la altura máxima fue de 2,3 m y la media de 0,88 m (fig.244).

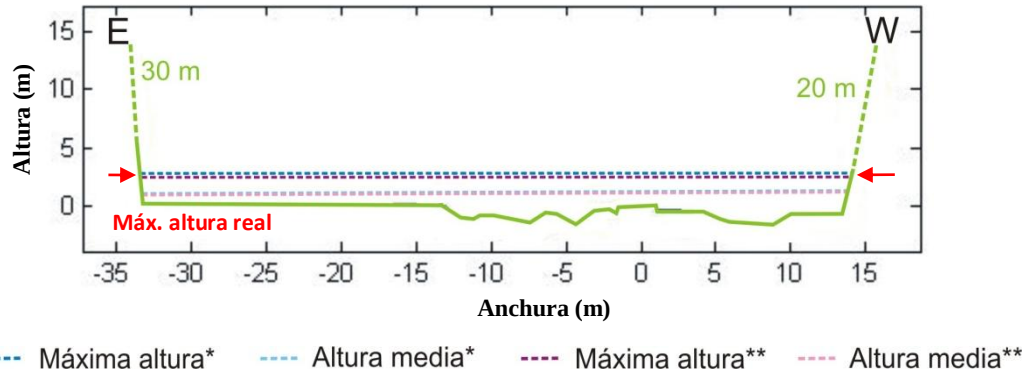


Fig.244. Sección transversal PMG10 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

La anchura obtenida de la representación de las alturas simuladas en el perfil anterior fue de 46 m aproximadamente para ambos casos, valor que coincidió con el observado en la realidad, mientras que la anchura propuesta por SPH fue de 130 m.

La velocidad máxima simulada con ambos volúmenes fue de 32,66 m/s en el caso de 162.000 m^3 y de 26,83 m/s con 113.000 m^3. Los valores medios de velocidad fueron de 13,23 m/s en el primer caso y de 14,63 m/s en el segundo.

PMG11: Los valores de altura simulada en este punto alcanzaron los 2,9 m de máxima y 0,88 m de media al emplear un volumen de 162.000 m^3, mientras que fueron de 2,05 m y 0,92 m, respectivamente, en el caso de 113.000 m^3 (fig.245). La altura máxima real observada fue de 2,5 m, y la del depósito 1 m.

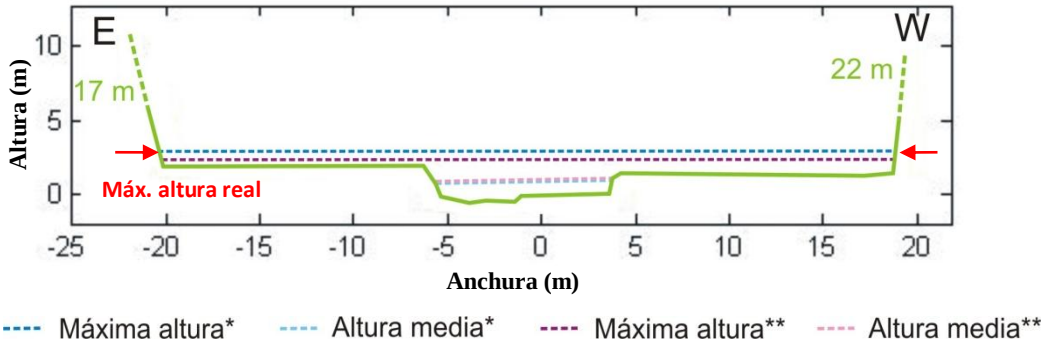


Fig.245. Sección transversal PMG11 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

La anchura del evento obtenida de la representación de los valores de altura anteriores en el perfil recogido en la figura 245 fue de 40 m, valor muy inferior al estimado por SPH, 205 m, pero acorde con lo observado en campo.

La velocidad simulada alcanzó un máximo de 27,05 m/s y 14,75 m/s de media en el caso de 162.000 m^3, siendo de 27,8 m/s en el caso de 113.000 m^3 y 20,49 m/s su media.

PMG13: En este punto del recorrido se registró una altura máxima de 3 m en campo, y 0,7 m el depósito generado. Al emplear el volumen de 162.000 m^3, la altura máxima simulada fue de 3,49 m y 1,46 m de media. Con 113.000 m^3 la altura máxima fue de 1,62 m y 0,68 m de media (fig.246).

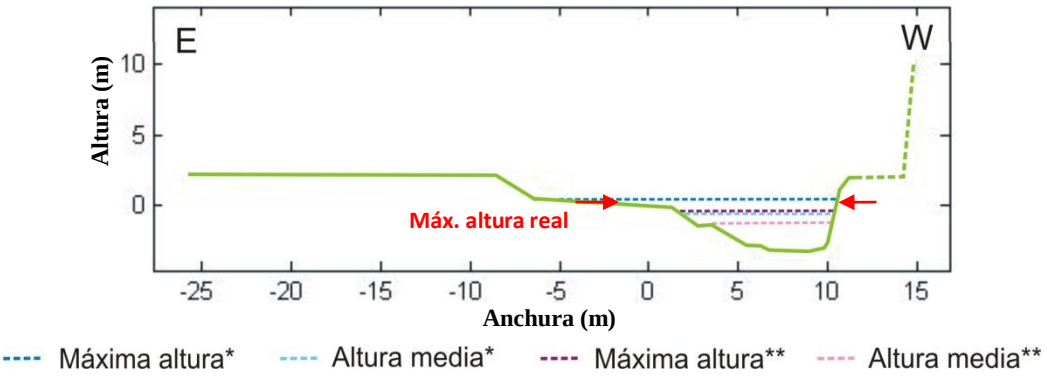


Fig.246. Sección transversal PMG13 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

La anchura propuesta por SPH del evento fue de 160 m, mientras que la obtenida de su representación fue de 6 m en el caso de 113.000 m^3 y de 7,5 m con el volumen de 162.000 m^3, más similar a la obtenida de las mediciones en campo.

La velocidad máxima obtenida con el volumen de 162.000 m^3 fue 37,97 m/s, 21,28 m/s de media, y en el caso de 113.000 m^3 de 32,92 m/s y 17,75 m/s respectivamente.

PMG14: En este punto los valores de altura simulados con los dos volúmenes empleados fueron muy similares entre sí, aunque no coincidieron con los registros obtenidos en campo, 3,5 m de máxima y 0,01 m de depósito. En el caso de 162.000 m^3 se alcanzaron los 1,18 m de máxima y una media de 0,42 m, mientras que con 113.000 m^3 la máxima altura fue de 1,26 m y la media de 0,48 m (fig.247).

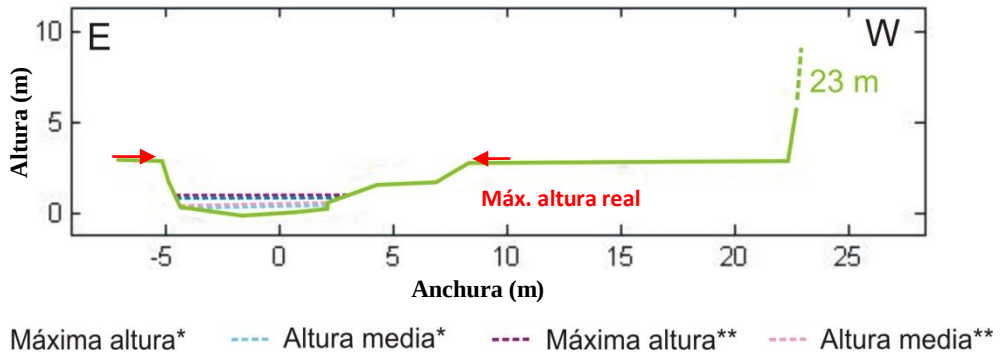


Fig.247. Sección transversal PMG14 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

La anchura alcanzada por el evento en este punto fue de 140 m según SPH, aunque en la realidad alcanzó 13 m aproximadamente, Tras la representación de las alturas simuladas en el perfil de campo, la anchura del mismo se estimó en 7,5 m para ambos casos.

La velocidad máxima simulada con el volumen de 162.000 m^3 fue de 28,9 m/s y su media de 8,9 m/s, mientras que al emplear 113.000 m^3 ésta fue de 25,54 m/s y 13,57 m/s respectivamente.

PMG15: Como resultado de la intensa dinámica erosivo/sedimentaria que caracterizó a este punto, que produjo una intensa erosión de las terrazas recientes presentes en 2011, se trazaron dos perfiles separados 5 m entre sí.

En el Capítulo 4 se indicó como posible causa de la intensa dinámica observada en esta zona la formación de un represamiento natural, que probablemente produjo la retención del lahar hasta alcanzar una cota cercana a los 2-2,5 m. Tras la posterior rotura del represamiento, la altura del evento se pudo reducir hasta el metro de altura.

La simulación del evento que mejor se ajustó al comportamiento descrito anteriormente fue en la que se empleó un volumen de 113.000 m^3, ya que en ella SPH predijo una altura máxima de 2,04 m y una media de 0,69 m. Por su parte, con 162.000 m^3 el valor máximo de altura fue de 1,71 m y 0,4 m de media (fig.248).

La anchura real del evento 2012L durante el tiempo que se mantuvo el represamiento fue de 26-27 m y tras la ruptura del mismo de unos 25 m aproximadamente, aunque aguas arriba de PMG15 llego a ser de 10 m. La representación de la altura simulada para ambos volúmenes coincidió con los valores reales observados (fig.x47), mientras que la anchura estimada por SPH fue muy superior, 102 m.

Los valores de velocidad fueron de 25,5 m/s de máxima y 11,85 m/s la media en el caso de 162.000 m^3, y de 25,24 m/s de máxima y 15,94 m/s de media con 113.000 m^3.

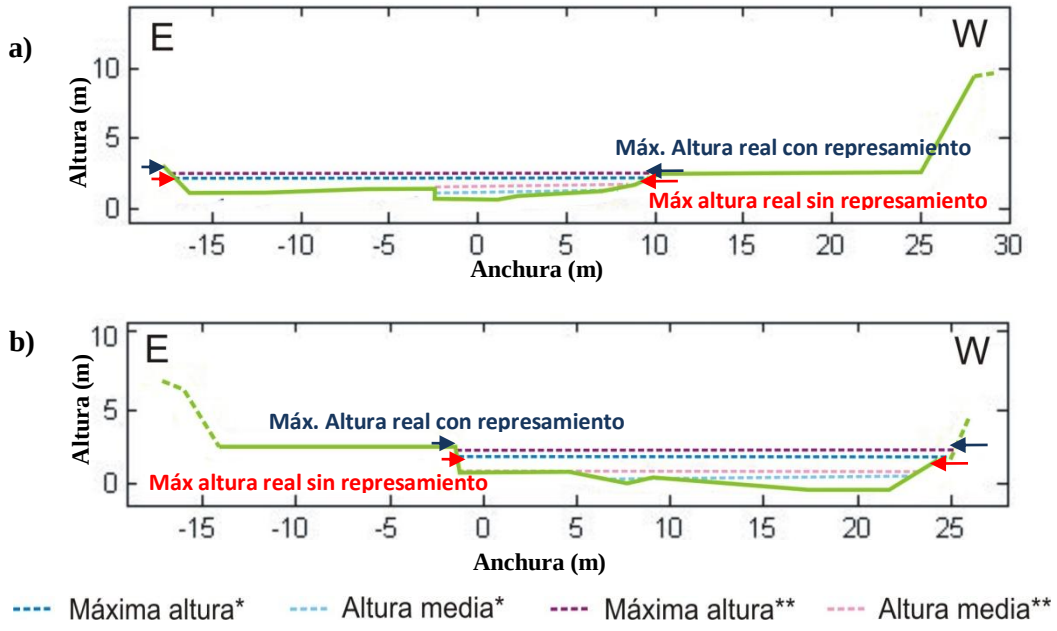


Fig.248. Sección transversal PMG15 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).**a)** Perfil con terrazas de 2011que permanecieron en 2012 y **b)** perfil con terrazas de 2011 que desaparecieron en 2012.

PMG16: En este punto del recorrido la mayor altura simulada para el evento 20112L fue de 1,71 m, en el caso de aplicar un volumen de 162.000 m^3, y de 1,27 m al emplear 113.000 m^3. La altura media en cada uno de los casos anteriores fue de 0,4 m y 0,39 m respectivamente (fig.249).

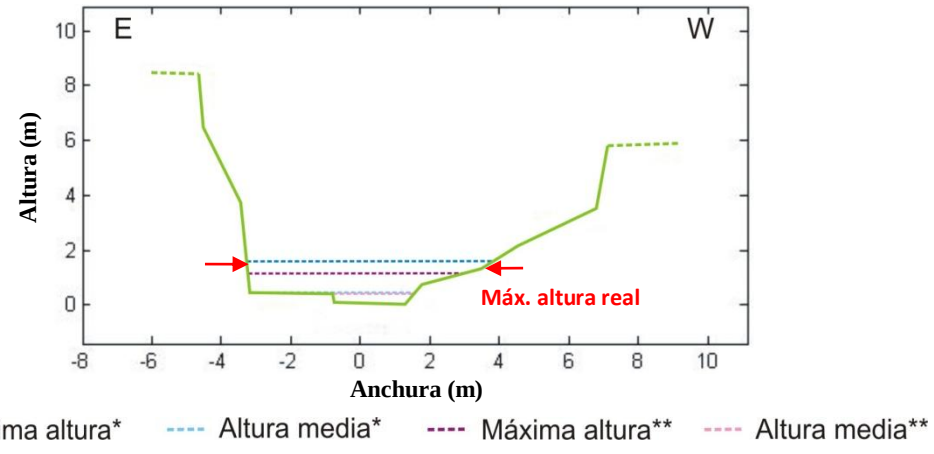


Fig.249. Sección transversal PMG16 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

La altura máxima del evento observada en campo fue de 1,5 m y la del depósito de 1 m, por lo que en este punto no coincidieron las simulaciones con lo registrado.

La zona afectada por el lahar alcanzó los 7 m de anchura, 203 m según SPH. Tras la representación de las alturas simuladas en el perfil delineado en campo, la anchura obtenida fue de 7 m en el caso de 162.000 m^3 y de 6 m con 113.000 m^3 (fig.249).

Las velocidades alcanzadas en este punto fueron 33,8 m/s de máxima y 11,39 m/s de media con un volumen de 162.000 m^3 y de 30,96 m/s de máxima y 12,93 m/s de media si el volumen empleado era 113.000 m^3.

PMG17: Por último, en este punto la altura máxima observada no sobrepasó los 1,5 m, ni el depósito un espesor de 0,025 m. En el caso del volumen de 162.000 m^3 la altura máxima ascendió a 1,21 m, siendo 0,74 m la media, mientras que con 113.000 m^3 fueron de 0,63 m y 0,33 m respectivamente (fig.250).

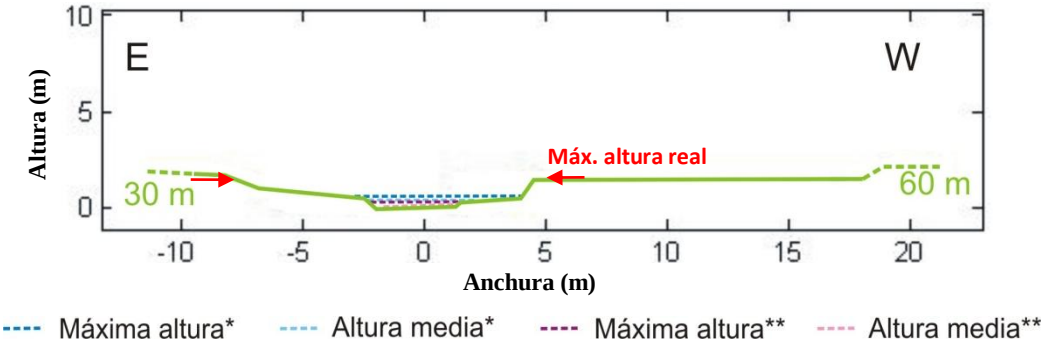


Fig.250. Sección transversal PMG17 de la barranca de Montegrande en 2012 con las alturas simuladas del evento 2012L con un volumen de 162.000 m^3 (*) y 113.000 m^3 (**).

La anchura simulada ascendió a 279 m según SPH, aunque en la realidad la dispersión del material alcanzó los 11 m. Según la representación de las alturas simuladas en el perfil de la figura 250 la anchura del evento 2012L fue de 6 m al aplicar un volumen de 162.000 m^3 y de 4,5 m empleando 113.000 m^3.

La velocidad máxima simulada con 162.000 m^3 fue de 41,94 m/s, 27,25 m/s de media, y con 113.000 m^3 de 21,28 m/s de máxima y 11,34 m/s de media.

Atendiendo a los resultados derivados del análisis general realizado en los nodos y el específico en los perfiles transversales, la simulación con el volumen de 113.000 m^3 fue más adecuada a las observaciones realizadas en campo, aunque ambos volúmenes resultaron aptos.

El recorrido y alturas medias generales simuladas fueron más aproximadas con el volumen de 162.000 m^3, aunque el trazado no coincidió exactamente con el observado en campo. Por su parte el volumen de 113.000 m^3 resultó más adecuado tras un análisis más en detalle de lo ocurrido en los puntos donde se trazaron los perfiles transversales en campo.

Las velocidades simuladas y por tanto la duración total del evento no coincidieron con las observadas en la realidad, en ningún caso.

En la figura 251 se recoge la evolución espacio temporal de la altura alcanzada por el lahar 2012L con 113.000 m^3, considerado como un flujo Bingham de densidad 1900 Kg/m^3, tensión de fluencia 20 Pa y viscosidad 18 Pa.s.

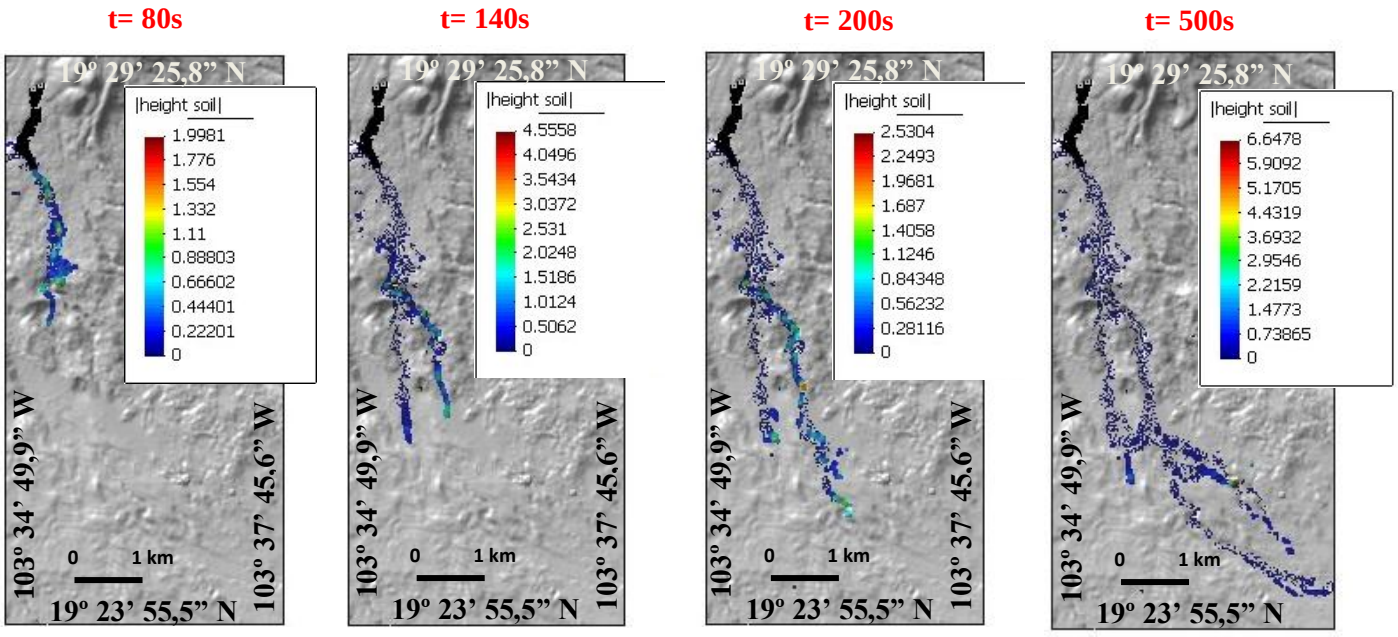


Fig.251. Evolución de las alturas respecto del tiempo del evento 2012L con el modelo reológico Bingham, siendo τ=20Pa y μ=18 Pa.s. *Escala vertical ampliada 10 veces para mejorar la visualización.*

En la figura 252 se recoge la evolución espacio temporal de la altura alcanzada por el lahar 2012L con 162.000 m^3, considerado como un flujo Bingham de densidad 1900 Kg/m^3, tensión de fluencia 20 Pa y viscosidad 24 Pa.s.

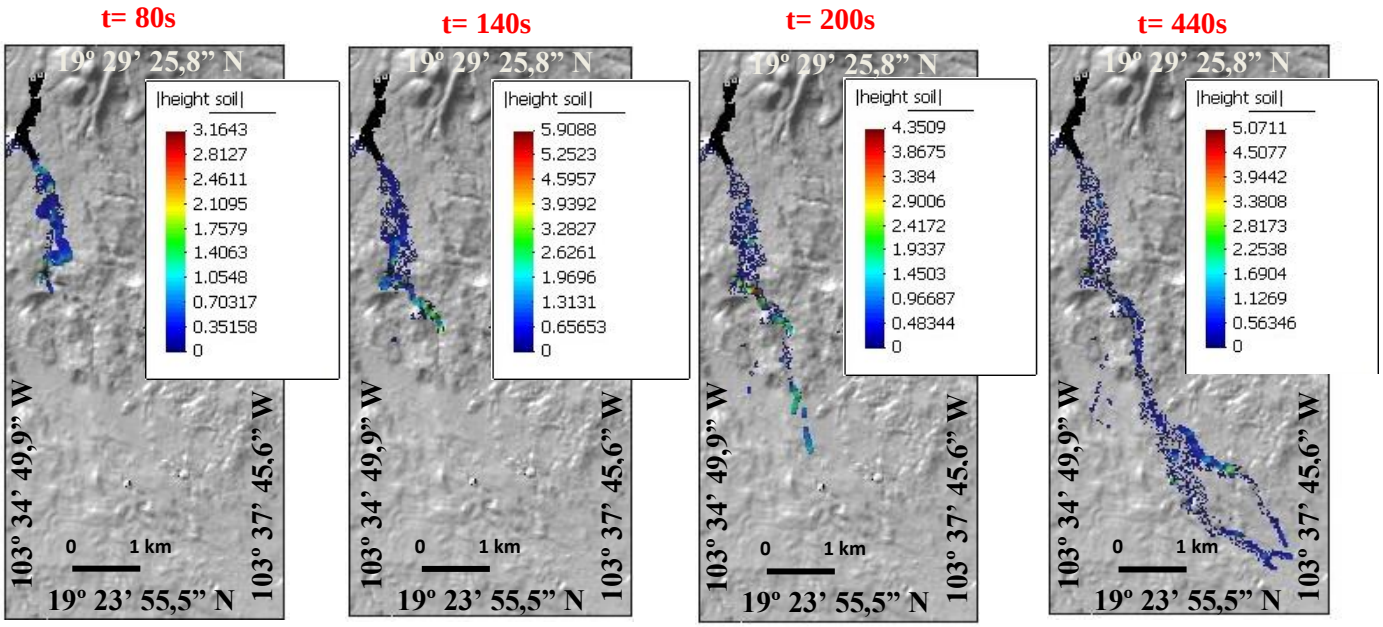


Fig.252. Evolución de las alturas respecto del tiempo del evento 2012L con el modelo reológico Bingham, siendo τ=20Pa y μ=24 Pa.s. *Escala vertical ampliada 10 veces para mejorar la visualización.*

6.4. Conclusiones

En este apartado se recogen las principales conclusiones del análisis realizado a modo de resumen.

6.4.1 Modelos reológicos

El modelo Bingham fue el que mejor simuló el comportamiento de los lahares del Volcán de Colima, especialmente en los casos donde la naturaleza del flujo no varió durante el movimiento. Tanto el trazado de las áreas afectadas por los eventos, como la altura que alcanzó el flujo dentro del canal, fueron los principales parámetros que permitieron verificar este hecho.

El modelo Friccional Puro simuló eventos mejor canalizados, lo que generó depósitos de mayor potencia en las zonas próximas al origen del lahar (cabecera). La distribución de material, especialmente tras la apertura de la barranca, no se adecuó a la realidad en ninguno de los casos. Las velocidades alcanzadas fueron ligeramente superiores a las de tipo Bingham.

Los efectos producidos por el modelo Friccional de Voellmy se encontraron a caballo entre los otros dos tipos anteriores, produciendo una dispersión del material más adecuada a la realidad que en el caso de los Friccionales puros pero menos ajustada que los Bingham.

6.4.2 Simulación y verificación de los eventos

Para el ***flujo hiperconcentrado*** de 1992, los parámetros considerados más adecuados fueron; tensión de fluencia 20 Pa, viscosidad 30 Pa.s y volumen 149.000 m^3. El recorrido del lahar coincidió con las indicaciones de Cortés y Navarro (1993), salvo por una pequeña desviación de material. La altura media del evento propuesta por estos autores, 3 m, no se correspondió con los valores de altura simulados, alcanzándose alturas similares de forma puntual en la zona media baja canalizada del recorrido. La altura media simulada fue de 0,98 m, coherente con los depósitos observados en campo para lahares de similar volumen por diferentes autores (anexoII), por lo que convendría revisar los cálculos realizados por Cortés y Navarro (1993) en los que se basó la caracterización inicial del evento. Se desconoce el número real de pulsos que formaron el evento 1992L, por lo que no se pudo verificar si SPH simuló correctamente la formación de 2 oleadas. Tampoco se dispuso de valores de velocidad, pero atendiendo al resto de lahares simulados, probablemente SPH sobreestimó su valor. Este hecho pudo estar relacionado con el empleo de una resolución topográfica de 20 m, lo que supuso una suavización de la topografía, favoreciendo tanto un aumento de la velocidad, como la desviación de parte del material transportado por zonas donde no hubo constancia que se produjesen. SPH estimó en 18,33 m/s la velocidad media del lahar 1992L, y en torno a 35 m/s la máxima, obteniendo una duración total del mismo de 4 min 40 seg aproximadamente.

En el caso del ***flujo de derrubios*** de 2011, los valores más adecuados fueron tensión de fluencia de 200 Pa, viscosidad de 50 Pa.s y volumen 300.00 m^3. Estos parámetros proporcionaron unos resultados acordes con la información de partida indicada por Capra et al. (2012) y las observaciones realizadas en noviembre de ese año por nuestro equipo. El trazado simulado coincidió con el estimado, aunque se produjo una pequeña desviación de material en una zona donde no se observaron desbordamientos. La altura media en el trayecto canalizado

ascendió a 1,9 m, similar a lo indicado por Capra et al (2012), inferior a 2 m, y tras la apertura del cauce inferior a 1 m. La velocidad máxima y media del evento de 2011 no coincidió con la propuesta por los autores anteriores, pese a que fue similar en algunos puntos como PMG2. En PMG2 los autores propusieron como velocidad media un intervalo de 8-10 m/s, que englobó el valor simulado por SPH en ese punto, 8,26 m/s. Sin embargo la velocidad de dispersión simulada en el piedemonte, 28,1 m/s, fue muy superior a los 4-5 m/s propuestos por Capra et al. (2012), de ahí la diferencia en la estimación del tiempo total que duró el evento. Según los autores la duración del mismo fue cercana a 1 hora y la simulada por SPH fue de 4 min 20 seg, Al igual que en el caso del lahar 1992L, este desfase se relacionó con la suavización de la malla topográfica empleada al aplicar una resolución de 20 m.

Al emplear un volumen de 300.000 m^3, SPH previó la formación de dos pulsos principales y una pequeña oleada final, que evolucionaron a 2 pulsos en la zona central y alcanzaron la zona distal como una única oleada. En campo solo se pudo diferenciar 3 oleadas de material, aunque basándose en registros sísmicos, Capra et al. (2012) indicaron que el evento estuvo formado por 5 pulsos.

En el caso del lahar 2012L, caracterizado por una naturaleza mixta donde se ***combinaban flujos de derrubios e hiperconcentrados,*** los parámetros más adecuados para su simulación fueron una tensión de fluencia de 20 Pa, una viscosidad de 18 Pa.s y un volumen de 113.000 m^3. El trazado simulado no se adecuó exactamente a lo observado en las imágenes de Google Earth, ya que el material se bifurcó en la zona del piedemonte, y se predijo una desviación de material en el mismo punto que en el lahar 1992L. Pese a estas diferencias los parámetros anteriores fueron los que mejores resultados proporcionaron en nuestro estudio, especialmente en la simulación de alturas. El estudio específico de la simulación en relación con lo observado en campo en los puntos donde se trazaron perfiles transversales de la barranca, resultó en una altura media simulada de 0,65 m, igual a la altura media de depósito observada en campo. De forma individual el análisis de las alturas en cada perfil fue coherente con lo observado en campo.

En relación a la simulación de los pulsos, SPH previó un único pulso al inicio del movimiento, que evolucionó a 3 en la parte media del trazado y se fue reduciendo paulatinamente a 2, y finalmente a 1 único pulso, en las zonas más distales. Esta afirmación coincidió con las imágenes en PMG2, donde el lahar estuvo formado por un frente en forma de flujo de derrubios, seguido de un cuerpo principal formado por 3 oleadas o pulsos más diluidos en forma de flujos hiperconcentrados, aunque no se ajustó a la realidad de los depósitos encontrados aguas abajo de PMG5, donde únicamente se diferenció una única unidad.

Al igual que en los casos anteriores, las velocidades simuladas y por tanto la duración total del evento no coincidieron con las estimadas en la realidad. La máxima velocidad simulada fue de 37 m/s y 18,22 m/s de media, con una duración total de 8 min 21 seg, frente a los 40 min verificados con las imágenes de la estación integral de detección de lahares situada en PMG2.

6.4.3 Puntos conflictivos en las simulaciones

A lo largo del análisis se han observado diversos puntos conflictivos, en los que SPH previó el desbordamiento y derivación de parte del material de los eventos. En estas zonas la diferencia de cota entre el cauce de la barranca y sus márgenes no alcanzó en ningún caso los 10 m, por lo que la resolución topográfica de 20 m no representó adecuadamente el trazado. De ahí

el aumento de la anchura de los eventos simulados con SPH y las derivaciones de material, lo que produjo además un aumento de la velocidad simulada, y por tanto una reducción de la estimación de duración total de los eventos.

A continuación se muestran imágenes de la situación real de 3 de los puntos conflictivos que han ido repitiéndose durante las simulaciones (fig.253-255).

El primero de ellos se ubicó en la zona de cabecera, en las coordenadas 19º 28’ 39,0”N y 103º 37’ 35,7” W, provocando un pequeño aporte de material hacia la barranca de San Antonio en una zona de cresta, donde la resolución topográfica no fue suficiente para distinguir la separación morfológica de ambas barrancas.



Fig.253. Punto conflictivo 1, donde SPH suponuso pequeñas derivaciones de material hacia San Antonio.

El segundo se situó entre los 19º 28’ 7,3” N 103º 37’ 21,4” W y los 19º 27’ 43,5” N 103º 37’ 15,1” W, en una zona en la que se han producido desbordamientos de material en el pasado, pero que en la actualidad ha sido recolonizada por herbáceas y algún matorral (fig.254).

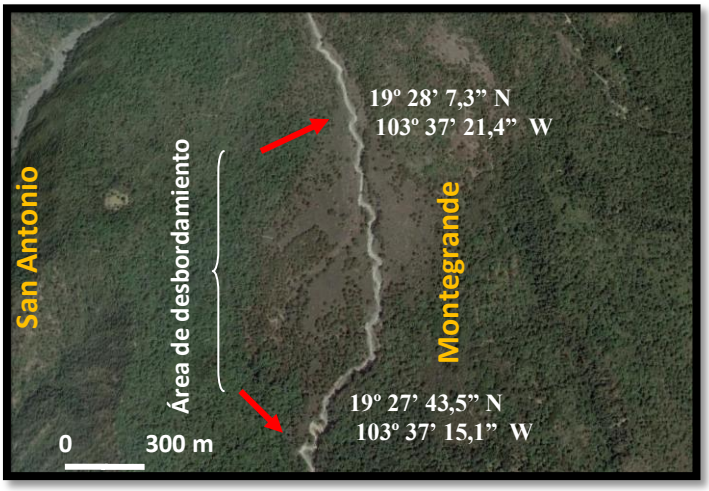


Fig.254. Punto conflictivo 2, donde SPH previó el desbordamiento de parte del material transportado por los lahares.

Y el tercero se produjo en torno a los 19º 27’ 9” N y 103º 37’ 17,8” W, tras una zona compleja caracterizada por la elevada sinuosidad de la barranca (fig.255).

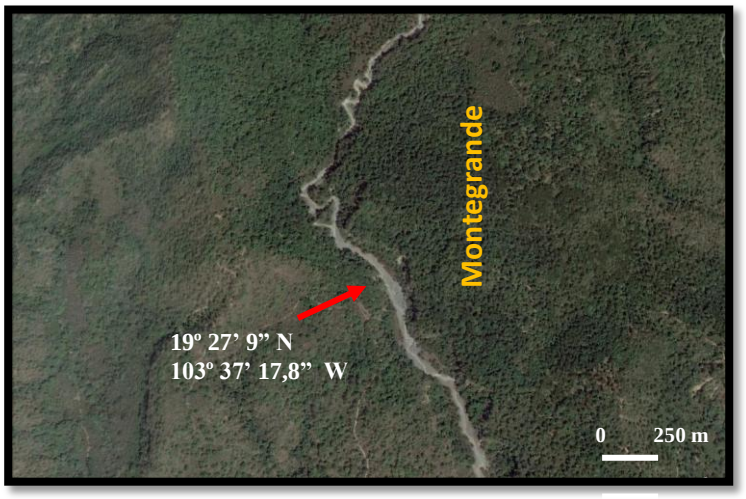


Fig.255. Punto conflictivo 3, donde SPH supone el desbordamiento de parte del material transportado por los lahares.

6.4.4 Diferencias entre la anchura real y la simulada

A lo largo de la verificación de los resultados de las simulaciones en las secciones transversales del interior de la barranca de Montegrande, se han observado grandes diferencias entre los valores de anchura verificados en campo y los simulados por SPH.

El primer factor a destacar en la explicación de este hecho es la resolución topográfica. Como ya se ha indicado anteriormente, la utilización de una topografía de 20 m supuso un aumento de la rapidez del cálculo de las simulaciones y una suavización del terreno. Esta suavización supuso la pérdida de precisión en puntos donde coincidió con un desnivel inferior a 20 m, lo que dio lugar a desbordamientos de material fuera de los límites de la barranca. Si a este hecho se le suma la existencia de zonas relativamente extensas que se han visto afectadas históricamente por lahares, como antiguos sistemas de terrazas o relieves no muy pronunciados, SPH prevé la dispersión del flujo hacia estas zonas, dando como resultado grandes áreas afectadas por una fina capa de material.

Por otro lado, la falta de actualización del DEM también provoca la generación de este tipo de fallos. Como se desprende del análisis realizado en el Capitulo 4, la dinámica erosivo/sedimentaria de Montegrande supone grandes modificaciones en el trazado de la misma, especialmente en su parte interna, por lo que al no disponer de una topografía donde se incorporen todos estos cambios, solo se pueden alcanzar aproximaciones más o menos precisas del comportamiento de los lahares que se canalizan por ella.

Por todo esto se consideró esencial la verificación de los resultados de SPH con los perfiles trazados en campo, ya que aunque estima correctamente el trazado aproximado del recorrido del lahar, los valores específicos de altura, anchura y velocidad del evento se ven afectados por las limitaciones comentadas.

6.4.5 Resumen

Salvo por pequeñas derivaciones de material y desbordamientos, fruto de la escasa resolución topográfica empleada, SPH se consideró apto para la simulación de lahares en el Volcán de Colima.

El modelo reológico Bingham fue el que mejores resultados aportó en la simulación de los eventos, independientemente de la naturaleza de los mismos. Este resultado coincidió con el alcanzado por diferentes autores, como Laigle & Coussot (1997), Fraccarollo & Papa (2000), Imran et al. (2001), Malet et al. (2004), Naef et al. (2006), Pastor et al. (2002, 2004a y 2009b), Cola et al. (2008), Haddad et al. (2010) o Sánchez et al. (2013), que consideraron más adecuado para la simulación de lahares, flujos de barro y de derrubios los modelos viscoplásticos.

Una vez calibrado el modelo para el entorno de la barranca de Montegrande, y verificada su adecuación con la realidad, SPH se considera una buena alternativa al empleo de modelos empíricos (ej. LaharZ), de elementos finitos (ej. Flo-2D) o puramente friccionales (Titan2D) en la reproducción de lahares. Pudiendo servir de base para posteriores análisis de riesgos o cartografía temática en zonas afectadas por este tipo de eventos.

En vista de los resultados obtenidos, se propone para estudios futuros la implementación del análisis con la función de SPH de cambio de reología, así como la utilización de una malla topográfica más precisa (ej. 5 m), de forma que se evite la suavización del relieve y puedan obtenerse resultados más realistas, donde no se produzcan derivaciones anómalas de material fuera de los límites de la barranca, y los valores de velocidad o duración total del evento sean similares a los observados en campo.

También se propone la delimitación simultánea de la extensión de los eventos en campo e imágenes de satélite, evitando lagunas de información o contradicciones, que permitan calcular mejor el volumen total del evento a partir de la identificación de su depósito.

CAPÍTULO 7.-
DISCUSIÓN Y PROPUESTAS DE LA INVESTIGACIÓN

La presente investigación ha permitido relacionar la dinámica natural del VdC que origina la formación de lahares y sus efectos sobre las vertientes del volcán, alcanzando una serie de conclusiones que se exponen a continuación.

Así mismo se han incluido en este capítulo las principales limitaciones encontradas durante la ejecución del estudio. También se dejan algunas vías abiertas a un futuro estudio que continúe la labor realizada en esta tesis.

7.1 –Conclusiones Generales

La dinámica tectónico estructural dominante del sector W del CVTM, especialmente la generada en el *Rift de Colima* por la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la TMA, así como el sistema de fallas normales N-S y de orientación NE-SW en la parte S (sistema regional de *Tamazula*) asociados, determinan la ligera inclinación hacia el SW del edificio volcánico, la elevada actividad tectónico-eruptiva del VdC, y por tanto su gran inestabilidad. La actividad eruptiva del VdC tiene carácter cíclico (construcción y colapso de domos) y se ha visto reactivada últimamente durante el periodo 1998, 2010, 2013 y 2015. Como resultado de esta actividad se produce la emisión de flujos piroclásticos, columnas de ceniza e incluso lavas, que modifican el trazado de la red de drenaje y rellenan los cursos por donde se canalizan los lahares, lo que supone un aumento del material disponible a ser arrastrado e incorporado a estos flujos laháricos

A la inestable situación anterior se le une un factor determinante para la formación de los lahares: la ubicación del VdC dentro de la Zona de Convergencia Intertropical. Como resultado de esta localización dentro de la dinámica atmosférica general, las precipitaciones (> 95%) se concentran en una única estación, que en el caso del VdC se extiende de junio a octubre, donde se alcanzan valores de 703-1.400 mm/año, y en la que se registran la mayor parte de los eventos laháricos. La elevada altitud del edificio volcánico (3.860 m s.n.m), su orientación y continentalidad influyen drásticamente en la distribución pluviométrica y térmica a lo largo del edificio, lo que genera cierta disimetría en las laderas del VdC.

El mosaico de vegetación que cubre las laderas del volcán varía según lo hacen los citados factores climáticos de temperatura y humedad. La presencia o ausencia de vegetación, o su grado de conservación, determina el efecto que tiene la precipitación en el suelo, especialmente en el lavado y arrastre del material suelto acumulado en las barrancas, y por tanto, también en la formación de los lahares. La vertiente S recibe las mayores precipitaciones, debido al choque de las masas cálidas y húmedas procedentes del Océano Pacífico contra el edificio del VdC, lo que produce abundantes lluvias orográficas y permite el desarrollo del cinturón de bosque mesófilo de niebla o pino/encino. Esta es la causa de que las barrancas con mayor número de lahares sean las ubicadas en la ladera S.

Especialmente sensibles son las cabeceras de las barrancas, donde la red se caracterizó por ser difusa y efímera, como consecuencia de la continua afección de la actividad volcánica y las condiciones meteorológicas extremas, lo que impide la colonización vegetal. De hecho, estas cabeceras suponen una importante fuente de material potencialmente arrastrable para los lahares. Conforme se desciende en altitud las condiciones climáticas y el alejamiento del cráter favorecen el desarrollo de comunidades vegetales más complejas (bosque de pino/encino), las

cuales poseen cierta capacidad reguladora en el proceso de infiltración del suelo, aunque no se conoce con exactitud la influencia de este hecho en el origen de los lahares. Esta posible influencia podría ser una vía abierta a la futura investigación, ya que no existen estudios cuantitativos concretos sobre el tema.

Pese a la limitación temporal, así como la escasez e irregularidad de los datos disponibles en nuestro estudio, se observa que la mayor influencia de la capacidad reguladora de la vegetación se produce al inicio de la estación lluviosa (junio), en zonas donde las resinas, hojas y restos vegetales cubren el suelo. Esto produce cierta impermeabilización del suelo y por tanto la mayor parte de la lluvia no percola, sino que se deriva hacia el cauce, generando con gran rapidez flujos laháricos de menor entidad y menor carga sedimentaria, ya que no erosiona tanto el suelo. La intensidad de la lluvia necesaria para la formación de lahares durante esta primera parte de la estación húmeda se estimó en torno a los 20 mm/h o 20 mm de precipitación acumulada, aunque se necesita un análisis más completo para poder establecer un umbral general. Conforme avanza la estación lluviosa, la precipitación lava los restos vegetales impermeables, aumentando la capacidad de absorción o percolación del suelo. Esto hace que sea necesaria mayor cantidad de lluvia para alcanzar la capacidad de campo o punto de saturación del suelo (en torno a 100 mm/h o 150 mm de precipitación). Una vez pasado ese umbral, estimado en torno a los 11-15 l/m^2 en los primeros 10 cm del suelo (valor no generalizable dada la escasa representatividad de los registros disponibles), se produce escorrentía, la cual viaja hacia cotas más bajas (cauces de las barrancas) donde se acumula, canaliza y forma flujos laháricos de mayor entidad y capacidad erosiva.

En la actualidad el volumen de los lahares varía en torno los 150.000 y los 300.000 m^3 aproximadamente, aunque el paso de algunos ciclones tropicales produce eventos de mayores proporciones tras picos de precipitación intensos y prolongados. En esta situación es común la formación y ruptura de represamientos naturales como consecuencia de las intensas lluvias, lo que favorece la concentración de los pulsos que forman parte de los lahares y por tanto de su capacidad erosiva.

La duración media de cada evento se estimó en torno a los 60 min, aunque este valor fue generalmente superior en la barranca de La Lumbre, fruto de su mayor área de captación. En aras de una posible evacuación de la población en caso de riesgo inminente, es destacable el intervalo de tiempo del que se dispone entre el pico de lluvia y el inicio del lahar, de 33 min de media, aunque atendiendo a la intensidad de los aguaceros este valor puede variar.

En función de la mayor o menor desestabilización de las laderas por parte de la precipitación y la descarga total de los flujos, en el VdC se produce un tipo u otro de lahar. Cuando la concentración de clastos y material suelto es grande se genera un flujo de derrubios, donde predomina el régimen turbulento, lo que produce una intensa erosión en el cauce y los márgenes de la barranca a lo largo de su recorrido. Si por el contrario la cantidad de material transportado por el flujo es pequeña, se forman flujos hiperconcentrados, donde la interacción entre las partículas sólidas es menor y por tanto el flujo es menos turbulento, lo que genera una menor erosión del cauce. También es común la transformación del lahar de un tipo de flujo a otro durante el movimiento, ya que existe multitud de obstáculos como saltos de terrazas de lava, obstrucciones naturales del cauce o incorporación de tributarios que favorecen la dilución o concentración del material en el flujo. Otro mecanismo importante en la transformación del flujo es la incorporación o sedimentación del material erosionado a lo largo de la barranca, lo

que produce a su vez la variación de los parámetros reológicos que los caracterizan. En el caso del VdC, el comportamiento de los eventos estudiados se asemeja al de los fluidos tipo Bingham, siendo el parámetro reológico más influyente la tensión de fluencia, aunque convendría ampliar los casos de análisis para llegar a conclusiones más definitivas.

La variación en la naturaleza de los eventos está relacionada con la capacidad de transporte del lahar en cada momento, que a su vez se ve influenciada por el tramo por el que discurre. De esta manera se pueden diferenciar zonas dentro de una misma barranca; donde predomina el proceso de erosión, generalmente en tramos con elevada pendiente donde el lahar alcanza elevada velocidad, zonas sedimentarias, donde parte del material es depositado como consecuencia de una reducción de la velocidad asociada a una disminución de pendiente, y zonas intermedias, donde existe un equilibrio entre la erosión y la sedimentación generada por el flujo.

Precisamente en las zonas donde predomina la sedimentación los lahares generan depósitos masivos en forma de terrazas, aunque su estudio es complejo debido a la elevada frecuencia de lahares posteriores que los erosionan durante la estación lluviosa. Algunos de estos depósitos han sido caracterizados, observándose cierta diferenciación de unidades fruto de los pulsos u oleadas que caracterizaron a los eventos. Según la naturaleza del lahar los depósitos poseen una matriz masiva de gravas y arenas, en la que se embeben clastos angulosos y subangulosos de diferentes tamaños (generalmente centimétricos) en diferente proporción, y gran cantidad de material orgánico. La composición no es igual en unos pulsos que en otros pero eso es cuestión de su naturaleza más diluida o concentrada. También es común observar en los márgenes del cauce otros depósitos asociados a los lahares, como bloques de tamaño >50 cm e incluso de >1 m coronando muchos de estos depósitos, alineados a favor de la dirección del flujo y formando levées laterales. También es frecuente encontrar depósitos de pómez.

La mayor extensión de sedimentos se produce tras la apertura del canal principal de la barranca en el contacto con el piedemonte. En este punto los lahares dejan de estar canalizados y dispersan su carga en forma de extensos abanicos, que según su magnitud y naturaleza alcanzan zonas más distales, afectado a las infraestructuras y explotaciones agrícolas situadas a 3 km de la localidad de Quesería, en el caso de Montegrande. A lo largo de los años los lahares de esta barranca han ido excavando un pequeño canal a través de los depósitos previos del piedemonte, el cual se ha desplazado hacia el E un total de 200 m desde 1992 a 2014. Este movimiento ha sido más acusado desde 2010, fruto de la mayor actividad volcánica, por lo que también se observa en el tramo más profundamente canalizado del cauce medio, aunque no es tan acusado y en este caso se desplaza hacia el W.

Precisamente la parte más canalizada de la barranca de Montegrande se ha visto profundamente influenciada por la ocurrencia de lahares, lo que ha dado lugar a grandes modificaciones del interior del canal y pérdida de vegetación. La pérdida de suelo anual derivada de la formación de flujos laháricos en Montegrande se estima en 45.416 t de media, 25.266,5 t/año más de las que se perderían si no se produjesen estos eventos y el edificio estuviese totalmente cubierto por la vegetación natural. La deposición media generada por los lahares en Montegrande es de 152.765,1 t, mientras que si no se produjesen estos eventos y el VdC mantuviese su cobertura vegetal intacta, solo se producirían 57.176,6 t/año. Estos valores son solo aproximaciones del efecto general que tienen los lahares en Montegrande, pero cada periodo y evento posee una capacidad erosiva y sedimentaria diferente. Por ejemplo en el

periodo 2011-2012 los eventos producidos produjeron una pérdida total de suelo de 749.586,2045 t en el interior del la barranca y 804.484,0045 t si se considera la pérdida de suelo producida en las laderas. La deposición de material generada en este periodo fue de 580.000 t, y abarcó un área total de 1.100.000 m^2. Sería aconsejable ampliar la zona de estudio a otras barrancas y ver cuál es el impacto que generan los lahares de todo el VdC en su edificio anualmente, así como la relación de estos con la actividad eruptiva y la precipitación.

Para ello habría que realizar una ampliación considerable de la infraestructura científica en las barrancas, así como del personal al cargo de su mantenimiento, de forma que se obtuviese una imagen global de la dinámica lahárica del VdC que sirviese de base para la gestión del problema por las autoridades.

Además del análisis de los datos de campo, se consideró una metodología preventiva muy útil la utilización de modelos numéricos que permitan prever el alcance y dimensión de los flujos generados a partir de ciertas condiciones iniciales como la lluvia, morfología del cauce, cubierta vegetal, etc. Con este objetivo se aplicó el modelo SPH, aunque previamente hubo que calibrarlo con los datos de campo, e incluso estudiar la sensibilidad de los parámetros que dirigen la dinámica del flujo en nuestro modelo.

Precisamente mediante el análisis de sensibilidad del modelo SPH se pudo estimar la influencia que tiene *la morfología de la masa inicial* que es liberada en la simulación y la *reología* que caracteriza al flujo, en la morfología final que adoptan los depósitos generados por el lahar, en la forma de dispersión de este material y en la velocidad alcanzada durante la misma (dinámica del flujo). Además se evaluó el efecto producido por la variación de la pendiente topográfica por la que discurre el lahar (plano horizontal, topografía simplificada con pendiente de 3º, 12º y 18º, así como la topografía real) y del volumen de material en los parámetros anteriores.

La morfología de la masa inicial (*a*) fue responsable de la forma del depósito generado por el flujo y de su velocidad de dispersión cuando el movimiento se producía sobre una topografía suave (< 12º). Cuando el flujo se producía sobre topografías acusadas (≥ 12º) el área de influencia de *a* se reducía considerablemente, siendo responsable de la potencia y extensión del flujo únicamente en el entorno de la fuente. Conforme aumentaba la distancia al origen del movimiento en esta situación, la dispersión paso a ser controlada por el volumen. Este resultado es coherente con lo descrito por Naef et al. (2008) y que Legros (2002) y Davies (1992) asociaron con la variación de altura producida tras la caída inicial del material.

El empleo de una reología u otra también produjo cambios en el patrón de dispersión y morfología final del depósito, aunque el principal interés de su análisis fue establecer las interrelaciones de los parámetros que controlaban la dinámica del flujo y determinar cuál de ellos era el más influyente.

La morfología final que adoptaron los depósitos generados por el lahar cuando la topografía era suave (θ = 0 o 3º) varió en torno a 3 formas finales, un cono, un cono truncado y un depósito radial, que en el caso de los fluidos Bingham y Friccionales de Voellmy se asemejó a un sombrero mexicano. Estas formas son similares a las alcanzadas por otros autores como Lajeunesse et al. (2004), Mangeney-Castelnau et al. (2005) o Lube et al. (2004) durante sus experimentos de laboratorio con fluidos friccionales, aunque el orden de aparición y los valores

de *a* con los que se producen fueron diferentes. La reología con mayores similitudes respecto a los resultados alcanzados por estos autores fue la Friccional tipo Voellmy.

Cuando la pendiente empleada en el análisis fue más acusada, $\theta \geq 12º$, el patrón de propagación de los lahares generó depósitos alargados al pie de la pendiente, aumentando la diferenciación de los depósitos entre las diversas reologías empleadas.

En el caso de los fluidos Bingham el parámetro con mayor influencia en la dinámica del flujo fue la tensión de fluencia, siendo su relación con la viscosidad de carácter inverso y directo con la densidad. La variación de pendiente en la topografía también afectó a la relación de unos parámetros con otros, pasando a ser el parámetro más influyente sobre una topografía simplificada la viscosidad, y de nuevo sobre la topografía real la tensión de fluencia, aunque en este último caso la relación entre ambos parámetros pasó a ser inversa. En los Fricionales tipo Voellmy el parámetro más influyente fue el ángulo de fricción, con el que el coeficiente de Voellmy mantuvo una relación directa, que se vio potenciada con la modificación de la pendiente.

En todas las reologías la intensidad de la relación de los parámetros reológicos estudiados varió en el escenario real, incrementándose el rango de sensibilidad de los mismos, aunque pudo deberse a otros factores no incluidos en este estudio, como la curbatura del trazado, la rugosidad del cauce, etc. El factor de escala tampoco afectó por igual a unas reologías que a otras, siendo los fluidos tipo Bingham los más influenciados, mientras los Friccionales mantuvieron su comportamiento general.

Una vez conocidos todos los factores y parámetros determinantes del proceso de formación de los lahares en Montegrande, se puede anticipar la ocurrencia de los mimos en función de ciertas condiciones iniciales, mediante simulaciones. De esta manera las autoridades mejicanas disponen de una metodología sencilla que les permite anticipar la respuesta ante la ocurrencia de lahares con un coste asumible, tanto temporal como económico.

Especialmente interesante es la utilización de esta metodología en las barrancas de la vertiente S-SW del VdC, de forma que se evite la afección y el aislamiento temporal de algunos de los municipios localizados en sus inmediaciones. Se estima que hay una población de 10.000 personas (radio de apenas 10-15 km) en riesgo directo por los lahares, y en torno a 500.000 en indirecto (recursos hídricos, cultivos, ganado…), por lo que es evidente la necesidad de utilizar una metodología integral como la propuesta para cuantificar o al menos conocer el riesgo al que se enfrentan estos asentamientos y establecer áreas de peligrosidad actualizadas.

La inclusión de las simulaciones en el diseño y organización de los efectivos dentro de un plan de actuación o de alerta lahárica no es la única utilidad que se pretende dar a esta tesis, si no también poner a disposición de las instituciones el registro histórico de los lahares acontecidos en el VdC y la metodología de análisis empleada, de manera que puedan incorporarse a las bases estatales existentes, o servir de inspiración para futuros trabajos.

7.2 – Discusión de la metodología empleada

A partir del objetivo fundamental de esta investigación, indagar en el comportamiento de los lahares en el VdC, así como de los objetivos parciales marcados en relación al mismo, se diseñó un conjunto de metodologías de seguimiento que incluyó un enfoque multidisciplinar del proceso de formación de lahares y cuya validez se analiza a continuación.

En rasgos generales la metodología propuesta se adecuó a la consecución de los objetivos planteados, aunque se vio condicionada por los datos y recursos disponibles. No obstante se consideran mejorables algunos de los análisis propuestos.

La caracterización geográfica del Volcán de Colima a diferentes escalas combinada con el análisis de los eventos laháricos pasados, fue el marco contextual donde se desarrollaron los diferentes análisis, orientados en todo caso a entender el comportamiento de los lahares. Se llevaron a cabo diferentes análisis parciales con el objetivo de cuantificar, o al menos estimar, la influencia de diversos factores en el proceso de formación de los lahares.

El primer método empleado, con el apoyo de un SIG, fue un ***análisis hidrometeorológico*** de los parámetros climáticos y la respuesta hidrológica del suelo, ante dichos parámetros.

El primer hito de este análisis fue *delinear las demarcaciones hídricas y la red de drenaje* en las barrancas del VdC, para lo que se emplearon tres técnicas y se compararon sus resultados entre sí. La primera de ellas fue la herramienta *whatershed* del módulo *Hydrology*, dentro de ArcGIS 10. Esta técnica aportó unos resultados acordes con la realidad gracias a la intervención del usuario a la hora de elegir los puntos de cierre de las cuencas de interés, no limitándose el estudio a una única cuenca o extendiéndose a todo el edificio, lo que supuso una mayor efectividad del tiempo invertido al no tener que hacer una criba posterior de los datos. Por el contrario, la herramienta *Basin*, también dentro del módulo *Hydrology* de ArcGIS 10, analizó toda la extensión del DEM considerado, aportando más información de la que nos interesaba para el análisis, lo que supuso realizar una criba manual posterior de los resultados. Además la interpretación realizada por esta herramienta de la red de drenaje fue diferente a la de *whatershed*, obteniéndose unos resultados más alejados de la realidad, pese a que ambas herramientas se basaron en los mismos ficheros de datos. La tercera técnica empleada fue el modelo de simulación de erosión *GeoWEPP*, en su versión para ArcGIS 10.1. La principal ventaja de esta técnica fue la mayor adecuación de los resultados con la realidad. También fue destacable la utilización de la delineación alcanzada en el análisis de la dinámica erosiva de cada cuenca. *GeoWEPP* resultó realmente útil para el análisis individualizado de las demarcaciones, ya que trabajó con un único punto de cierre cada vez. Sin embargo resultó repetitivo y tedioso cuando el modelo se aplicaba al estudio conjunto de varias cuencas, consumiendo un prolongado tiempo en el análisis. Otro inconveniente fue que *GeoWEPP* necesita la inclusión del DEM en formato ascii, por lo que fue necesario acceder previamente a un SIG o conversor que permitiese transformar el DEM a este formato, ya que si no TOPAZ (TOpographic PArameteriZation en DOS) no es capaz de incorporar la información para la delineación de la red y las subcuencas. Además, únicamente emplea como plataforma de inicio para el modelo versiones específicas de ArcGIS 9.x, 10.1, 10.2 o ArcView 3.x, mientras que ArcGIS solo necesita tener activada la extensión del modelo hidrológico para su aplicación, lo que resulta mucho más sencillo y cómodo para el usuario. El último inconveniente de

GeoWEPP en relación a la delineación de las cuencas hidrográficas resultó ser el sistema decimal en el que está programado, ya que al ser un modelo desarrollado por instituciones norteamericanas emplea "comas" para denotar los miles y "puntos" para los decimales, al contrario que en España y por tanto hay que adecuar la configuración de los ordenadores a este sistema.

Una posible solución para mejorar la adecuación de los resultados de las diversas técnicas con la realidad podría estar en un aumento de la resolución empleada, lo que a su vez produciría un aumento del tiempo total de cómputo. También sería interesante la implementación de ArcGIS con un módulo integrado sobre erosión, de forma que no se necesitase el acoplamiento de GeoWEPP y se evitasen los problemas derivados de la versión utilizada.

A partir de la delineación realizada en el análisis anterior, se intentó *cuantificar las condiciones hidrometeorológicas que dan lugar a la formación de los lahares* en el VdC. Para ello se utilizó el *método de Fries et al. (2012)*. Este método permitió obtener de forma sencilla la distribución espacial y altitudinal de la temperatura, precipitación y evaporación en una topografía compleja como la del VdC. Esta técnica se basó en la extrapolación geoestadística de los datos aproximados en una altitud de referencia, al resto del edifico mediante la reconstrucción altitudinal de la topografía en un DEM. Se utilizaron y compararon los resultados de dos métodos de extrapolación presentes en ArcGIS 10. El primero de ellos, *Kriging*, produjo unos valores más acordes con la realidad, aunque la representación espacial de los mismos fue demasiado geométrica. Por su parte el interpolador *IDW* generó una distribución espacial más adecuada, a excepción de los denominados "ojos de buey", y sobreestimó el valor de los parámetros.

Pese a que ambos interpoladores alcanzaron una misma tendencia general de los parámetros, temperaturas más elevadas en la vertiente S y SW del volcán y precipitaciones más frecuentes en la S y SE, lo que favoreció una mayor tasa de evaporación en esas vertientes, ninguno de ellos se considera apropiado para su aplicación en el VdC. Convendría investigar sobre otras técnicas en las que la magnitud y representación de los parámetros climáticos en topografías complejas y con datos irregulares sea coherente con la realidad. También sería conveniente ampliar los puntos de muestreo y el equipamiento, especialmente en relación a los datos de temperatura ya que en la actualidad resultan insuficientes e incluso inexistentes en las estaciones del volcán.

Una vez conocidas las condiciones hidrometoerológicas generales del VdC y particulares de la barranca de Montegrande, se relacionaron estas condiciones con la *ocurrencia de eventos lahári*cos *concretos*. Para ello se incluyó en un mismo *gráfico* los valores de *intensidad de precipitación*, *lluvia acumulada* y los *registros temporales sobre lahares disponibles*. También se cotejó la ocurrencia de eventos simultáneos en diferentes barrancas como consecuencia de un mismo aguacero. Esto permitió relacionar visualmente la formación de los lahares con ciertos niveles de precipitación y humedad del suelo, así como estimar el posible desfase de tiempo entre el pico de lluvia y la formación de los flujos laháricos, dato realmente útil para la población en el caso de necesitar ser evacuada. También se obtuvieron estimaciones de en qué barrancas se produjo una mayor frecuencia de lahares (distribución espacial), estacionalidad y duración de los mismos, etc. El principal problema de este análisis fue la escasez temporal de los datos, especialmente de humedad del suelo, así como las lagunas de información

encontradas en las series plubiométricas, lo que limitó enormemente los resultados derivados del método e impidió que éstos fueran extrapolables.

Dada la importancia de la precipitación en la formación de los lahares y a la vista de la gran limitación que supone la escasez de datos en el análisis, resulta esencial ampliar la red de monitorización pluvial, sobre todo en las barrancas donde la frecuencia de lahares es alta. También sería aconsejable invertir en nuevos métodos de obtención y emisión de datos, puesto que la recogida y cambio de baterías de forma manual no resulta muy eficiente y produce pérdidas de información. Una posible alternativa son las estaciones de medición remota, cuyo mantenimiento es más sencillo y permiten detectar fallos de medición en tiempo real, ya que la central recibe la información sin necesidad de tener que desplazar un equipo al campo.

La caracterización hidrometeorológica anterior fue de vital importancia para el ***análisis de la dinámica erosiva*** realizado con *GeoWEPP*, ya que éste se basó en los ficheros de clima, vegetación, suelos y canales, así como en la red de drenaje y la cuenca hidrográfica delimitadas con anterioridad. *GeoWEPP* resultó ser un modelo completo y muy intuitivo para el usuario. Los resultados aportados incluyen información sobre el volumen de descarga total y por evento durante el periodo de análisis, pico de descarga, precipitación que origina cada evento, fecha aproximada y cantidad de material erosionado, diferenciando el tamaño y composición del mismo, así como los efectos específicos producidos en las laderas y el canal de la barranca. Este abanico de resultados permite complementar el análisis erosivo con otro tipo de estudios más amplios y establecer interrelaciones entre ellos, como en nuestro caso se hizo con lo lahares, de forma que se verifiquen la simulaciones obtenidas con la realidad.

A parte las restricciones encontradas durante la delimitación de la cuenca hidrográfica con *GeoWEPP*, este modelo se ve muy limitado por su concepción para uso única y exclusivamente en territorio de los EE.UU., por lo que hubo que adaptar los ficheros de entrada de nuestra área de interés a este requerimiento. Para ello se buscaron localizaciones dentro de los EE.UU. con características similares a las del VdC, cuyos datos se sustituyeron por los valores reales de los parámetros en la barranca de Montegrande. En el caso del fichero de clima su "adaptación" consistió en sustituir los valores de precipitación, temperatura y días nublados de un área cálida y montañosa, con una insolación y gradiente altitudinal similar al del VdC, por los valores reales de la barranca de Montegrande obtenidos en el análisis hidrometeorológico. Para el fichero de suelos también se repitió el proceso anterior, se buscó una geología andesítica dentro de EE.UU. y se modificó con la granulometría del VdC estudiada por Capra et al., 2010 en la barranca de Montegrande. En el caso del fichero de canales se utilizaron las observaciones realizadas en campo durante la campaña llevada a cabo en 2012, mientras que para la vegetación se utilizaron ficheros propios, fruto de la cartografía realizada de la vegetación real sobre imágenes de satélite actuales, así como estimaciones de la vegetación potencial que cubriría el edificio en caso de no producirse lahares. Como "adaptación" a la restricción territorial del modelo las unidades vegetales encontradas se aproximaron a las que proporciona por defecto *GeoWEPP*. También se aplicaron algunas de las coberturas específicas existentes en el modelo, como las de recurrencia de fuego para simular los frecuentes incendios naturales e intencionados que se producen en el VdC, las de bosque perennifolio para simular el efecto del bosque de pino-encino, etc, de manera que se pudiese observar y cuantificar la influencia de las diferentes comunidades en el proceso de erosión del suelo. No fue necesaria ninguna adaptación al territorio estadounidense en el caso de la topografía, aunque como consecuencia de los diferentes formatos y resoluciones de los DEMs empleados, hubo que realizar un tratamiento

previo de los mismos. Este tratamiento previo consistió en el empleo de software especializado como ENVI, ArcGIS o Workstation, para la georreferenciación y homogeneización de los formatos y resolución de las imágenes de diferentes fechas (90 m), así como la aplicación la *rotación topográfica sistemática*, en favor de la obtención de unos resultados comparables. Independientemente del análisis posterior de la topografía, este tratamiento previo habría sido necesario para poder comparar los DEMs en cualquier SIG, por lo que la cantidad de tiempo invertido en él se considera ineludible. Gracias a las "adaptaciones" realizadas se solucionó el problema territorial de *GeoWEPP* y se pudo aplicar este modelo en nuestro estudio, aunque el tiempo dedicado a la preparación de los ficheros de entrada y su adecuación a los formatos requeridos fue considerable. Puesto que *GeoWEPP* es un software gratuito y bastante completo sería muy interesante que se eliminase la restricción territorial para extender su uso a diversas partes del mundo.

Otro inconveniente encontrado del modelo GeoWEPP se relaciona con los dos métodos de cálculo que incluye, *Watershed* y *Flowpath*. La aplicación de ambos está muy limitada al área de interés y la memoria RAM disponible. En nuestro estudio se utilizó únicamente el método más ágil, *Watershed*, ya que el área de estudio era demasiado extensa como para poder emplear *Flowpath*. El método *Watershed* configura un único perfil de ladera representativo para cada subcuenca, mientras que *Flowpath* calcula la ruta que sigue el agua de una celda a otra hasta llegar al cauce, deduciendo la escorrentía y sedimentos liberados en ese punto. El mayor grado de análisis del método *Flowpath* consume una enorme cantidad de recursos y tiempo de computación. El umbral de aplicación de cada método varía en función de la resolución del DEM empleado, en nuestro caso de 5x5 m de resolución de pixel, lo que supuso un área máxima de 7 km^2 con el método *Watershed* y en torno a 0,5 km^2 con *Flowpath*. El tiempo de cómputo utilizado por GeoWEPP depende en gran medida de la versión de ArcGIS o ArcView utilizada, del método de cálculo empleado y su umbral de análisis. Cuanto más actualizada sea la versión de la plataforma GIS empleada para su lanzamiento, menor tiempo de computación es necesario para la simulación, pudiendo establecer éste en torno a las 2,5-3 horas en el caso de emplear el método *Watershed* en ArcGIS 10.1.

Además de las restricciones propias del modelo GeoWEPP o de los datos de los ficheros de entrada, se detectó otra limitación del método durante la aplicación del mismo en nuestro estudio, el desconocimiento del punto a partir del cual dejaba de producirse una erosión intensa, es decir el punto de cierre del análisis. Para solventar este inconveniente hubo que apoyarse en el estudio de la capacidad erosiva realizado durante el periodo 2011-2012, ya que no quedaba muy clara su ubicación en las simulaciones realizadas con GeoWEPP.

Precisamente los resultados obtenidos con GeoWEPP se verificaron con la *información obtenida de eventos pasados* incluida en los Anexos de esta tesis, y en especial con el ***análisis de la capacidad erosiva de los lahares*** en el periodo 2011-2012 en Montegrande. Este análisis *cuantificó las variaciones geomorfológicas producidas en el interior de esta barranca por los lahares* durante el periodo indicado. La metodología utilizada durante este análisis integró diversas técnicas. La primera de ellas fue el *trazado de perfiles transversales* del interior de la barranca con un distanciómetro laser, que se completó con el reconocimiento y registro visual de la situación *in situ*. La toma de datos *in situ* permitió la obtención de información de manera rápida y precisa, que posteriormente se trató en trabajo de gabinete. Otra de las ventajas de esta técnica es que el material necesario apenas supone peso extra durante la ejecución del trabajo de campo, lo que facilita el ascenso por la barranca. El trazado de los perfiles del interior de

Montegrande estuvo limitado temporal y técnicamente por las campañas de campo realizadas durante el periodo de estudio. En el caso de los perfiles de 2011 solo se contó con registros fotográficos, aunque gracias a su escalado y georreferenciación, se pudo reconstruir su topografía y compararla con la de 2012, e incluso con la encontrada de 2009 en algunos puntos del trazado.

El tratamiento posterior de los datos de campo y los cálculos necesarios se hicieron con *Matlab*. Esta herramienta posee un amplio soporte matemático que genera resultados con un alto grado de precisión, y su uso está comúnmente extendido en las ingenierías o ciencias de gran cantidad de universidades. Pese a ello es necesario tener ciertos conocimientos previos del leguaje y funciones necesarias para su uso. De hecho, con un mayor nivel de conocimientos podría establecerse un script que permitiese automatizar este proceso y ahorrar tiempo al usuario, no solo en los cálculos, sino también en la representación de los resultados. Una de las limitaciones de *Matlab* es precisamente la simplicidad de la representación de los resultados, lo que se corrigió con el empleo de *CorelDraw12*, donde se terminaron de elaborar los gráficos. Esta herramienta resultó de gran utilidad a la hora de realizar mosaicos de imágenes, o en la comparación de las modificaciones entre ellas, aunque todo el proceso se realizó de manera manual. En la actualidad hay disponible software especializado en este tipo de tareas, lo que agilizaría en gran medida el proceso, aunque no se pudo contar con él durante la investigación.

Una vez se comparó en *Matlab* los perfiles de un mismo punto de la barranca tomados en 2011 y 2012, se calculó la superficie erosionada o sedimentada en cada uno de ellos. Los valores de superficie obtenidos se utilizaron para calcular el volumen erosionado o sedimentado entre cada par de perfiles consecutivos del interior de Montegrande. La expresión matemática utilizada en el *cálculo del volumen de cuerpos irregulares* fue muy simple, por lo que sería recomendable profundizar en la aplicación de expresiones más precisas y completas. Pese a que el número de perfiles trazados se consideró adecuado para el objetivo de nuestra investigación, sería aconsejable aumentar el número de ellos en el caso de un análisis a largo plazo, ya que la variabilidad de la barranca en apenas 5 m es muy significativa, y por lo tanto solo se pudo aproximar una cifra general de los volúmenes de material movilizados por los lahares en el periodo 2011-2012. Una mayor frecuencia de las campañas de campo permitiría estudiar la dinámica de la barranca de forma más rigurosa y establecer ciertas pautas o tendencias, pero el coste económico del desplazamiento de un equipo completo desde España sería desproporcionado. Una posible solución sería establecer un convenio de colaboración a largo plazo con grupos de investigación interdisciplinares de ámbito local. Además, la ubicación de los perfiles en nuestro estudio no se extendió a todo el recorrido de la barranca, si no al tramo accesible durante los trabajos de campo, por lo que convendría ampliar el rango de estudio a otras zonas como la cabecera o la parte final de los lahares en el piedemonte. En la tesis esta limitación se intentó paliar con la combinación de los resultados del periodo 2011-2012 con la estimación obtenida por *GeoWEPP* del valor de erosión y sedimentación registradas a lo largo de 1 año en la barranca de Montegrande en las zonas donde no había información. Esto se debió a que los resultados obtenidos con el modelo y el análisis de campo del periodo 2011-2012 en el tramo en el que se solaparon fueron muy similares. Sin embargo sería interesante la incorporación de nuevos dispositivos tecnológicos, como los drones, en la adquisición de datos. Esto permitiría una mayor frecuencia de información del interior de la barranca y el acceso a zonas accidentadas o de difícil entrada, como la cabecera de la barranca, sin necesidad de exponer la integridad de los investigadores. Además esta técnica aunque costosa, permitiría la obtención de datos inmediatamente después de la ocurrencia de los lahares, hecho que

actualmente es muy difícil de conseguir dada la inestabilidad del terreno y el riesgo implícito que acarrea.

Otra técnica con la que se completó este análisis fue la ***caracterización de los depósitos*** realizada durante el trabajo de campo de 2012, la cual se apoyó a su vez en las imágenes de la cámara de monitorización visual del lahar que tuvo lugar 15 de septiembre de 2012**.** Estas técnicas permitieron *diferenciar* qué *depósitos* fueron generados por el evento y las *unidades* asociadas, así como el número de pulsos que formó el lahar o la obtención de imágenes del frente del movimiento. Pese a que el reconocimiento de unidades se realizó en el campo, la Dra. Capra y su equipo analizó posteriormente las muestras tomadas y verificó la información. El registro de este tipo de depósitos resulta infrecuente, ya que no suele coincidir temporalmente la ocurrencia de los lahares con los trabajos de campo, por lo que se pierde al no poder diferenciar el material fresco dejado por un lahar respecto del resto de depósitos previos, o por la constante erosión de los mismos por parte de eventos posteriores. En cuanto a la adquisición de *datos visuales***,** la barranca de Montegrande solo cuenta con una cámara de vigilancia, por lo que la información obtenida se encuentra limitada a la situación en el punto de la barranca donde se ubica. No cuenta con visión nocturna, por lo que no se dispone de información acerca de los lahares producidos durante la noche, y está limitada por las condiciones atmosféricas, aunque se amplió su estructura durante la campaña de campo de 2012 con un pequeño tejado metálico para evitar la distorsión de la imagen durante los aguaceros.

Como ya se ha comentado con anterioridad resultaría muy útil la inversión en una ampliación del material científico en esta barranca, aunque fuese únicamente un único punto, situado aguas debajo del actual, al final del tramo canalizado o al inicio del piedemonte, para poder contrastar la información obtenida en la estación de monitorización de lahares actual.

Otra técnica complementaria e indispensable en el análisis realizado fue el estudio y comparación de las ***imágenes de satélite*** proporcionadas por Google Earth de la barranca en diferentes fechas. La perspectiva general de la barranca que ofrecen estas imágenes permitió establecer visualmente las modificaciones sufridas como consecuencia de los lahares, así como estimar la superficie total afectada por los mismos, ya que durante las campañas de campo no fue posible abarcar todo el trazado recorrido por los lahares. En este sentido los cambios de coloración del terreno, así como el mayor o menor desarrollo de las especies vegetales resultó esencial en la delimitación y aproximación de los lahares. Una de las ventajas de este tipo de imágenes es que no tienen coste y suelen tener buena resolución (hasta 0,5m), lo que nos permite verificar las observaciones de otros autores o las nuestras propias en relación a la extensión o afección de los lahares. La frecuencia de adquisición de estas imágenes estuvo muy limitada, no solo temporalmente, sino también por las condiciones atmosféricas, por lo que fue difícil asociar la imagen con un lahar concreto. Para evitar estas pérdidas de información sería aconsejable adquirir imágenes de satélite al menos anualmente, y combinarlas o precisar su información con la obtenida durante las campañas de campo de otros sensores, como geófonos, pluviómetros, cámaras de vigilancia visual, etc., especialmente tras la ocurrencia de eventos de cierta magnitud. De esta forma se podría establecer un registro suficientemente amplio de lahares como para calcular tendencias y comportamientos generales, pudiendo incluso ampliarse el estudio a otras barrancas del VdC.

A partir de la información obtenida de los análisis anteriores, se utilizó un modelo de simulación numérica para intentar *reproducir el comportamiento de tres eventos laháricos* que

tuvieron lugar en el *pasado*. El modelo elegido fue ***SPH***, aunque previamente a su aplicación a la realidad hubo que realizar un análisis de sensibilidad de los principales parámetros reológicos que dirigen el comportamiento de los diferentes tipos de fluidos. Esto permitió ahorrar mucho tiempo en la posterior calibración del modelo durante la reproducción de algunos de los lahares reales en el VdC.

Las experiencias realizadas por *Lajeunesse et al. (2004)* sirvieron de metodología para el *análisis de sensibilidad de SPH*, aunque se ampliaron conforme a las necesidades de la investigación. Esta ampliación resultó en tres escenarios bien definidos, representativos de las posibles situaciones por las que discurren los flujos laharicos; de la más simple (plano horizontal) a las más complejas (topografía inclinada y real), aunque a caballo entre unas y otras existen multitud de posibilidades que podrían ser objeto de estudio. De esta forma se pudo observar la influencia de diferentes factores como la morfología de la condición inicial, la topografía, o el volumen, en la dinámica del movimiento, su evolución y los diferentes depósitos finales generados por tres tipos de reologías, de una manera clara y fácil de reproducir, lo que facilita la comparación con los resultados de otros autores.

Los resultados obtenidos se analizaron en *Statgraphics*, otro programa estadístico más limitado que Matlab, pero que sirvió a nuestro fin. Algunos de los resultados estadísticos obtenidos con *Statgraphics* no fueron concluyentes, por lo que convendría realizar un estudio más detallado de los mismos e indagar sobre otros métodos de análisis más adecuados.

Otra de las limitaciones del método fue la concepción de los casos de estudio como una reología invariable a lo largo del movimiento, por lo que se podría ampliar la investigación a casos donde se produce una evolución de la misma. La escala de trabajo también fue un limitante a la hora de establecer el rango de cada parámetro con el que se trabajó, puesto que con ciertas reologías y pequeños volúmenes de material no se producía movimiento de la masa. Para evitar estas lagunas de información y favorecer que los resultados fuesen comparables se acotó el rango de los parámetros reológicos a los aplicados por diversos investigadores en la literatura especializada.

Todos los resultados de los análisis comentados hasta el momento (hidrometorológicos, de erosión, sensibilidad,…) permitieron calibrar y verificar la aptitud de ***SPH*** *en la reproducción de lahares reales en el VdC*. Algunas de las ventajas de cómputo que presenta SPH respecto a otros métodos es la rapidez de cálculo, en torno a 20 min de media cada simulación con 20 m de resolución topográfica, o la aplicabilidad a grandes superficies complejas en las que además se producen eventos de doble fase como es el caso de los lahares. También es destacable la generación de resultados de altura, velocidad o recorrido de los eventos, y la posibilidad de escritura de estos resultados en puntos específicos de interés simultáneamente a la ejecución de la simulación general del evento. Otra ventaja del modelo SPH es la posibilidad de elegir entre diferentes reologías de análisis, e incluso simular la evolución de unas a otras durante el movimiento, aunque esta última opción no se ha empleado durante el estudio. Su soporte en forma de ejecutable también resulta ventajoso, ya que permite utilizarlo en diferentes equipos sin necesidad de una plataforma SIG asociada. Sin embargo SPH, al igual que cualquier otro modelo numérico de simulación, posee ciertas limitaciones ligadas a la simplificación de la realidad, como pueden ser la variabilidad de los resultados según la resolución del DEM sobre el que se realizan las simulaciones, la elección del punto de origen de los eventos, especialmente en el caso de flujos difusos como los lahares, la geometría de partida del material, etc., así como

otras propias del modelo. Entre estas últimas destaca la necesidad de transformación de los ficheros de entrada a los formatos previstos .top, .dat y .pts, o la imposibilidad de visualizar directamente en un SIG los resultados de las simulaciones, por lo que se ha de incorporar esta información manualmente. Pese a la disponibilidad de un DEM de 5 m de resolución, se tuvo que reducir la misma a 20 m, dado el excesivo esfuerzo computacional requerido por SPH para la simulación. Esto produjo una suavización del terreno que repercutió en los valores de velocidad, duración y trazado de los eventos, así como en la generación de desbordamientos fuera de los límites del cauce de la barranca. Para evitar esta reducción de la resolución y sus efectos en los resultados convendría adquirir un equipo con potencia suficiente para la correcta ejecución de las simulaciones, así como una topografía más actualizada que la de 2005, ya que el relieve en el Volcán de Colima sufre una constante e intensa modificación, fruto de la actividad volcánica y procesos secundarios como los lahares. De este modo se evitaría que los resultados queden subrogados a la precisión y características de la barranca de estudio en 2005. Este hecho sería extrapolable también a los resultados sobre la dinámica erosiva y delimitación de las cuencas hidrográficas comentados con anterioridad, cuyo análisis partió del DEM de 2005.

7.3 – Propuestas para una futura investigación

En este último apartado se recogen algunas de las vías abiertas a un futuro estudio que continúe la labor realizada en esta tesis, así como algunas actuaciones que se consideran esenciales para mejorar la calidad de los resultados.

A continuación se citan algunas vías de investigación que por falta de tiempo no se han podido abordar en esta tesis y que convendría estudiar.

La primera vía de investigación que podría abordarse, y con la que se superarían los límites del presente estudio, es la comparación de los resultados alcanzados con SPH con otros modelos de simulación similares, como Titan2D de doble fase, LaharZ (empírico), o Flo2D (elementos finitos). La elección de los modelos anteriores atiende a su amplia utilización por la comunidad científica en la reproducción de lahares. Con la comparación de estos modelos se pretendía evidenciar los pros y contras de cada uno de ellos, con el fin de elegir la herramienta más apta para su aplicación en el VdC. También habría sido interesante incorporar a las simulaciones realizadas la capacidad de evolución de su reología a lo largo del movimiento (proceso de bulking), aunque sería necesario un mayor conocimiento de la dinámica lahárica para ello. Otra vía de investigación podría ser la continuación de otra tesis, donde aprovechando los resultados de ésta, se delimitaran los riesgos y se señalase la vulnerabilidad de las poblaciones frente a ellos. Para ello sería necesario elaborar mapas de riesgo real de la población que vive en las inmediaciones del VdC. En ellos se interrelacionaría el efecto de los lahares con aspectos socioeconómicos de los municipios. El mapa de riesgo real se podría obtener de la fusión del mapa de amenaza, elaborado a partir de la simulación de los lahares y su cartografía en un SIG, y del mapa de vulnerabilidad general. La obtención del mapa de vulnerabilidad se podría basar en el cálculo de la resiliencia de las comunidades, es decir la capacidad de éstas de resistir o adaptarse a una situación adversa con el fin de mantener un nivel aceptable en su estructura y funcionalidad, entendiendo como niveles mínimos de cobertura los que satisfacen las necesidades de los colectivos. Para el cálculo de la resiliencia de las poblaciones afectadas sería útil aplicar la metodología PEOPLES, desarrollada por el grupo de investigación LESAM, ya

que proporciona un modelo de ponderación de datos cuantitativos y cualitativos, representativos de siete dimensiones socioeconómicas, que permite evaluar de manera continua la funcionabilidad y resiliencia de las comunidades, sirviendo de soporte para el desarrollo de herramientas de decisión en la planificación geoespacial y temporal de las comunidades. El enfoque social y la percepción del riesgo por las comunidades locales es un campo de estudio esencial para la gestión y diseño de un plan efectivo de prevención, evacuación y alerta, en el que se incluya formación práctica ante la ocurrencia de eventos catastróficos como los lahares y la elaboración de mapas actualizados acordes a la dinámica del VdC.

Por último destacar la adecuación de las propuestas presentadas a las limitaciones económicas y temporales que supone el estudio de los lahares en el VdC, así como el enfoque integral obtenido a través de una metodología sencilla y accesible para los investigadores y autoridades encargados de los programas de prevención.

En cuanto a las mejoras en la toma de datos, sería aconsejable la ampliación y modernización de la red de monitorización de lahares, de forma que se adquieran datos de campo fiables en los que poder basar los análisis. Durante este trabajo la principal limitación encontrada fue la escasez de datos útiles, así como las grandes lagunas de información encontradas en las series, o el escaso periodo temporal que abarcaban. En la mayoría de los casos, especialmente en los más lejanos temporalmente, la información proporcionada por los autores fue bastante escasa e imprecisa, basándose en estimaciones hechas a raíz de testimonios o extrapolación de datos puntuales. La búsqueda de informes o bibliografía precisos, donde se describen los métodos empleados para la toma de datos y el cálculo de parámetros, resultaron fundamentales, así como su implementación y cruce con la información recogida *in situ* por diferentes sensores. Esto permitió caracterizar desde diferentes perspectivas un mismo suceso, ayudando a mejorar la comprensión de la formación, dinámica y magnitud alcanzada por los lahares, pese a la complejidad que caracteriza a estos eventos. En la actualidad este cruce de información es muy limitado, por lo que sería conveniente implementar la colaboración entre los grupos de investigación de diferentes disciplinas que trabajan en el área del VdC. De esta forma la ampliación de la red no se centraría únicamente en la instalación de pluviómetros, termómetros o cámaras de vigilancia visual, sino también en otro tipo de equipamiento como geófonos, detectores de presión, etc., que perfeccionen desde otra perspectiva la detección de los lahares. Especialmente interesante sería el cruce de información de los trabajos de grupos cuyo objeto de estudio sea alguno de los principales factores que intervienen en la formación de los lahares en el VdC, como la precipitación, el estado del suelo, la disponibilidad de material volcánico fresco y el terreno por el que discurren. Algunas de estas metodologías podrían ser la dendrogeomorfología y dendrocronología, la estratigrafía de los depósitos laháricos y estudios geomorfológicos detallados del interior de la barranca, análisis hidrotécnicos de la capacidad de absorción del suelo, o modelos hidrometeorológicos que permitan predecir con suficiente antelación la formación de chubascos que puedan dar lugar a la formación de lahares.

En vista de la situación del VdC que describe esta tesis, la ampliación de la red de monitorización podría llevarse a cabo en diferentes fases. La primera de ellas podría abarcar la instalación de al menos 2 estaciones integrales en las barrancas más activas de la vertiente S-SW y La Lumbre. En concreto en Montegrande, La Arena y El Cordobán. Dependiendo de los recursos disponibles, durante esta misma fase o la siguiente, se podría actualizar la infraestructura con sistemas de comunicación remota, especialmente en las estaciones situadas en cotas más altas de difícil acceso. Una vez evaluado el rendimiento del sistema se podría

plantear una ampliación del mismo a otras barrancas de interés (Atenquique, El Muerto, San Antonio,..) y en el caso de ser insuficiente, se podría incrementar los puntos de estudio dentro de las ya monitorizadas. En cualquier caso estas actuaciones necesitan de una inversión importante, por lo que sería necesaria la colaboración del Gobierno Federal para llevarla a cabo.

En relación con la propuesta anterior, complementariamente convendría invertir en un sistema de alerta volcánica adecuado para la población, en especial en el Estado de Colima, así como en la mejora de las rutas de evacuación de los municipios, o la protección de éstas frente a los lahares, de forma que se eviten cuantiosas pérdidas humanas y materiales.

Una vez puesta en evidencia la importancia de la obtención de unos datos *in situ* adecuados, y siendo conscientes de la situación actual de los equipos científicos, la siguiente propuesta versa sobre la planificación coordinada de los trabajos de campo. Como se ha comentado con anterioridad, el desplazamiento anual de un equipo completo al VdC sería muy cotoso económicamente, por lo que se propone la firma de un convenio a largo plazo con los investigadores locales, tanto de la Universidad de Colima, como con los grupos de la Universidad Nacional Autónoma de México, y otras instituciones que trabajen en el VdC. De esta manera podría crearse una plataforma de intercambio de datos on-line en la que se comparta la información y resultados de los diferentes análisis de una forma coordinada, e incluso planificar las actuaciones específicas a realizar y los miembros clave, evitando trabajos de campo duplicados o lagunas de análisis. Así no sería necesaria la presencia constante de todos los investigadores, si no que se repartiría el trabajo y podrían determinarse estancias concretas para los miembros de cada grupo.

CAPÍTULO 8.-
ANEXOS

8.1 Anexo I

Tabla.1. Actividad histórica del Volcán de Colima

Año	Tipo de erupción	Productos			Observaciones	Referencias
		Lava	Ceniza	Flujos		
1519-1523	Explosiva			Nubes ardientes	Registro del conquistador Gonzalo de Umbria. VEI estimado de 2.	Clavijero, 1780
1576	Vulcaniana o pliniana		✓	Bloques	Fuerte actividad sísmica. VEI estimado de 3.	Tello, 1651; Barcena, 1887; Arreola, 1915
1585	Explosiva		✓	Nube ardiente	Fuerte actividad sísmica. Ceniza llega a 220 km, la nube ardiente se concentró en el SW. Muerte de cabezas de ganado. VEI estimado de 4.	Tello, 1651; Arreola, 1915; Ortiz, 1944
1590	Explosiva		✓	Bloques	Espesor considerable de Ceniza. Posterior plaga mata a varias personas. Flujo tipo Soufriere. VEI estimado de 3.	Mota-Padilla, 1742 en Bretón-González et al., 2002; Orozco, 1888; Waitz, 1932
1606	Pliniana o Peleana		✓	Piroclastos	Caída de ceniza en Michoacán (200 km) y flujos piroclásticos al WSW. Flujo tipo Soufriere. VEI estimado de 4.	Tello, 1651; Arreola, 1915; Medina-Martínez, 1983
1611	Vulcaniana		✓	Bloques	Gran cantidad de Ceniza, arena y escoria. Flujo tipo Soufriere. VEI estimado de 3.	Tello, 1651; Barcena, 1887; Medina-Martínez, 1983
1612-1613	Peleana		✓	Piroclastos y posible generación de lahares secundarios.	Frecuentes explosiones y constante actividad sísmica, sentida en Zapotlan y Guadalajara. VEI estimado de 2.	Puga, 1890; Arreola, 1915; Waitz, 1932
1622	Explosiva		✓		La ceniza llega a 400 km al NNE. VEI estimado de 4.	Tello, 1651; Orozco, 1888
1690	Peleana o Pliniana		✓	Piroclastos y posible generación de lahares secundarios	Fuerte actividad sísmica. VEI estimado de 3.	Medina-Martínez, 1983; Luhr and Carmichael, 1990; De la Cruz-Reyna, 1993; Macías et al., 2006
1711	Explosiva		✓		Caída de ceniza en Guadalajara (130km)	Puga, 1890
1744	Explosiva		✓	Formación de lahares.	Caída de Ceniza en la ciudad de Colima.	AGI 1744 en Bretón-González et al., 2002
1749-1750	Efusiva	✓			Derrames de lava. VEI estimado de 2.	Waitz, 1932; Martin-Del Pozzo, 1987
1770	Explosiva		✓	Piroclastos	La ceniza llegó a 550 km N. Muerte de ganado en La Joya por los flujos piroclásticos. VEI estimado de 3.	Pérez de León, 1789; Barcena, 1887

1771	Explosiva		✓	Bloques	Caída de ceniza en Guadalajara. Posible flujo de bloques tipo Soufriere.	Barcena, 1887; Puga, 1890; Arreola, 1915
1780	Explosiva	✓			Material incandescente por la ladera S, lo que provocó incendios.	Pérez de León, 1789
1794	Explosiva	✓			VEI estimado de 2.	Arreola, 1915
1795	Efusiva	✓	✓		Escorias.	Waitz, 1932
1806	Explosiva		✓		Nube de ceniza densa y oscura que permanece durante varios días. VEI estimado de 2.	Barcena, 1887; Arreola, 1915
1807-1809	Explosiva	✓	✓	Bloques y cenizas	El material incandescente ilumina la noche de la ciudad de Colima. Flujos tipo Merapi.	Barcena, 1887; Arreola, 1915
1818	Pliniana		✓	Piroclastos y posible formación de lahares secundarios	Destrucción del domo y formación de un cráter de 500 m de diámetro. Las escorias y cenizas llegaron a Ciudad de México. Flujos piroclásticos y lahares al SE (El Muerto). VEI estimado de 4.	Sartorius, 1869; Barcena, 1887; Luhr and Carmichael, 1990; Arreola, 1915
1866	Efusiva				Crecimiento de un nuevo domo.	Barcena, 1887
1869-1874	Creación del cono adventicio *Volcancito*	✓	✓	Piroclastos y de bloques	Columna de tefra de 8 km hacia el NE, incluida lluvia de arena en Zapotlan. La caída de ceniza llego a Oaxaca, Veracruz y Ciudad de México. Flujos de lava por la ladera NE con un volumen de 0,17 km^3, resultando en un cono de 300 m desde 3200 m s.n.m. Flujos tipo Merapi. VEI estimado de 3.	Orozco, 1869; Sartorius, 1869; Barcena, 1887; Luhr and Carmichael, 1990; Arreola, 1915; Ortoll, 1915; Waitz, 1932
1880-1881	Efusiva	✓	✓	Bloques	Incuantificables eventos, predominando el derrame de lavas por la ladera SW y el flujo de bloques y ceniza al SE. Tipo Merapi. VEI estimado de 2.	Kerber, 1882; Arreola, 1915; Waitz, 1932; Ortiz, 1944; Saucedo et al., 2002
1885-1886	Vulcaniana	✓	✓	Bloques y balísticos	Caída de ceniza en la ciudad de Colima, incendios de las laderas SW e inicio de crecimiento de un domo. Flujos tipo Merapi. VEI estimado de 3.	Barcena, 1887; Puga, 1890; Arreola, 1915
1889	Explosiva	✓	✓	Piroclastos	La caída alcanzó los 75 km al NW y los 110 NE. Actividad asociada a sismicidad. Flujos piroclásticos tipo Soufriere al SE y SW. VEI estimado de 3.	Arreola, 1915; Medina-Martínez, 1983; Ortoll, 1988

1890	Explosiva		✓	Bloques	Caída de ceniza con 100 km de radio, que alcanzó los 300 km al NE. VEI 4.	Arreola, 1915; Medina-Martínez, 1983; De la Cruz-Reyna, 1993
1891-1896	Explosiva	✓		Escorias	Caída de tefra en la ciudad de Colima. Flujos tipo Merapi. VEI estimado de 2.	Díaz, 1906; Arreola, 1915; Medina-Martínez, 1983; Martín-Del Pozzo et al., 1988
1897	Explosiva		✓		Caída de ceniza en Tonila	Martín-Del Pozzo et al., 1988 y 1995
1899-1902	Explosiva		✓		Más de 1000 erupciones registradas cada año. Caida de arena fina en Zapotlan.	Díaz, 1906; Starr, 1903; Arreola, 1915
1903	Explosiva	✓	✓	Balísticos y piroclastos.	Las nubes de ceniza y arena alcanzaron los 25,5 km al NW, 200 km al NE y 20 km al SE. Los balísticos se concentraron al W y SW. Flujos tipo Soufriere. VEI estimado de 3.	Ordoñez, 1903; Starr, 1903; Arreola, 1915; Waitz, 1932
1904-1906	Explosiva	✓	✓	Piroclastos	Crecimiento de domo y avalancha de bloques de lava. VEI estimado de 1.	Díaz, 1906; De la Cruz-Reyna, 1993
1908-1909	Explosiva	✓	✓	Piroclastos	La ceniza afectó a Armería. Flujos tipo Soufriere. VEI estimado de 3.	Arreola, 1915; Waitz, 1915 y 1932
1913	Pliniana		✓	Piroclastos y bloques. Generación de lahares secundarios.	Columna de ceniza de 21 km de altura y 0,9 km^3 que se extendió 725 km al NE. El edificio perdió 100m de altura y se formó un cráter de 400m de diámetro. Los flujos piroclásticos tipo Merapi y Soufriere alcanzaron los 15km al S del volcán, cubriéndolos con depósitos de 40cm de espesor. Multitud de lahares se produjeron durante los siguientes años, llegando a alcanzar distancias de 20km, hasta el río Tuxpan y el río Armería. VEI estimado en 4.	Arreola, 1915; Waitz, 1932; Saucedo, 1997; Gavilanes Ruiz, 2004; Saucedo et al., 2010

Tabla.2. Actividad reciente del Volcán de Colima.

Año	Tipo de erupción	Productos			Observaciones	Referencias
		Lava	Ceniza	Flujos		
1930	Efusiva	✓			El flujo avanzó 15 km al SE, afectando a la Hacienda La Esperanza de Tonila.	Zehle, 1932
1957	Efusiva	✓			Formación de un nuevo domo	Mooser, 1961
1961-1962	Efusiva	✓	✓	Bloques	Domo de lava activo, resultando en la generación de flujos de lava de 1km aproximadamente en las laderas N, NW y NE. Los flujos de bloques y cenizas tipo Merapi alcanzaron los 4,5 km en la ladera S- SE. VEI =1.	Mooser, 1961; Thorpe, 1977; Demant; 1978; Luhr and Carmichael, 1990
1970	Efusiva	✓	✓		Crecimiento del domo.	Thorpe, 1977
1975-1976	Efusiva Vulcaniana	✓	✓	Bloques y piroclastos.	Crecimiento del domo hasta 100 m de diámetro y 15m de altura. Los flujos de bloques de lava alcanzaron los 2,5 km en la ladera NE y SE, mientras las coladas llegaron a los 3,5 km en la SE, dividiéndose al llegar al Volcancito. Los flujos tipo Merapi de bloques y ceniza afectaron al flanco S (1km de longitud). VEI =1.	Thorpe, 1977; Gavilanes Ruiz, 2004
1981-1982	Explosiva Vulcaniana	✓	✓	Bloques	El flujo de lava recorrió 1 km por la ladera S, mientras que el de bloques y ceniza oscura (tipo Merapi) alcanzó los 2km en el flanco N. Se registro sismicidad en San Marcos.	Mastín-Del Pozzo et al., 1987; Luhr and Carmichael, 1990; De la Cruz-Reyna, 1993; Gavilanes Ruiz, 2004
1986	Efusiva		✓		Emisión de ceniza y fragmentos incandescentes	Vizcaino, 1993
1987	Vulcaniana freática		✓	Bloques y escorias	Una explosión en el cráter produjo un flujo de bloques y ceniza tipo Soufriere que afectó a la ladera SE, formándose un talud de arena y escoria en la SW. Además se produjo una avalancha tipo Merapi y una cicatriz en el cráter de 100-150m de diámetro. VEI =1.	Flores, 1987; Luhr and Carmichael, 1990; Gavilanes Ruiz, 2004
1988	Efusiva		✓		Alternancia de actividad fumarólica y caída de ceniza	Vizcaino, 1993

1989	Efusiva	✓		Piroclastos	Flujos interpretados como tipo Merapi.	Vizcaino, 1993
1991	Explosiva Vulcaniana	✓	✓	Piroclastos y formación de lahares	Crecimiento de un nuevo domo y colapso parcial del mismo hacia el SW, lo que provocó derrames de lava incandescente y flujos piroclásticos de 200 m, 300m y 2 km por la barranca El Cordobán, así como una avalancha tipo Merapi que alcanzó los 4 km de longitud. La nube de ceniza alcanzó 1,5 km de altura.Los lahares alcanzaron los 9,9 km y produjeron daños a los ranchos e infraestructuras. VEI =1.	Rodriguez-Elizarrás et al., 1991;González et al., 1997; Saucedo, 2001
1994	Vulcaniana freática	✓	✓	Balísticos y lahares secundarios	Destrucción del domo, lo que formó un cráter de 140m de diámetro y 50m de profundidad. Además generó una avalancha de rocas, una lluvia de ceniza que afectó a la ladera W y flujos incandescentes y balísticos en la vertiente SW. Los flujos tipo Merapi y Soufriere alcanzaron los 3,5 km. Los lahares produjeron daños a las propiedades. VEI =2.	Núñez, 1994; Komorowski et al., 1997; Saucedo et al., 1997, 2001 y 2005; Macías et al., 2006
1998-1999	Explosiva	✓	✓	Piroclastos y lahares	Formación de un nuevo domo y posterior destrucción parcial en 1999, lo que produjo derrames de lava (hasta 3 km), flujos Soufriere (3,3 km) y flujos Merapi (4,5 km) por diversos flancos. El rancho El Jabalí resultó dañado y las torres eléctricas situadas en Montegrande también. VEI =2.	Saucedo, 2001; Bretón-González et al., 2002; Macías et al., 2006; Dávila et al., 2007
2000	Efusiva	✓		Piroclastos y lahares	Formación de un nuevo domo, acompañado de derrames de lava y flujos tipo Merapi que alcanzaron 2-3 km al SW.	Macías et al., 2006
2001-2002	Efusiva	✓	✓	Bloques	Crecimiento del domo. Flujos de bloques y ceniza tipo Soufriere asociados a derrames de lava.	UCOL, 2001; GVN, 2001; Fonseca y Martin-Del Pozzo, 2009
2003	Explosiva	✓	✓	Piroclastos	Destrucción del domo y flujos tipo Soufriere (3km). VEI =2.	Macías et al., 2006

2004	Explosiva	✓	✓	Bloques y lahares	Formación de un nuevo domo y derrame de lava (1,8 km). Flujo de bloques y cenizas tipo Soufriere que alcanzó 2 km.	Macías et al., 2006; Fonseca y Martin-Del Pozzo, 2009
2005	Explosiva		✓	Piroclastos, balísticos y lahares	Formación y destrucción de pequeños domos, flujos tipo Merapi y Soufriere. La columna de ceniza llegó a afectar a localidades situadas a 12,5 km al NW y a la ciudad de Colima (35 km), mientras que los balísticos alcanzaron los 2,5 km y los piroclastos hasta 9 km en dirección S y SE. Los lahares llegaron a 13 km en las vertientes S, SE y SW. VEI =3.	Gavilanes Ruiz, 2004; Galindo et al., 2006; Macías et al., 2006; Dávila et al., 2007; Nieto, 2008; Arámbula-Mendoza et al., 2011
2006	Efusiva		✓		Fumarolas y sismicidad	Informe de Varley et al., UCOL 2006
2007	Explosiva	✓	✓	Balísticos	Creación de un nuevo domo. Caída de ceniza afecta al SE, S y SW del edificio.	Informe de Varley et al., 2007; Volcano Discovery, 2007
2008-2009	Efusiva		✓		Lento crecimiento del domo y generación de columnas de ceniza cercanas a los 5 km.	Informe de Varley et al., 2008 y 2009; Volcano Discovery, 2008 y 2009
2010-2011	Efusiva	✓			Crecimiento del domo y desbordamiento de lavas en la vertiente N. Desprendimientos de roca en forma de avalanchas que viajan hasta 2 km por la ladera W.	Volcano Discovery, 2010; Informe de Varley et al., 2010 y 2011
2012	Explosiva		✓		Destrucción del domo y sismicidad	Azteca noticias 2012
2013	Explosiva freática	✓	✓	Piroclastos	Sismicidad y fumarolas por la formación de un nuevo domo. Material incandescente al E y avalanchas de roca. Los flujos piroclásticos se canalizan por el S y SW principalmente, mientras que la caída de ceniza afecta al NE (12 km).	Azteca noticias 2013; Volcano Discovery, 2013

8.2 Anexo II

Tabla.1.Registro de avalanchas de derrubios y lahares del Volcán de Colima (VdC) en época antigua.

Código	Fecha	Dirección	Observaciones	Volumen (m^3)	Referencias
9370AV	Hace 9370 ± 400	SW	Avalancha asociada a un colapso parcial del VdC. Área: 1200 km^2. Longitud: 43 km Materiales del depósito: fragmentos y matriz de lava andesítica	$6\text{-}12 \cdot 10^6$	Robin et al., 1987
7040AV	Hace 7040±160	SW	Avalancha, asociada al colapso parcial del edificio volcánico.		Cortés et al., 2005 y Komorowsky et al., 1997
4280AV	Hace 4280 ± 110	SW	Avalancha. Área: 1550 km^2. Longitud: 70 km Materiales del depósito: fragmentos y matriz de lava andesítica	$10 \cdot 10^6$	Luhur and Prestegaard, 1988
3600AVLH	Hace 3600 ± 120	SW (La Lumbre-Los Ganchos)	Avalancha. Área: 48 km^2. Longitud: 25 km (hasta Cerro Grande). Espesor: 35 m de media (65-10m) Generó una presa de 0.19 km^3 que al romperse produjo un flujo de derrubios hiperconcentrado de Área: 6,4 km^2. Longitud: 17,5-20 km. Espesor: 15-70 m. Volumen: ~ 0,2 km^3	$1{,}7 \cdot 10^6\text{-}\ 2 \cdot 10^8$	Navarro et al., 1994 y Komorowsky et al., 1997; Cortés et al., 2009
2690AV	Hace 2690 ± 40	SW	Avalancha asociada al último colapso parcial del volcán.		Siebe et al., 1992
2550AV	Hace 2550 ± 110	SW	Avalancha		Cortés et al., 2005 y Komorowsky et al., 1997
2505AV	Hace 2505± 45	SW	Avalancha, su depósito se extiende al menos hasta la localidad de Zacualpan, alcanzando los 140 m de espesor cuando se asocia a 1940LH.		Cortés et al., 2010
1940LH	Hace 1940 ± 90	SW	Flujo de derrubios hiperconcentrado que descansa sobre la avalancha de 3600 ± 120 desde la confluencia de la barranca de los Ganchos con el Río Armería (espesor: >5m) y también sobre la 2505AV a la altura de la localidad de Zacualpan		Cortés et al., 2010
161213L	1612-1613		Posible formación de lahares secundarios tras la erupción peleana		Arreola, 1915; Waitz, 1932;
1690L	1690		Posible formación de lahares secundarios tras la erupción de VEI 3		Luhr and Carmichael, 1990; De la Cruz-Reyna, 1993; Macías, 2006
1744L	1744	S	Lahar que alcanzó la ciudad de Colima		Bretón-González et al., 2002; Pérez Pérez, 2011
1818L	1818	SE (El Muerto)	Lahar que arrastró parte de los flujos piroclásticos y escorias producidos durante la erupción pliniana		Luhr and Carmichael, 1990

Tabla.2. Registro histórico de lahares en el VdC en época reciente.

Código	Fecha	Dirección	Observaciones	Volumen (m^3)	Referencias
191316L1	1913-1916	La Lumbre/El Remate/Armería El Cordobán/El Remate/Armería El Zarco/El Remate/Armería San Antonio/El Remate/Armería	Alcanzaron el Río Armería y Tuxpan (~20 km). Hubo una víctima mortal y multitud de cabezas de ganado afectadas. El Sr. Juan Mancilla menciona que los lahares de material de 1913 ocurrieron al menos hasta 1916.	Mínimo de $5 \cdot 10^6$ según el cálculo realizado con LaharZ	Saucedo, 1997 ; Gavilanes Ruiz, 2004; Saucedo et al., 2010; Capra et al., 2012
191316L2	1913-1916	Santa Ana/El Rosario/Tuxpan El Cafecito/La Arena/Tuxpan Beltrán/Los Cañones/Tuxpan	Alcance hasta el Río Tuxpan. Transporte de bloques de gran tonelaje hasta el Río Tuxpan, a 17 km de distancia, lo que se repitió durante 3 años	Mínimo de $3 \cdot 10^6$ según el cálculo realizado con LaharZ	Saucedo, 1997 ; Gavilanes Ruiz, 2004; Saucedo et al., 2010; Capra et al., 2012
191316L3	1913-1916	Montegrande/Los Lobos/Tuxpan El Muerto/Tuxpan La Tuna/Tuxpan	Alcance hasta el Río Tuxpan.	Mínimo de $1,5 \cdot 10^6$ según el cálculo realizado con LaharZ	Saucedo, 1997 ; Gavilanes Ruiz, 2004; Saucedo et al., 2010; Capra et al., 2012
1955L	1955	Atenquique	Diversos flujos convergieron en esta barranca y sepultaron la localidad de Atenquique causando 24 muertos y 1,3 millones de dólares en pérdidas materiales. Asociado a fuertes lluvias (140 mm en 3dias)	$3,2 \cdot 10^6$	Saucedo et al., 2008; Capra et al., 2012
1976L	1976	Beltrán/El Cafecito/La Arena/ La Lumbre	A partir de material de la erupción de 1975-76, que fue arrastrado por lluvias que alcanzaron los 470 mm en Julio	$3 \cdot 10^6$	Gavilanes Ruiz, 2004; Capra et al., 2012
1982L	1982	El Muerto/ La Tuna/Santa Ana	A partir de material de la erupción de 1981-82. Lluvia anual 1.400 mm	$0,2 \cdot 10^6$	Gavilanes Ruiz, 2004; Capra et al., 2012
1988L	1988	Beltrán/ El Cafecito/La Arena	Posible a partir del material de la explosión de 1987 y las lluvias de El Niño (1.600 mm/año).	$1,5 \cdot 10^6$	Gavilanes Ruiz, 2004; Capra et al., 2012
1991L1	1/1991	El Cordobán	A partir de la rotura de un represamiento natural. Llegó a La Becerrera (9,9 km)	Se estima superior a 1991LM2 y 3	BGVN 18:08, 1993
1991LM2	25/6/1991	El Cordobán	A partir de los piroclastos del colapso de un domo el 16-17 abril. Afectó el Rancho El Jabalí (12 km al SW del cráter). Pasó por La Becerrea y San Antonio. Alcanzó 9.9 km desde la cima y generó un de 2m de grosor y 25 m de ancho. 70mm de lluvia en 2 días. Mató 20 cabezas de ganado.	$0,5 \cdot 10^6$	BGVN 17:06, 1992 ; BGVN 18:08, 1993; Testimonio Ramón Aguirre Valencia; Rodríguez-Elizarrás et al., 1991; Komorowski et al., 1997; Capra et al., 2012

1991L3	3/7/1991	El Cordobán	Lahar originado a partir de 1991L2, que alcanzó 4,6 m de espesor y 38 m de anchura. Afectó al rancho El Jabalí	$0,5 \cdot 10^6$	BGVN 18:08, 1993
1992L	24/1/1992	Montegrande	Alcanzó 7 km desde la cima llegando a 4 km antes de Quesería. Su depósito tiene un grosor medio de 3m por 7 de ancho, aunque existen diferencias en función de la altitud. Generó tres abanicos de 60-185m de ancho y 50-100 m de largo (2 ha). Por efecto de El Niño se alcanzaron los 108 mm/dia de precipitación	149.600 m^3= 75.600 m^3 cabecera + 74.000 m^3 abanicos	BGVN 18:08, 1993; Sres. Trinidad Carrillo y Juvenal Ortega, en Komorowski et al., 1997
1993L	1993	La Lumbre/ El Cordobán	Bordeó la vivienda del Rancho Schulte (8.8 km del cráter) e incomunicó a La Becerrera. Su depósito fue de 10km de largo, 20m de ancho y 2 m de espesor	$0,16\text{-}0,5 \cdot 10^6$	Abel Cortés, com. pers.; Gavilanes Ruiz, 2004
1994L1	25/8/1994	El Cordobán	Se a partir de las cenizas de la actividad explosiva de esos días. Su recorrido fue de ~10 km, alcanzando su depósito 20 cm de grosor. Amplió la anchura de la barranca en 1.7 m	$1,6 \cdot 10^5$	BGVN 19:08, 1994; Pérez Pérez, 2011
1994L2	7/10/1994	San Antonio/ Santa Cruz/ Cordobán Oriental	A partir de material de la erupción del 21 de julio de 1994. Cubrió una cerca. El depósito posee 20 m de ancho y 3,5 de espesor. Su recorrido fue de unos 6 km. Se estima que su contenido en agua era de >30%	$0,5 \cdot 10^6$	Saucedo et al., 1995y 2005; Komorowski et al., 1997
1994L3	1994	La Arena	Marcas en árboles a aprox. 2 m de altura a 1800-1900m s.n.m.	$0,1\text{- }0,5 \cdot 10^6$	Komorowski et al., 1997
1995L	4-18/7/1995	El Cordobán	Llegó hasta la Becerrera. El depósito alcanzó los 5-12 cm de espesor		BGVN 20:07, 1995
1997L	1997	Sta. Cruz/El Cordobán	Destruyó cercas del rancho El Jabalí. La anchura del depósito fue de 20m y su espesor de 2 cm.	$0,2 \cdot 10^6$	Ursúa y Gavilanes, com. pers.; Pérez Pérez, 2011
1998L	2/7/1998	El Cordobán	Temblores enérgicos sacudieron la zona, lo que unido a la elevada precipitación registrada, 160 mm/día, produjo un lahar que alcanzó el puente de la Becerrera (12,5 km SW)	$0,6 \cdot 10^6$	BGVN 23:09, 1998; Pérez Pérez, 2011
1999L1	18/7/1999	Montegrande/ San Antonio/ Cordobán / La Lumbre	A partir de flujos de lava de la erupción del día anterior y de lahares previos se creó un lahar caliente que recorrió ~ 6km. El pico de descarga se estimó en 200-300 m^3/s. A su paso destruyó una línea de conducción eléctrica de alta tensión. En concreto dos torres con coordenadas UTM 13Q 645866 2149065 y 13 Q 645677 2149036.	~$1\text{–}2 \cdot 10^6$ (a partir de las marcas en los árboles y suponiendo un espesor de 1 m)	BGVN 24:08, 1999; Dávila et al., 2007; Capra et al., 2010 y 2012

1999L2	2/9/1999	El Cordobán/La Lumbre/San Antonio/ Montegrande	Ocasionado por la actividad explosiva y sismicidad derivada. Avanzó hasta La Yerbabuena, La Becerrera y el Rancho El Jabalí.		BGVN 25:06, 2000
1999L3	5- 6/9/1999	La Lumbre /El Cordobán	La actividad explosiva y sismicidad fueron los mecanismos de disparo del lahar.		BGVN 25:06, 2000
2000L1	1/7/2000	El Zarco/ El Remate/ La Lumbre	El frente del depósito quedó emplazado muy cerca del Río Armería. En este lugar tuvo 1 m de espesor y 6 m de anchura. Además se caracterizó por el tamaño métrico de los clastos. Sepultó una casa en La Becerrera y afectó al puente que une esta localidad con San José a la altura de La Lumbre.	$1{,}5\text{-}3{,}1\cdot 10^6$	Cortés y Navarro, com.pers.; Dávila et al., 2007; Capra et al., 2012
2000L2	2000	Montegrande	Destruyó una torre de línea de conducción eléctrica de alta tensión localizada entre las coordenadas UTM 13Q 645866 2149065 y 13 Q 645677 2149036.	$0{,}1\cdot 10^6$	Cortés, Navarro y Sarocchi, com. pers.
2000LH3	24/8/2000	Cordobán,/La Lumbre/El Zarco	Flujo hiperconcentrado a *streamflow* muy pequeño		Informe Carlos Navarro, UCOL, 2007
2001L	2001	Montegrande	El origen de los lahares fue el lavado de material de los flujos Soufriere acontecidos. Su recorrido fue de 2-3 km.	$2\cdot 10^5$	Gavilanes Ruiz, 2004; Saucedo et al., 2005; Pérez Pérez, 2011
2003L	2003	Montegrande /San Antonio	14 lahares. Durante toda la temporada de lluvias el OVUC identifica y localiza lahares mediante registros sísmicos y algunos los verifica en campo: - El lahar más extenso tuvo lugar el 7 de octubre, alcanzó los 12.5 km, parando muy cerca de Quesería y dañando a su paso las torres de alta tensión. Se formó tras el colapso de una columna eruptiva y el posterior arrastre de su material por lluvias, que alcanzaron los 150mm /2h. -El del 16 agosto en la B. San Antonio fue presenciado desde su inicio. - El 25 de octubre un pequeño lahar alcanzó 6 km desde el cráter.	$0{,}1\text{-}2{,}7\cdot 10^6$	BGVN 28:11, 2003; Navarro y Cortés, 2003; Nick Varley, com. pers.;Saucedo y Vargas, com. pers.; Dávila et al., 2007; Capra et al., 2012
2004L	2004	Montegrande/ La Lumbre	Durante la época de lluvias, se registraron 14 en Montegrande y 10 en La Lumbre, con un total de 16 lahares, ya que 6 se drenaron por ambas barrancas. El material fue proporcionado por flujos tipo Merapi emplazados previamente.		Dávila et al., 2007; Capra et al., 2010

2005L	30/6/2005	La Lumbre/ Montegrande	El número total de lahares registrados de junio a agosto fue de 22, 19 en La Lumbre y 16 en Montegrande, drenándose 13 de ellos por ambas barrancas. Su recorrido fue de ~ 10 km y se generaron por arrastre de depósitos de ceniza. Su duración fue de 4925-5100 s y su intervalo de máxima frecuencia de 3,6-7,2 Hz.	0,2-0,5· 10^6	BGVN 31:03, 2006 ; Zobin et al., 2009; Capra et al., 2010 y 2012; García Castillo 2010
2006L	2006	La Lumbre/ Montegrande	En el periodo de junio a agosto de 2006 se registraron en total 19 lahares, 15 en La Lumbre y 16 en Montegrande, siendo 12 comunes para ambas barrancas. El intervalo de duración de los eventos fue de 2953-6812 s y el de frecuencia máxima de 6,6-7,3 Hz. La lluvia en Montegrande alcanzó los 1.386 mm durante la estación húmeda. Altura de depósito 1-2 m.	6,8· 10^5 (únicamente el lahar del 11/8/2006)	GVN, 2009; Zobin et al., 2009; Capra et al., 2010 y 2012
2007L	2007	Montegrande/ La Lumbre/ La Arena	La mayor concentración de lahares se produjo al inicio de la época de lluvias, en junio. Se registraron 17 eventos de menores dimensiones que los años previos. La distancia máxima fue 15 km.		BGVN 32:10, 2007; Pérez Pérez, 2011; Capra et al., 2010 y 2012
2008L	2008	Montegrande	Al menos 19 lahares fueron drenados por esta barranca. Su duración varió de 1680 a 3636 s.		Pérez Pérez, 2011; Capra et al., 2012
2009L	2009	Montegrande/ La Arena	7 lahares fueron registrados en la barranca de Montegrande, y 2 en la Arena. La duración de los eventos fluctuó de 1440 a 6720 s y fueron ocasionados en su mayoría por la precipitación del ciclón Patricia. Los eventos de Montegrande alcanzaron los 10 km, dejando un depósito de 1m de espesor		RESCO, 2009; Pérez Pérez, 2011; Capra et al., 2012
2010L	2010	Montegrande	Se registraron al menos 3 eventos durante septiembre, cuya duración fue de 2880 a 5760 s.		Capra et al., 2012
2011L	2011	Montegrande/La Lumbre	Al menos 11 lahares se registraron durante la época de lluvias, 5 en Montegrande y 6 en La Lumbre, donde una persona resultó herida mientras trabajaba en la limpieza del cauce de la barranca. La duración de los eventos fue de 2160 a 6240. La tormenta tropical Jova provocó picos de precipitación de 50-60 mm/h e inestabilidad del terreno, que dio lugar a represamientos naturales y pérdida de equipos	3· 10^5 (únicamente el lahar del 12/10/2011)	Capra et al., 2012

			científicos por erosión del cauce.		
2012L	2012	Montegrande	Diversos lahares tuvieron lugar durante la época de lluvias, habiéndose caracterizado en campo el del 15 de septiembre. La duración total de este evento fue de 2400s, divididos en tres pulsos. Su origen fueron las lluvias con picos de hasta 95 mm/h. La descarga máxima se estima en 48m^3/s y su velocidad media en 3 m/s. El depósito alcanzó los 80 cm de espesor y erosionó 1-2 m los represamientos naturales generados durante la tormenta tropical Jova. También se dispone de datos del lahar del 25 de junio, cuya duración fue de 1 h tras una acumulación de 45 mm de lluvia y una intensidad media de 67 mm/h. Su pico de descarga se estableció en 48 m^3/s y la velocidad media de su frente en 2,3 m/s.	1,6· 10^5 (del 15 de septiembre) 1,16· 10^4 (del 25 de junio)	Experiencia personal; Vázquez et al., 2014; Vázquez et al., 2015;
2013L	2013	Montegrande	Se registraron al menos 14 lahares durante la época húmeda, desde el 11 de junio al 8 de octubre. El de mayor duración fue el del 16 de septiembre (6 horas) y se asoció al ciclón tropical Manuel. Se dispone de imágenes del frente del evento del 11 de junio, cuya duración fue de 3 h. Se produjo tras una lluvia acumulada de 117 mm y una intensidad de 131 mm/h. La velocidad media del frente fue de 4,6 m/s y su pico de descarga de 87 m^3/s.	8,2· 10^4	BGVN 38:12, 2013; Vázquez et al., 2015

(Se asume que muchos eventos de volumen inferior a 500,000 m^3, así como varios mayores, ocurrieron sin que se tenga disponible su registro).

CAPÍTULO 9.- BIBLIOGRAFÍA

Alanís Anaya, R.M., 2011. *Regeneración vegetal en depósitos laháricos de la barranca de Montegrande, Volcán de Fuego de Colima*. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. Tesis de Máster ,122 p.

Allan, J., 1986. *Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Bel*t. Bulletin of the Geological Society of America 97: 473–485.

Anderson, K., Sundaresan, S. & Jackson, R. 1995 *Instabilities and the formation of bubbles influidized beds.* J. Fluid Mech. 303, 327–366.

Arámbula-Mendoza, R., Lesage, P., Valdés-González, C., Varley, N. R., Reyes-Dávila, G. & Navarro, C., 2011. *Seismic activity that accompanied the effusive and explosive eruptions during the 2004–2005 period at Volcán de Colima, Mexico*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 205: 30-46.

Archivo General de Indias (AGI), 1744. *Indiferente General* 107, 250-255. En Bretón González et al., 2002.

Arreola, J.M., 1915. *Catálogo de las erupciones antiguas del volcán de Colima*. Mem. Rev. Soc. Cient. Antonio Azalate 32, 443-481.

Azteca Noticias, 2013. *Volcán de Colima entra en fase explosiva*. http://www.aztecanoticias.com.mx/notas/estados/149535/volcan-de-colima-entra-en-fase-explosiva

Babuska, I. & Melenk, J. M., 1995. *The partition of unity finite element method*. Maryland Univ College Park Inst for Physical Science and Technology, 34 p.

Bandy, W. L., Mortera-Gutierrez, C., Urrutia-Fucugauchi, J. & Hilde, T.W.C., 1995. *The subducted Rivera–Cocos plate boundary: where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift?*. Geophysical Research Letters 22: 3075–3078.

Bandy, W.L., Hilde, T.W.C., Yan, C.-Y., 2000. *The Rivera–Cocos plate boundary: implications for Rivera–Cocos relative motion and plate fragmentation*. Delgado- Granados, H., Aguirre Diaz, G., Stock, J.M. (Eds.), Cenozoic Tectonics and volcanism of Mexico: Boulder Colorado: Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 334, pp. 1–28.

Barcena, M., 1987. *Informe sobre el estado actual del Volcán de Colima*. Memorias de la Sociedad Antonio Alzate 32, 443-481.

Barranco León, M-N., 2008. *Estructura y diversidad florística de la Selva Baja Caducifolia del Estado de Colima, México*. Centro de Investigaciones en Ecosistemas, UNAM. Tesis de Máster, 64 p.

Barriendos, M., Coeur, D., Lang, M., Llasat, M. C., Naulet, R., Lemaitre, F. & Barrera1, A., 2003. *Stationarity analysis of historical flood series in France and Spain (14th–20th centuries)*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 3: 583–592

Begueria, S., Van Asch, Th. W. J., Malet, J.-P. & Grondahl, S., 2009. *A GIS-based numerical model for simulating the kinematics of mud and debris flows over complex terrain*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 9: 1897-1909.

9- BIBLIOGRAFÍA

Belytschko, T., Lu, Y.Y. & Gu, L., 1994. *Element-free Galerkin methods*. International Journal for Numerical Methods in Engineering, 37, 2: 229–256.

Benmostefa, F.Z., 2006. *Estimating soil contamination with Kriging interpolation method*. American. Journal of Applied Sciences, 3,6:1894-1898.

Bertolo, P. & Wieczorek, G.F., 2005. *Calibration of numerical models for small debris flows in Yosemite Valley, California, USA*. Natural Hazards and Earth System Sciences 5: 993 – 1001.

Beverage, J. P. & Culbertson, J. K., 1964. *Hyperconcentrations of suspended sediment*. Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers Proceedings, 90: HY6, 117-128.

Biondi, F., Galindo-Estrada, I., Gavilanes-Ruiz, J. C. & elizalde-Torres, A., 2003. *Tree growth response to the 1913 eruption of Volcán de Fuego de Colima, Mexico*. Quaternary Research 59: 293-299.

Biondi, F., Hartsough, P.C. & Galindo-Estrada, I., 2005. *Daily Weather and Tree Growth at the Tropical Treeline of North America*. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 37: 1, 16-24.

Biondi, F. & Galindo-Estrada, I., 2010. *Tree-Ring Evidence for the 1913 Eruption of Volcán de Fuego de Colima, Mexico. Tree Rings and Natural Hazards: A State-of-the-Art*. Advances in Global Change Research 41: 453-464.

Biot, M. A., 1980. *New Variational Irreversible Thermodynamics of Open Physical-Chemical Continua.* Variational Methods in the Mechanics of Solids, 29-39.

Bonasia, R., Capra, L., Costa, A., Macedonio, G. & Saucedo, R., 2011. *Tephra fallout hazard assessment for a Plinian eruption scenario at Volcán de Colima (Mexico)*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 203: 12-22.

Bonet. J. & Kulasegaram, S., 2000. *Correction and stabilization of smooth particle hydrodynamics methods with applications in metal forming simulations*. International Journal for Numerical Methods in Engineering 1189-1214

Bonet, J. & Rodríguez-Paz, M.X., 2005. *A corrected smooth particle hydrodynamics formulation of the shallow-water equati*ons. Computers and Structures, 83: 1396-1410.

Borselli, L., Capra, L., Sarocchi, D. & De la Cruz-Reyna, S., 2011. *Flank collapse scenarios at Volcán de Colima, Mexico: A relative instability analysis*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 208: 51–65.

Branca, S. & Ferrara, V., 2001. *An example of river pattern evolution during the lateral growth of a central polygenic volcano: the case of the Alcantara river system, Mt Etna (Italy).* Catena, 45, issue 2: 85–102.

Bretón-González, M., Ramírez, J. & Navarro-Ochoa, C., 2002. *Sumary of the historical eruptive activity of Volcán de Colima, Mexico 1519-2000*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 117: 21-46.

Brufau, P. and García-Navarro, P. 2000. *Two dimensional dam break flow simulation. International*. Journal for Numerical Methods in Fluids, 33, issue 1: 35–57.

Bulletin of the Global Volcanism Network (BGVN) 17:06, 1992. *Rockfalls and thermal activity; large lahar deposit described.* Smithsonian Institution, National Museum of Natural history, Global Volcanism Program.

Bulletin of the Global Volcanism Network (BGVN) 18:08, 1993. *New 1992 lahar deposit identified, activity declines from last August.* Smithsonian Institution, National Museum of Natural history, Global Volcanism Program.

Bulletin of the Global Volcanism Network (BGVN) 19:08, 1994. *Additional details about 21 July explosion; recent deposits described.* Smithsonian Institution, National Museum of Natural history, Global Volcanism Program.

Bulletin of the Global Volcanism Network (BGVN) 20:07, 1995. *Measurements of SO_2 flux, fumarole temperatures, and a lahar channel.* Smithsonian Institution, National Museum of Natural history, Global Volcanism Program.

Bulletin of the Global Volcanism Network (BGVN) 23:09, 1998. *Explosion on 6 July follows seven months of seismic unrest.* Smithsonian Institution, National Museum of Natural history, Global Volcanism Program.

Bulletin of the Global Volcanism Network (BGVN) 24:08, 1999.*Explosion on 17 July produces 11-km plume and pyroclastic flows.* Smithsonian Institution, National Museum of Natural history, Global Volcanism Program.

Bulletin of the Global Volcanism Network (BGVN) 25:06, 2000. *Low seismicity August 1999-May 2000; frequent explosions and evacuations*. Smithsonian Institution, National Museum of Natural history, Global Volcanism Program.

Bulletin of the Global Volcanism Network (BGVN) 28:11, 2003. *Multiple daily ash emissions during September-December.* Smithsonian Institution, National Museum of Natural history, Global Volcanism Program.

Bulletin of the Global Volcanism Network (BGVN) 31:03, 2006. *Continued ash emission, including some high level ash plumes, since June 2005*. Smithsonian Institution, National Museum of Natural history, Global Volcanism Program.

Bulletin of the Global Volcanism Network (BGVN) 32:10, 2007. *Small eruptions continue with dome growth and plumes.* Smithsonian Institution, National Museum of Natural history, Global Volcanism Program.

Burrough, P.A. & McDonnell, 1998. *Principles of geographical information systems*. Oxford University Press. 333 p.

Burton, A.M., Navarro-Pérez, S. & Chávez-Tovar, C., 2003. *Bobcat ranging behavior in relation to small mammal abundance on Colima Volcano, Mexico*. Anales del Instituto de Biología, Serie Zoología, UNAM 74,1, 67-82.

Calvo, L., Haddad, B., Pastor, M. & Palacios, D., 2015. *Runout and deposit morphology of Bingham fluid as a function of initial volume: implication for debris flow modeling*. Natural Hazards 75:489-513.

9- BIBLIOGRAFÍA

Capra, L. & Macías, J.L., 2002. *The cohesive Naranjo debris-flow deposit (10 km^3): A dam breakout flow derived from the Pleistocene debris-avalanche deposit of Nevado de Colima Volcano (Mexico)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 117: 213-235.

Capra, L., Macías, J.L. Scott, K. M., Abrams, M. & Garduño-Monroy, V.H., 2002. *Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico- behavior, and implications for hazard assessment*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 113: 81-110.

Capra, L., Poblete, M.A. & Alvarado, R. 2004. *The 1997 and 2001 lahars of Popocatépetl volcano (Central México): textural and sedimentological constrains on their origin and hazards*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 131: 351-369.

Capra, L., 2006. *Abrupt climatic changes as triggering mechanisms of massive volcanic collapses*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 155: 329-333.

Capra, L., Norini, G., Gorpelli, G., Macías, J. L. & Arce, J. L., 2008. *Volcanic hazard zonation of the Nevado de Toluca volcano, México*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176: 469–484.

Capra, L., Borselli, L., Varley, N., Gavilanes-Ruiz, J.C., Norini, G., Sarocchi, D. & Caballero, L. 2010. *Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: surface hydro-repellency as initiation process*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 189,1-2, 105-117.

Capra, L., Gavilanes-Ruíz, J. C., Varley, N. & Borselli, L., 2012. Origin, behavior and hazard of rain-triggered lahars at Volcán de Colima. Volcán de Colima: managing the threat, Ed. Varley & Komorowski. 14p.

Casagrande, A., Leyland, P. & Formaggia, L., 2012. *ParallelMesh Adaptive Techniques for Complex Flow Simulation: Geometry Conservation.* Modelling and Simulation in Engineering 2012: ID 495935, 13 p.

Carn, S.A., Watts, R.B., Thompson, G. & Norton, G.E., 2004. *Anatomy of a lava dome collapse: the March 20, 2000 event at Soufrière Hills volcano, Montserrat*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 131: 3-4, 241-264.

Carvajal, A. & Varley, N., 2005. *Estudio del efecto de la actividad del Volcán de Colima en parámetros fisicoquímicos de aguas de manantiales ubicados en su zona de influencia*. Informe para la Universidad de Colima.

Centeno Romero, I., 2009. *Simulación hidrológica con Sistemas de Información Geográfica de la cuenca del río Alseseca, municipio de Puebla, PUE*. Tesis de Maestría en Ingeniería Civil de la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura U. Z. del Instituto Politécnico Nacional, 127p.

Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE). http://www.cicese.edu.mx/

Chang, C-W., Lin, P-S. & Tsai, C-L., 2011. *Estimation of sediment volumen of debris flow caused by extreme rainfall in Taiwan.* Engineering Geology, 123: 83-90.

Chanson, H., 2004. *Sabo check dams-mountain protection systems in Japan*. International Journal of Basin Management, 2:4, 301-307.

Charbonnier, S. J. & Gertisser, R., 2012. *Evaluation of geophysical mass flow models using the 2006 block-and-ash flows of Merapi Volcano, Java, Indonesia: Towards a short-term hazard assessment tool*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 231–232: 87-108.

Chen, C. L., 1988a. *Generalized viscoplastic modeling of debris flow*. Journal of Hydraulic Engineering, 114: 237-258. (En Pierson 1995)

Chen, C .L.. 1988b. *General solutions for viscoplastic debris flow*. Journal of Hydraulic Engineering, 114: 259-282. (En Pierson 1995)

Chorowicz, J., López, E., García, F., Parrot, J. F., Rudant, J. P. & Vinluan, R., 1997. *Keys to Analyze Active Lahars from Pinatubo on SAR ERS Imagery*. Remote Sensing of Environment 62: 20-29.

Cities on Volcanoes 7, 2012. Congreso Internacional en Colima. Libro informativo del congreso. http://www.citiesonvolcanoes7.com/

Clavijero, F.X., 1974. *Historia Antigua de Mexico*, Sepan Cuantos 29. Porrua. En Bretón - González et al., 2002.

Clayton, R., Davis, P.M. & Pérez-Campos, X., 2007. *Seismic structure of the subducted Cocos plate*. *EOS, Transactions*, American Geophysical Union 88: 23, Jt. Assem. Suppl. Abstract T32A-01.

Cohen, M. J., Shepherd, K. D. & Walsh, M. G., 2005. *Empirical reformulation of the universal soil loss equation for erosion risk assessment in a tropical watershed.* Geoderma 124: 235–252.

Cola, S., Calabrò, N. & Pastor, M., 2008. *Prediction of the flow-like movements of Tessina landslide by SPH model*. Landslides and Engineered Slopes,Chen et al. (eds). Taylor & Francis Group, London.

Comisión Nacional del Agua (CNA), 2013. http://www.cna.gob.mx/

Comisión Nacional del Agua, Servicio Meteorológico Nacional (CONAGUA SMN), 2010. http://www.smn.cna.gob.mx/

Comisión Nacional para el conocimiento y uso de la Biodiversidad (CONABIO). http://www.conabio.gob.mx/

Cortés, A., Garduño, V.H., Navarro, C., Komorowski, J.C., Saucedo, R., Macías, J.L. & Gavilanes, J.C., 2005. *Carta geológica del Complejo Volcánico de Colima con Geología del Complejo Volcánico de Colima*. Cartas Geológicas y Mineras 10. UNAM, Instituto de Geología, 10, 1-37.

Cortés, A., Macías, J. L., Capra, L. & Garduño-Monroy, V.H., 2010. *Sector collapse of the SW flank of Volcán de Colima, México The 3600 yr BP La Lumbre-Los Ganchos debris avalanche and associated debris flows*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 197: 1–4, 52-66.

9- BIBLIOGRAFÍA

Coussot, P. & Meunier, M., 1996. *Recognition, classification and mechanical description of debris flows*. Earth-Science Reviews, 40: 209-227.

Cuevas-Muñiz, A. & Seefoo-Luján, J. L., 1999. *Reubicación y desarticulación de La Yervabuena. Entre el riesgo volcánico y la vulnerabilidad política*. Desacatos: 19, 41-70.

Dai, A., 2006. *Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity*. J. Climate 19: 3589-3606.

Darwin, C., 1826. *Observations on the Nature and Importance of Geology*. Edinburgh New Philosophical Journal,14, 270–84.

Davies, T. R. H., 1982. *Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization*. Rock Mechanics, 15: 9-24.

Davila, N., Capra,L., Gavilanes-Ruiz, J. C., Varley, N., Norini, G. & Gómez-Vázquez , A., 2007. *Recent lahars at Volcán de Colima (Mexico): Drainage variation and spectral classification*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 165: 127–141.

De Bélizal, E., Lavigne, F., Hadmoko, D. S., Degeai, J-P., Dipayana, G. A., Mutagin, B. W., Marfai, M. A., Coquet, M., Le Mauff, B., Robin, A-K., Vidal, C., Cholik, N & Aisyah, N., 2013. *Rain-triggered lahars following the 2010 eruption of Merapi volcano, Indonesia: A major risk.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 261: 330-347.

De La Cruz-Reyna, S., 1993. *The historical eruptive activity of Colima Volcano, México*. Journal Volcanology and Geothermal Research 55: 51-68.

De Regoyos Sainz, M., 2003. *Metodología para la evaluación de la erosión hídrica con modelos informáticos.Aplicación del modelo GEOWEPP a dos pequeñas cuencas en Madrid*. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid, 466.

Delaite, G., Stinton, A.J., Sheridan, M.F., Thouret, J.C. & Burkett, B., 2004. *A comparison of the TITAN2D and LAHARZ simulated debris flow hazards at El Misti Volcano, Southern Peru*. Geophysical Research Abstracts 6, 01099.

Delgado, H., Miranda, P. J., Carrasco, G., Pulgarín, B., Mothes, P., Moreno, H., Cáceres, B. E. & Cortés, J., 2015. *Hazards at ice-clad volcanoes: phenomena, processes,and examples from Mexico, Colombia, Ecuador and Chile.* Snow and Ice-related Hazards, Risks and Disasters, chapter 17: 607-646.

Demant, A., 1978. *Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación.* Revista del Instituto de geología, 2, 172-187.

DeMets, C., 2001. *A new estimate for present-day Cocos–Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc*. Geophysical Research Letters 28: 4043–4046.

Denlinger, R. P. & Iverson, R.M., 2001. *Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain 2. Numerical predictions and experimental tests*. Journal of Geophysical Research, 116: E10001.

Diario Oficial de la Federación, 2009. Publicación del 14 de Diciembre. http://www.dof.gob.mx/

Díaz, S., 1906. *Efemérides del Volcán de Colima según las observaciones practicadas en los Observatorios de Zapotlán y Colima de 1893 a 1905*. Sria. de Fomento. En Bretón-González et al., 2002.

Domínguez, T., Zobin, V.M., Reyes-Dávila, G.A., 2001. *The fracturing in volcanic edifice before an eruption: the June–July 1998 high-frequency earthquake swarm at Volcán de Colima, México.* J. Volcanol. Geotherm. Res. 105, 65–75.

Doyle, E. E., Cronin S. J., Cole S. E. & Thouret J. C., 2010. *The coalescence and organization of lahars at Semeru, Indonesia*. Bulletin of Volcanology, 72(8): 961-970.

Dzierma, Y., Rabbel, W., Thorwart, M.M., Koulakov, I., Wehrmann, H., Hoernle, K. & Comte, D., 2012a. *Seismic velocity structure of the slab and continental plate in the region of the 1960 Valdivia (Chile) slip maximum-insights into fluid and plate coupling.* Earth and Planetary Science Letters 331–332, 164–176.

Dzierma, Y., Thorwart, M.M., Rabbel,W., Siegmund, C., Comte, D., Bataille, Iglesia, P. & Prezzi, C., 2012b. *Seismicity near the slip maximum of the 1960 Mw 9.5 Valdivia earthquake (Chile): plate interface lock and reactivation of the subducted Valdivia Fracture Zone.* Journal of Geophysical Research 117, B06312.

Eissler, H., & McNally, K., 1984. *Seismicity and tectonics of the Rivera Plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake*. Journal of Geophysical Research 89: 0148-0227.

Encuesta Personal, Noviembre 2012. Realizada durante la estancia en México.

Fagents, S. A. & Baloga, S. M., 2005. Calculation of lahar transit times using digital elevation data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 139: 135-146.

Ferrari, L. & Rosas-Elguera, J., 2000. *Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic–Zacoalco rift revised*. En Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Geological Society of America Special Paper*, 334: 42–64.

Ferrari, L., Petrone, C., Francalanci, L., 2001. *Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting*. Geology 29: 507–510.

Ferrari, L., 2004. *Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico*. Geology 32, 77–80.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V.C. & Manea, M., 2012. *The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone.* Tectonophysics 522–523, 122–149.

Flores, J., 1987. *Las erupciones del Volcán Colima. Colección Cuadernos de Difusión Científica 10.* Instituto de Geografía y Estadística, Universidad de Guadalajara, 52 p.

9- BIBLIOGRAFÍA

Fonseca, R. & Martín-Del Pozzo, A.L. 2009. *Escenarios por emisiones de ceniza: Volcán de Colima, México*. XI Reunión Internacional Volcán de Colima, UCOL, 2-6.

Fraccarollo, L. & Papa, M., 2000. *Numerical Simulation of Real Debris-Flow Events*. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere 25, 9: 757-763.

Francis, P. W., & Oppenheimer, C., 2004.*Volcanoes.*Oxford University Press.

Franco-Ramos, O., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L. & Capra, L., 2013. *Spatio-temporal reconstruction of lahars on the southern slopes of Colima volcano, Mexico-A dendrogeomorphic approach.* Journal of Volcanology and Geothermal Reaearch: 267: 30-38.

Friedel, M. J., 2011. *A data-driven approach for modeling post-fire debris-flow volumes and their uncertainty.* Environmental Modelling & Software, 26: 1583-1598.

Fries, A., Rollenbeck R., Nauß, T., Peters, T., Bendixb, J., 2012. *Near surface air humidity in a megadiverse Andean mountain ecosystem of southern Ecuador and its regionalization*. Agricultural and Forest Meteorology 152: 17- 30.

Fujii, T. & Yamasato, H., 2015. *Integrated monitoring of Japanese volcanoes.* Volcanic Hazards, Risks and Disasters, chapter 18: 445-459.

Galindo, I., Elizalde, A., Solano, R. & Cruz, M., 1998. *Climatología del Volcán de Colima*. Universidad de Colima, 73 p.

Galindo, I., Gavilanes, J.C., Cervantes, L., López, J. P., Bricio, E. & Zuazo, N., 2006. *Real-time remote sensing monitoring of lava flows of Volcán de Colima (México), 1996-2005 . EGU 2006 General Assembly*. Vienna, Austria.

García Castillo, M.G., 2010. *Efecto de la caída de ceniza en cultivos de Ágave azul (Agave tequilana Weber) y Caña de azúcar (Saccharum officinarum Linneo)en las cercanías del Volcán de Colima.* Facultad de Ciencias, UNAM. Tesis de Licenciatura, 66 p.

Garduño-Monroy, V., Saucedo-Girón, R., Jiménez, Z., Gavilanes-Ruiz, J., Cortés, A. & Uribe-Cifuentes, R., 1998. *La falla Tamazula—límite suroriental del bloque Jalisco y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima, México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 15: 132–144.

Gartner, J. E., Cannon, S. H., Santi, P. M. & Dewolfe, V. G., 2008. *Empirical models to predict the volumes of debris flows generated by recently burned basins in the western U.S.* Geomorphology, 96: 339-354.

Gavilanes Ruiz, J.C., 2004. *Simulación de escenarios eruptivos del Volcán de Colima y aportaciones al plan de contingencias del volcán de Colima*. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. Tesis de Máster, 123 p.

Gavilanes-Ruíz, J.C., Cuevas-Muñiz, A., Varley, N., Gwynne, G., Stevenson, J., Saucedo-Girón, R., Pérez-Pérez, A., Aboukhalil, M. & Cortés-Cortés, A., 2009. *Exploring the factors that influence the perception of risk: The case of Volcán de Colima, Mexico*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 186: 238–252.

Gingold, R. A., & Monaghan, J. J., 1977. *Smoothed Particle Hydrodynamics: Theory and Application to Non-Spherical Stars*. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society 375-389.

Gingold, R.A. & Monaghan, J. J, 1982. *Kernel estimates as a basis for general particle methods in hydrodynamics*. Journal of Computational Physics 46: 429.

Global Volcanism Network (GVN), 2001-2013. Smithsonian Institution Colima. http://www.volcano.si.edu/reports

Gómez, C. & Lavigne, F., 2010. *Automated block detection in lahars through 3-bands spectral analysis of video images*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 190; 379–384.

Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F. & Carrasco- Núñez, G., 2003. *Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 4 (8).

Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M. & Ortega-Gutiérrez, F., 2007. *Geochemical evidence for slab meeting in the Trans-Mexican Volcanic Belt*. Journal of Petrology 48: 537–562.

Gotway, C. A., Ferguson, R. B., Hergert, G. W. & Peterson, T. A. 1996. *Comparison of Kriging and Inverse Distance Methods for mapping soil parameters.* Soil Science Society of American Journal 60:1237-1247.

Gran, L. & Montgomery, D. 2005. *Spatial and temporal patterns in fluvial recovery following volcanic eruptions: Channel response to basin-wide sediment loading at Mount Pinatubo, Philippines.* Geological Society of America Bulletin, 117, 1-2: 195-211.

Gray, J. P., Monaghan, J. J. & Swift, R .P., 2001. *SPH elastic dynamics*. Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering.190, 49–50: 6641–6662.

Griswold, J. P. & Iverson, R. M., 2004. *Mobility Statistics and Automated Hazard Mapping for Debris Flows and Rock Avalanches.* U.S. Department of the Interior & U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2007–5276.

Gutiérrez Elorza, M., 2008. *Geomorfología.* Prentice-Hall, 1-920 p.

Haddad, B., 2007. *Modelización numérica mediente Elementos finitos y SPH* de los feomateriales fluidificados: Aplicación a los deslizamientos rápidos de ladera. Tesis Doctoral de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM, 428p.

Haddad, B., Pastor, M, Palacios, D. & Muñóz-Salinas, E., 2010. *A SPH depth integrated model for Popocatépetl 2001 lahar (Mexico): Sensitivity analysis and runout simulation*. Engineering Geology, 114: 3-4, 312-329.

Hayes, S.K., Montgomery, D.R. & Newhall. C.G. 2002. Fluvial sediment transport and deposition following the 1991 eruption of Mount Pinatubo. Geomorphology, 45, 3-4: 211-224.

Hooper, D.M., 1995. *Computer-simulation models of scoria cone degradation in the Colima and Michoacan-Guanajuato volcanic fields, Mexico*. Geofis. Int. 34: 321-340.

Hubbard, B. E., Sheridan, M. F., Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R. & Rodríguez, S. R., 2007. *Comparative lahar hazard mapping at Volcan Citlaltépetl, Mexico using SRTM, ASTER and DTED-1 digital topographic data*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 160: 99-124.

Huggel, C., Schneider, D., Julio-Miranda, P., Delgado-Granados, H. & Kääb, A., 2008. *Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: A case study on lahars from Popocatépetl Volcano, Mexico*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 170: 99-110.

Hungr, O., Dawson, R., Kent, A., Campbell, D., & Morgenstern, N.R. 2002. *Rapid flow slides of coal-mine waste in British Columbia, Canada*. GSA Reviews in Engineering Geology, 15.

Hurlimann, M, Rickenmann, D., Medina, V. & Baterman, A., 2008. *An evaluation to approaches to calculate debris-flow parameters for hazard assessment.* Engineering Geology, 102: 152-163.

Husker, A. & Davis, P.M., 2009. *Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City*. Journal of Geophysical Research 114.

Hutter, K. , Svendsen, B. & Rickenmann, D., 1996. *Debris flow modeling: A review*. Continuun Mechanics and Thermodynamics, 8: 1-35.

Imran, J., Parker, G., Locat, J. & Lee, H., 2001. *1D Numerical model of muddy subaqueous and subaerial debris flows*. Journal of Hydraulic Engineering 127, 11: 959-967.

Instituto de investigación en la prevención de desastres (Universidad de Kyoto) http://www.dpri.kyoto-u.ac.jp/en/

Instituto de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP). http://www.inifap.gob.mx/SitePages/default.aspx

Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). *Censo General de Población y Vivienda 1995, 2000, 2005, 2010 y 2011*. http://www.inegi.org.mx/est/contenidos/Proyectos/ccpv/

Iverson, R. M., Schilling, S.P. & Vallance, J. W., 1998. *Objective delineation of lahar-inundation hazard zones*. Geological Society of America Bulletin, 110:8, 972-984.

Iverson, R. M. & Denlinger, R. P., 2001. *Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain.* Journal of Gepphysical Research, 106,B1:537-552.

Jan, C.D., (1997). *A study on the numerical modelling of debris flows*, in Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Proc.1st Int.Conference, ASCE C. L. Chen (Ed.), 717-726.

Janda, R.J., Scott, K.M & Martinson, H.A. 1981. Lahar movement, effects and deposits. Lipman, P.W. & Mullineaux, D.R. (eds), the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. US Geological Survey Professional Paper, 1250: 461-478.

Janda, R.J., Meyer, D.F. & Childers, D. 1984a. Sedimentation and geomorphic changes during and following the 1980-1983 eruptions of Mount St. Helens, Washington. Shin-Sabo, 37, 2: 10-21.

Janda, R.J., Meyer, D.F. & Childers, D. 1984b. Sedimentation and geomorphic changes during and following the 1980-1983 eruptions of Mount St. Helens, Washington. Shin-Sabo, 37, 3: 5-17.

Janda, R. J., Meyer, D.F. & Childers, D., 1985. *Sedimentation and geomorphic changes during and following the 1980–1983 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. Shin-Sabo Journal of Erosion Control Engineering Society of Japan 37, 5–19.

Jennerjahnm T. V., Jänen, I., Propp, C., Adi, S. & Nugroho, S. P., 2013. *Environmental impact of mud volcano inputs on the anthropogenically altered Porong river and Madura strait costal waters, Java, Indonesia*. Erine, Coastal and Shelf Science, 130: 152-160.

Jin, M. & Fread, D.L. 1997. *One-dimensional routing of mud/debris flows using NWS FLDWAV model*, in, Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, ASCE, C.L.Chen (Ed.), 687-696.

Johnson, A.M., 1996. *A model for grain flow and debris flow*. U.S.Geological Survey Open-File Report 96-728.

Johnson, K., Ver Hoef, J. M., Krivoruchko, K. & Lucas N, 2001. *Using ArcGIS Geostatistical Analyst*. GIS by ESRI, Redlands, USA.

Johnson, E. R., Wallace, P. J., Delgado-Granados, H., Manea, V. C., Kent, A .J. R., Bindeman, I. N. & Donegan, C. S., 2009. *Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models*. Journal of Petrology 50: 1729–1764.

Joyce, K. E., Samsonov, S., Manville, V., Jongens, R. Greattinger, A. & Croning, S. J., 2009. *Remote sensing data types and techniques for lahar path detection: A case study at Mt Ruapehu, New Zealand*. Remote Sensing of Environment 113: 1778–1786,

Kadomura, H., Imagawa, T. & Yamamoto, H. 1983. *Eruption-induced rapid erosion and mass movements on Usu volcano, Hokkaido*. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suplementband, 46: 123-142.

Kerber, E., 1882. *Eine Besteigung des tätigen Vulkans von Colima*. Aus allen Welttheilen, 14, 33-39. En Bretón-González et al., 2002.

Kim, Y., Clayton, R. W. & Jackson, J. M., 2010. *Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico*. Journal of Geophysical Research 115, B06310.

Klemetti, E. 2011. Klemetti, E. (2011). *Eyjafjallajökull one year on: What have we learned (and not learned)?. Big Think*. http://bigthink.com/eruptions/eyjafjallajokull-one-year-on-what-have-we-learned-and-not-learned

Koi, T., Hotta, N. & Suzuki, M., 2005. *Factors affecting vegetative invasion of the sediment trap area of sabo dams in the Mogami River basin using aerial photograph*. Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, 58: 15–24.

Komorowski, J.C., Navarro, C., Cortés, A., Siebe. C. & Rodríguez, S., 1993. *Multiple collapse of Volcán Colima, Mexico. Since 10000 Y. BP: Implications for eruptive style, magma yield, edifice stability and volcanic risk.* International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth´s Interior. General Assembly, Camberra. Australia. Abstract Volume, p. 60.

Komorowski, J. C., Navarro, C., Cortés, A. & Siebe. C., 1994. *The repetitive collapsing nature of Colima volcanoes (Mexico): problems related to the distinction of multiple deposits and the interpretation of ^{14}C ages with implications for hazzards.* Cuarta Reunión Internacional Volcán de Colima: a Decade Volcano Workshop, Universidad de Colima, p. 12-18.

Komorowski, J. C., Cortés, A., Navarro,C., Gavilanes, J. C., Siebe, C. & Rodríguez, S., 1996, *Edifice collapse and debris avalanches deposits at Colima volcanoes, México –a review with new variations on a recurrent theme*. Universidad de Colima, 5ª Reunión Internacional "Volcán de Colima".

Komorowski, J. C., Navarro, C., Cortes, A., Saucedo, R., Gavilanes, J. C., Siebe, C., Espindola, J. M. & Rodriguez-Elizarraras, S. R., 1997. *The Colima Volcanic Complex.* Field guide 3, Int. Assoc. Volcanol. Chem. Earth's Inter., General Assembly, Puerto Vallarta.

Körner, H. J., 1976. *Reichweite and Geschwindigkeit von Bergsturzen und Fleisscheneelawinen*, Rock Mech. Felsmech. Mec. Roches,8 (4), 256–2256.

Kravchenko, A. 2003. *Influence of spatial structure on accuracy of interpolation methods*. Soil Science Society of American Journal 67:1564-1571.

Kravchenko, A. & Bullock, D. G., 1999. *A Comparative study if interpolation methods for mapping soil properties.* Agronomy Journal 91:393-400.

Kumagai, H., Palacios, P., Maeda, T., Barba-Castillo, D. & Nakano, M., 2009. *Seismic tracking of lahars using tremor signals*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 183: 112-121.

Kung, H-Y., Chen, C-G. & Ku, H-H., 2012. *Designing intelligent disaster prediction models and systems for debris-flow disasters in Taiwan*. Expert Systems with Applications, 39: 5838–5856.

Laenen, A. & Hansen, R.P., 1988. *Simulation of three lahars in the Mount St. Helens area, Washington using a one-dimensional, unsteady-state streamflow model*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigation Report 88-4004,20 p. (En Pierson 1995).

Lagios, E., Sakkas, V., Novali, F., Bellotti, F., Ferretti, A., Vlachou, K. & Dietrich, V., 2013. *SqueeSAR^{TM}and GPS ground deformation monitoring of Santorini Volcano (1992-2012): Tectonic implications.* Techtonophysics, 594: 38-59.

Laigle, D. & Coussot, P., 1997. *Numerical Modeling of Mudflows*. Journal of Hydraulic Engineering 123: 617–623.

Lajeunesse, E., Mangeney-Castelnau, A. & Vilotte, J. P. 2004. *Spreading of a granular mass on a horizontal plane.* American Institute of Physics 16, 7: 2371-2381.

Lavigne, F. 1998. *Les lahars du volcan Merapi, Java Central, Indonésie: déclenchement, budget sédimentaire, dynamique et zonage des risques associés*. Tesis Doctoral de la Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 539 p, publicada parcialmente en Géomorphologie: relief, processus, environnement (2000), 6:4, 279-280.

Lavigne, F., Thouret, J.C., Voight, B., Young, K., La Husen, R., Marso, J., Suwa, H., Sumaryono, A., Sayudi, D. S. & Dejean, M., 2000. *Instrumental lahar monitoring at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 100: 457-478.

Lavigne, F. & Thouret, J.C. 2002. *Sediment transportation and deposition by rain-triggered Lahar at Merapi Volcano, Central java, Indonesia*. Geomorphology, 49: 45-69.

Lavigne, F. & Suwa, H., 2004. *Contrasts between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flows at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia.* Geomorphology 61: 41-58.

Leavesley, G.H., Lusby, G.C. & Lichty, R.W. 1989.Infiltration and erosion characteristics of selected tephra deposits of the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington, USA. Hydrological Sciences Journal, 34, 3: 339-353.

Legorreta, G. & Lugo, J., 2014. *Zonación de peligros por procesos gravitacionales en el flanco suroccidental del volcán Pico de Orizaba, México.* Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, 2014, issue 84: 20-31.

Legros, F., 2002. *The mobility of long-runout landslide*. Engineering Geology, 63: 301-331.

León-Soto, G., Ni, J. F., Grand, S. P., Sandvol, E., Valenzuela, R. W., Speziale, M. G., González, J. M. G. & Reyes, T. D., 2009. *Mantle flow in the Rivera–Cocos subduction zone*. Geophysical Journal International 179: 1004–1012.

Leonard, G. S., Johnston, D. M., Paton, D., Christianson, A., Becker, J. & Keys, H., 2008. *Developing effective warning systems: Ongoing research at Ruapehu volcano, New Zealand*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 172: 199–215.

Liu, G. R. & Liu, M. B., 2003. *Smoothed Particle Hydrodynamics: a meshfree particle method*. World Scientific, ISBN 981-238-456-1.

Liu, S. & Liu, W. K.. 2004. .*Meshfree Particle Method*. Springer: Berlin. ISBN: 3-540-22256-1.

Libersky, L. D. & Petschek, A. G., 1990. *Smooth Particle Hydrodynamics with strength of materials. Advances in fre Lagrange Method.* Lecture notes in Physics, 395: 248-257.

Libersky, L. D., Petschek, A. G., Carney, T. C., Hipp, J. R. & Allahdadi, F.A., 1993. *High Strain Lagrangian Hydrodynamics: A three-dimensional SPH code for dynamic material response*. Journal of Computational Physics, 109, 1: 67-75.

Loockwood, J. P. & Hazlett, R. W., 2010. *Volcanoes: Global Perspectives.* Ed. Wiley-Blackbell, 540p.

9- BIBLIOGRAFÍA

López-Ayala, J. L., Valdez-Hernández, J. I., Terrazas, T. & Valdez-Lazalde, J. R., 2006. *Anillos de Crecimiento y su periodicidad en tres especies tropicales del Estado de Colima*, México. Agrociencia 40, 4: 533-544.

López-Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J. & Alva-Valdivia, L., 2011. *Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México – implicaciones tectónicas y estructurales*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 28, núm. 3: 349-370.

Lozano, Z., Bravo, C., Ovalles, F., Hernández, R. M., Moreno, B., Piñago, L. & Villanueva, J. G., 2004. *Selección de un diseño de muestreo en parcelas experimentales a partir del estudio de la variabilidad espacial de los suelos.* Bioagro 16(1):1-17.

Lu, H-Y., 2014. *Application of water chemistry as a hydrological tracer in a volcano catchment area: Acase study of the Tatun Volcano Group, North Taiwan.* Journal of Hydrology, 511: 825-837.

Lube, G., Hupper,t H. E., Sparksm R. S. J. & Hallworth, M. A., 2004. *Axisymmetric collapses of granular columns*. Journal of Fluid Mechanics 508: 175-199.

Lucy, L. B., 1977. *Numerical Approach to Testing of Fission Hypothesis*. Astronomical Journal 1013-1024.

Lugo, J., 1991. *Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos)*. Instituto de Geografía, UNAM, México.

Lugo, J., Matin-Del Pozzo, A. & Vázquez-Selem, L., 1993. *Estudio geomorfológico del complejo volcánico de Colima.* Geofísica 32, 4: 633-641.

Luhr, J. F. & Carmichael, I. S. E., 1980. T*he Colima Volcanic Complex. México: Part I. Post-caldera andesites from Volcan Colima*. Contrib. Mineral. Petrol. 71: 343-372.

Luhr, J. F. & Carmichael, I. S. E., 1981. *The Colima volcanic complex, Mexico: Part II. Late- Quaternary cinder cones*. Contrib. Mineral. Petrol. 76: 127-147.

Luhr, J. F. & Prestegaard, K. L., 1988. *Caldera formation at Volcán de Colima, Mexico, by large Holocene volcanic debris avalanche*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 35: 335–348.

Luhr, J. F. & Carmichael, I. S. E., 1990a. *Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at Volcán Colima, México*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 42: 235-260.

Luhr, J. F.& Carmichael, I.S.E., 1990b. *Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at Volcan Colima, Mexico.* J. Volcanol. Geotherm. Res. 42: 235-260.

Luhr, J. F., 1993. *Petrology and geochemistry of stage-I andesites and dacites from the caldera wall of Volcan Colima, Mexico*. Geofis. Int. 32: 591-603.

Luhr, J. F., 2002. *Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998-1999 lava flows from Volcan de Colima, Mexico: implications for the end of the current eruptive cycle*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 117: 169-194.

Luhr, J. F., Navarro-Ochoa, C. & Savov, I. P., 2009. *Tephrochronology, petrology and geochemistry of Late-Holocene pyroclastic deposits from Volcán de Colima, Mexico*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 196, 1-32.

Macías, J., 2005. *Geología e historia de algunos de los grandes volcanes activos de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del Centenario: Temas selectos de la geología mexicana LVII, 3, 379-424.

Macías, J. L., Saucedo, R., Gavilanes, J. C., Varley, N., Velasco-García, S., Bursik, M., Vargas-Gutiérrez, V. & Cortés, A., 2006. *Flujos piroclásticos asociados a la actividad explosiva del Volcán de Colima y perspectivas futuras*. Unión Geofísica Mexicana 25, 3: 417-428.

Macías J. L., Capra, L., Arce, J. L., Espíndola, J. M., García-Palomo, A. & Sheridan, M. F., 2008. *Hazard map of El Chichón volcano, Chiapas, México: Constraints posed by eruptive history and computer simulations*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 175: 444–458.

Major, J.J, Pierson, T.C, Dinehart, R.L & Costa, J.E. 2000. Sediment yield following severe volcanic disturbance. A two-decade perspective from Mount St. Helens. Geology, 28 (9): 819-822.

Major, J. J., 2003. *Post-eruption hydrology and sediment transport in volcanic river systems*. Water Resources Impact, 5:3 10-15 p.

Malet, J. P., Maquaire, O., Locat, J. & Remaitre, A., 2004. *Assessing debris flow hazards associated with slow moving landslides: methodology and numerical analyses*. Landslides 1:83-90.

Malvern, L. E. 1969. *Introduction to the Mechanics of a Continuous Medium.* Prentice-Hall. Series of Engineering of the Physical Sciences.

Manea, V. C. & Manea, M., 2006. *The origin of modern Chiapanecan volcanic arc in southern Mexico inferred from thermal models*. Volcanic hazards in Central America, GSA Special Paper 412, no. ch2: 27–38.

Manea, M. & Manea, V.C., 2008. *On the origin of El Chichón volcano and subduction of Tehuantepec Ridge: a geodynamical perspective*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 175: 459–471.

Manea, V.C.& Manea, M., 2011. *Flat-slab thermal structure and evolution beneath central Mexico*. Pure and Applied Geophysics 168: 1475–1478.

Manea, V. C., Pérez-Gussinyé, M. & Manea, M., 2012. *Chilean flat-slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback*. Geology. http://dx.doi.org/10.1130/G32543.1.

Manea, V.C., Manea, M., & Ferrari, L., 2013. *A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America*. Tectonophysics, http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.039

9- BIBLIOGRAFÍA

Mangeney-Castelnau, A., Bouchut, .F, Vilotte, J. P., Lajeunesse, E., Aubertin, A. & Pirulli, M., 2005. *On the use of Saint Venant equations to simulate the spreading of a granular mass*. Journal of Geophysical Research 110: B09103.

Marchi, L., Cavalli, M. & Agostino, V. D., 2010. *Hydrogeomorphic processes and torrent control works on a large alluvial fan in the eastern Italian Alps*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 547-558.

Martelli, K., Thouret, J. C., van Westen, C., Fabre, D., Sheridan, M. F. & Vargas, R., 2008. *Estimating building and infrastructure vulnerability in the city of Arequipa, Peru, from volcanic mass flows: A challenge*. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts: 315-318.

Martí-Vicente, J., 1993. *La volcanología actual*. Consejo Superior de Investigaciones científicas (CSIC), Madrid, 1-195p.

Martin-Del Pozzo, A. L., Romero, V. H. & Ruiz-Kitcher. R. E., 1987. *Los flujos piroclásticos del Volcán de Colima. México.* Geofísica Internacional, 26, .2:. 291–307.

Martín-Del Pozzo, A.L., Sheridan, M., Barrera, D., Lugo, J. & Vázquez, L., 1995. *Potencial hazards from Colima volcano, Mexico*. Geofísica Internacional 34, 4:363-376.

Martínez Cruz, J., 2004. *Áreas prioritarias para la conservación de la riqueza arbórea de Colima, México*. Centro de Investigaciones en Ecosistemas, UNAM. Tesis de Máster, 80 p.

Mazzarini, F., Ferrari, L. & Isola, I., 2010. *Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan–Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt.* Tectonophysics 486: 55–64.

McDougall, S. & Hungr, O., 2004. *A model for the analysis of rapid landslide motion across three-dimensional terrain*. Canadian Geotechnical Journal, 41:6, 1084–1097.

Medina, V., Hurlimann, M. & Bateman, A., 2008. *Application of FLAT-Model, a 2-D finite volume code, to debris flows in the northeastern part of the Iberian Peninsula*. Landslides, 5: 127–142.

Medina-Martinez, F., 1983. *Analysis of the eruptive history of the Volcán Colima, México, 1560-1980.* Geofísica Internacional, 22: 157-178.

Melgar, D. & Pérez-Campos, X., 2011. *Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions*. Pure and Applied Geophysics 168: 1449–1460.

Meyer, D. F. & Martinson, H. A., 1989. Rates and processes of channel development and recovery following the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. Hydrologicas Sciences Journal, 34: 2, 115-127p.

Minskowski, M. & Renschler, C. S., 2002. *GeoWEPP for ArcGIS 9.x Full Version Manual (for GeoWEPP Version 2.2008 or earlier).* Department of Geography, the State University of New York at Buffalo, 129 p.

Mizuyama, T. & Yazawa, A., 1987. *Computer simulation of debris flow depositional processes*. Ed. R.L. Beschta, T. Blinn. G.E. Grant. G.G. Ice and F.J. Swanson, en Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim. Int. Assoc. Hydrol. Sci., Publ. 165: 179-190. (En pierson 1995)

Monaghan, J.J.,1994. *Simulating free surface flows with SPH*. Journal of Computational Physics, 110: 399-406.

Monaghan J.J. & Gingold, R.A., 1983. *Shock simulation by the particle method SPH*,J.Comp.Phys. 52: 374-389.

Monaghan, J. J. & Latanzio, J. C., 1985. *A refined particle method for astrophysical problems*. Astronomy and Astrophysics 149 :135-143.

Monaghan, J. J. & Kocharyan, A., 1995. *SPH simulation of multi-phase flow.* Computer Physics Communications, 87: 225-235.

Monaghan, J. J. & Kos, A., 1999. *Solitary waves on a Cretan Beach*. J. Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engrg, ASCE, 125, 3.

Monaghan, J. J., Cas, R. F., Kos, A. & Hallworth, M., 1999. *Gravity currents descending a ramp in a stratified tank*. Journal of Fluid Mechanics, 379:36-39.

Monaghan, J. J., Kos, A. & Issa, N., 2003. *Fluid Motion Generated by Impact*. J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng., 129, 6: 250-259.

Montull, C., Pastor, M. & Springman, D., 2015. *Numerical modelling of propagation of landslides using SPH*. EGU General Assembly 2015, B815 EGU2015-6678.

Mooser, F., 1961. *Los volcanes de Colima.* Bol. Inst. Geol. UNAM 61, 49-71. En Bretón - González et al., 2002.

Mooser, F., Montiel, A. & Zúñiga A., 1996. *Nuevo mapa geológico de las Cuencas de México, Toluca y Puebla: estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos: México*. Comisión Federal de Electricidad. México, 27 p.

Mora, J.C., Macias, J.L., Saucedo, R., Orlando, A., Manetti, P. & Vaselli, O., 2002. *Petrology of the 1998-2000 products of Volcan de Colima, Mexico*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 117: 195-212.

Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y. & Goldstein, S., 2007. *Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt.* Chemical Geology 244: 452–473.

Mota-Padilla, M., 1742. *Historia de la conquista de la Nueva Galicia. Guadalajara*. En Bretón-González et al., 2002.

Mueller, T. G., Pierce. F. J., Schabenberger, O. & Warnede, D. D. 2001. *Map quality for site-specific fertility management.* Soil Science Society of American Journal 65:1547-1558.

9- BIBLIOGRAFÍA

Mueller, T. G., Pusuluri, N. B., Mathias, K.K., Cornelius, P. L. & Barnhisel, R. I., 2004. *Sitespecific soil fertility management: a model for map quality*. Soil Science Society of American Journal 68:2031-2041.

Muñoz, E., (2004) *Los lahares del Popocatépetl de 1997 y 2001: obtención y tratamiento de la información para la prevención de riesgos*. Trabajo de D.E.A Universidad Complutense de Madrid, Madrid. (En Tesis Bouchra)

Muñoz-Salinas, E., 2007. *Los lahares del Popocatépetl: obtención y tratamiento de la información de la información para la prevención de riesgos*. Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física de la Universidad Complutense de Madrid (UCM). 239p.

Muñoz-Salinas, E., Renschler, C., Palacios, D. & Namikawa, L. M., 2008. *Updating channel morphology in digital elevation models: lahar assessment for Tenenepanco-Huiloac Gorge, Popocatépetl volcano, Mexico*. Natural Hazards, 45: 309-320.

Muñoz-Salinas, E., Castillo-Rodríquez, M., Manea, V., Manea, M. & Palacios, D., 2009. *Lahar flow simulations using LAHARZ program: Application for the Popocatépetl volcano, Mexico*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 182: 13–22.

Naef, D., Rickenmann, D., Rutschmann, P. & McArdell, B. W., 2006. *Comparison of flow resistance relations for debris flows using a one-dimensional finite element simulation model*. Natural Hazards and Earth System Science 6:155-165.

Namikawa, L. M., 2006. *Multiple representations of elevation for dynamic process modeling*. Department of Geography, State University of New York at Buffalo. 185p.

Navarro, C., Komorowski, J-C. & Cortés, A., 1994. *Depósitos de avalanchas de escombros en el Complejo Volcánico de Colima: evidencias geológicas y edades C14 para múltiples eventos. Nuevas preguntas a previas interpretaciones, un problema aún no resuelto*. Universidad de Colima, Cuarta Reunión Internacional Volcán de Colima: A Decade Volcano Workshop, 49–50.

Navarro-Ochoa, C., Gavilanes-Ruíz, J.C. & Cortés, A., 2002. *Movement and emplacement of lava flows at Volcán de Colima, Mexico: November 1998-February 1999*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 117: 155-167.

Navarro, C. & Cortés, A., 2003. *Mapa de peligros Volcán de Fuego de Colima*. Universidad de Colima, Observatorio Vulcanológico. Gobierno del Estado de Colima, Mexico.

Nayroles, B., Touzot, G. & Villon, P., 1992. *Generalizing the Finite Element Method: Diffuse Approximation and Diffuse Elements.* Computational Mechanics, 10: 307-318.

New, M., Hulme, M., Jones, P., 2000. *Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901–1996 monthly grids of terrestrial surface climate*. J. Climate 13: 2217-2238.

Nieto, A., 2008. *Efectos de la caída de ceniza en la biota del área del Volcán de Colima*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias, UNAM, 65 p.

Norini, G., Capra, L., Groppelli, G., Agliardi, F., Pola, A. & Cortés, A., 2010. *Structural architecture of the Colima Volcanic Complex.* Journal of Geophysical Research 115, B12209.

Núñez, F., Nava, A., De la Cruz-Reyna, S., Jiménez, Z., Valencia ,C. & Garcia-Arthur, R., 1994. *Seismic activity related to the 1991 eruption of Colima Volcano, Mexico*. Bull. Vulcanol. 56: 228-237.

O'Brien, J. S., & Julien, P. Y., 1985. *Physical properties and mechanics of hyperconcentrated sediment flows*. Proc., ASCE Specialty Conf. on the Delineation of Landsfides, Flash Floods and Debris Flow Hazards in Utah, Utah Water Research Lab., Univ. of Utah at Logan, Utah, 260-279.

Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima (OVUC). http://www.ucol.mx/volcan/

Ochoa Ramírez, A., 2002. *Criterios bioclimáticos para la planificación urbana: Caracterización de dos entornos urbanos de la ciudad de Colima*. Facultade de Arquitectura y Diseño, UCOL. Tesis de Máster, 226 p.

Okada, Y., Sassa, K. & Fukuoka, H., 2004. *Excess pore pressure and grain crushing of sands by means of undrained and naturally drained ring-shear tests.* Engineering geology 75: 325-343.

Omori, S., Kamiya, S., Maruyama, S. & Dapeng, Z., 2002. *Morphology of the intraslab seismic zone and devolatilization phase equilibria of the subducting slab peridotite.* Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo 76: 455–478.

Oñate, E. & Idelsohn, S., 1998. *A mesh free finite point method for advective-diffusive transport and fluid flow problems*. Comp.Mech., 21: 283-292.

Open Geospatial Consortium, 2009. *OGC®: Sensor Web Enablement Application for Debris Flow Monitoring System in Taiwan*. Ed. James Yu Hsu-Chun, Lee Zhong-Hung, Ye Cai-Fang, Chung Lan-Kun & Fang Yao-Min. OGC 09-082. 82p.

Ordoñez Y Ruiz, R. 1903. Testimonio recogido en Bretón-González et al., 2002.

Orozco, M.N., 1869. *Observaciones hechas en el mes de agosto de 1869 de los fenomenos igneos del volcán de Colima*. Imp.Gob. Edo. Colima. En Bretón-González et al., 2002.

Orozco, M.N. & Berra, J., 1888. *Seismologia. Efemerides seismicas mexicanas*. In: Mem. Rev. Soc. Cient. Antonio Alzate I, 303-541. En Bretón-González et al., 2002.

Orozco-Esquivel, M.T., López-Martínez, M. & Ferrari, L., 2010. *El volcanismo miocénico de la Faja Volcánica Transmexicana: migración del arco y variación en la contribución de componentes de subducción*. Geosphere 30, 1: 160–161.

Ortiz, S.T., 1944. *La zona volcánica "Colima" en el Estado Jalisco.* Instituto de Geografía, Universidad de Guadalajara, 44 p.

Ortoll, S., 1988. *Colima una historia compartida*. SEP, Instituto Mora 45: 390-400.

Pacheco, J., Singh, S. K., Domínguez, J., Hurtado, A., Quintanar, L., Jiménez, Z., Yamamoto, J., Gutiérrez, C., Santoyo, M., Bandy, W., Guzmán, M., Kostoglodov, V., Reyes & G., Ramírez, C., 1997. *The October 9, 1995 Colima-Jalisco, Mexico Earthquake (M_w 8): An aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932*. Geophysical Research Letters 24, 17: 2223-2226.

Padilla-Velarde, E., Cuevas-Guzmán, R., Ibarra-Manríquez, G. & Moreno-Gómez, S., 2006. *Riqueza y biogeografía de la flora arbórea del Estado de Colima, México*. Revista Mexicana de Biodiversidad 77: 271-295.

Pailha, M., Nicolas, M. & Pouliquen, O., 2008. *Initiation of underwater granular avalacnches: Influences of the initial volume fraction*. Physics of Fluids 20: 11701.

Palacio-Prieto, J.l., Bocco, G., Velázquez, A., Mass, J. F., Takaki-Takaki, F., Victoria, A., Luna-Gonález, L., Gómez –Rodríguez, G., López-García, J., Palma, M., Trejo-Vázquez, I., Peralta, A., Prado-Molina, J., Rodríquez-Aguilar, A., Mayorga-Saucedo, R. & González, F., 2000. *La condición actual de los recursos forestales en México: resultdos del Inventario Forestal Nacional 2000*. Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía 43: 183-203.

Pardo, M. & Suárez, G., 1995. *Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: seismic and tectonic implication*s. Journal of Geophysical Research 100, 12: 357–12,373.

Pastor, M., 2007. *Modelos numéricos para ecuaciones y sistemas hiperbólicos de primer orden*. Monografía. Curso de cálculo numérico, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid.

Pastor, M., Quecedo, M., Fernández Merodo, J.A., Herreros, M.I., Gonzalez, E., & Mira, P., 2002. *Modelling mailing dams and mine waste dumps failures*. Geotechnique, 52, 8:. 579-591.

Pastor, M., Quecedo, M., González, E., Herreros, I., Fernández Merodo, J.A. & Mira, P., 2004a. *A simple approximation to bottom friction for Bingham fluid depth integrated models*. Journal of Hydraulic Engineering ASCE 130: 2, 149-155.

Pastor, M., Quecedo, M., González, E., Herreros, I., Fernández Merodo, J.A. & Mira, P., 2004b. *Modelling of landslides (II) propagation*. Degradation and Instabilities in Geomaterials, Darve F, Vardoulakis I (eds). Springer Wien: New York, 2004; 319–367.

Pastor, M., Quecedo, M., Herreros, M.I., Gonzalez, E., Haddad, B., Fernández Merodo, J.A., & Mira, P., 2005. *Modelling of fast landslides and waves induced by them in reservoirs and other water bodies*. Rivista Italiana Di Geotecnia, 46-62.

Pastor, M., Herreros, I., Fernández-Merodo, J. A., Mira, P., Haddad, B., Quecedo, M., González, E., Alvarez-Cedrón, C. & Drempetic, V., 2009a. *Modelling of fast catastrophic landslides and impulse waves induced by them in fjords, lakes and reservoirs*. Engineering Geology, 109: 124–134.

Pastor, M., Blanc, T. & Pastor, M. J., 2009b. *A depth-integrated viscoplastic model for dilatant saturated cohesive-frictional fluidized mixtures: Application to fast catastrophic landslides*. Journal of Non-Newtonian Fluid Mechanics, 158:142-153.

Pedersen, G. B. M. & Grosse, P., 2014. *Morphometry of subaerial shield volcanoes and glaciovolcanoes from Reykjanes Peninsula, Iceland: Effects of eruption environment.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 282: 115-133.

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C. & Gurnis, M., 2008. *Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico.* Geophysical Research Letters 35, L18303.

Pérez de León , J. M., 1789. *Descripción del Distrito de Colima y del Corregimiento de San Miguel Xilotlán en 1789.* Documentos para la historia de Colima: siglos XVI-XIX. 525 p. En Pérez Pérez, 2011.

Pérez Pérez, A., 2011. *Evaluación de peligro por lahares en la ladera SW del Volcán de Colima.* Postgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. Tesis de Máster, 103 p.

Perla, R. I., Cheng, T.T. and McClung, D.M., 1980. *A two- parameter model of s now avalanche motion*. Journal of Glaciology, 26: 197-207

Petróleos Mexicanos, PEMEX. *Pozos de exploración petrolera Colima-1, Tepames-1, y Jalisco-1*.

Pierson, T. C., 1986. *Flow behaviour of channelized debris flows,* Mount At. Helens, Washington. Geol. Soc. Am. Bull., 96: 1056-1069.

Pierson, T. C., Janda, R. J., Thouret, J. C. & Borrero, C. A. 1990. *Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41: 17-66.

Pierson, T.C. & Janda, R.J. 1994. Volcanic mixed avalanches: a distinct eruption-triggered mass-flow process at snow-clad volcanoes. Geological Society of American Bulletin, 106: 1351-1358.

Pierson, T. C., 1995. *Flow characteristics of large eruption-triggered debris flows at snow-clad volcanoes: constraints for debris-flow models*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 66: 283-294.

Pierson, T. C., 1998. *An empirical method for estimating travel times for wet volcanic mass flows*. Bulletin of Volcanology, 60: 98-109.

Pierson, T. C., 2010. Hazards from Channel-Confined Hyperconcentrated-Flow Lahars. Cities on Volcanoes 6th, Tenerife, 1.2-P-12, 55-56.

Pinel, V., Hooper, A. ,De La Cruz-Reyna, S., Reyes-Davila, G. Doin, M. P. & Bascou, P., 2011. *The challenging retrieval of the displacement field from InSAR data for andesitic stratovolcanoes: Case study of Popocatépetl and Colima Volcano, Mexico*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 200: 49–61.

Pitman, E. B. & Le, L., 2005. *A two-fluid model for avalanche and debris flows.* Philosophical Transactions of the Royal Society, 363: 1573-1601.

Prochaska, A. B., Santi, P. M. & Higgins, D., 2008. *Debris Basin and Deflection BermDesign for Fire-Related Debris-Flow Mitigation*. Environmental & Engineering Geoscience, XIV, 4:. 297-313.

Procter, J. N., Cronin, S. J., Fuller, I. C., Sheridan, M. F., Neall, V. E. & Keys, H., 2010. *Lahar hazard assessment using Titan2D for an alluvial fan with rapidly changing geomorphology: Whangaehu River, Mt. Ruapehu*. Geomorphology 116: 162–174.

Procter, J. N., Cronin, S. J. & Sheridan, M. F., 2012. *Evaluation of Titan2D modelling forecasts for the 2007 Crater Lake break-out lahar, Mt. Ruapehu, New Zealand*. Geomorphology 136: 95-105.

Programa de Conservación y Manejo del Parque Nacional Volcán Nevado de Colima, 2006. Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas y Secretaría de Desarrollo Rural del Gobierno de Jalisco, 148 p.

Protección Civil Estatal del Estado de Colima. http://www.proteccioncivil.col.gob.mx/

Protección Civil Estatal del Estado de Jalisco. http://www1.jalisco.gob.mx/wps/portal/organismos/proteccioncivil

Pudasaini, S. P., Hutter, K., Hsiau, S-S., Tai, S-Ch., Wang, Y. & Ratzenbach, R., 2007. *Rapid flow of dry granular materials down inclined chutes impinging on rigid walls.* Physics of Fluids, 19: 053302.

Puente–Solís, I., 2004. *Estratigrafía e historia eruptiva del cráter de explosión Hoya Cíntora.* Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis profesional, 107 p.

Puga, G.B., 1890. *La última erupción del volcán de Colima.* Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate, Mexico 3, 97-102.

Punongbayan, R.S., Newhall, C.G. & Hoblitt, R.P. 1996. Photographic Record of Rapid Geomorphic Change at Mount Pinatubo, 1991-1994. Newhall, C.G. & Punongbayan, R.S. (eds) Fire and Mud- Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines. University of Washington Press, 21-66.

Quecedo, M. & Pastor, M., 2003. *Finite Element modelling of free surface flows on inclined and curved beds*. Journal of Computational Physics, 189, issue 1: 45-62.

Quecedo, M., Pastor, M., Herreros, M.I. & Fernández Merodo, J.A., 2004. *Numerical modelling of the propagation of fast landslides using the finite element method*. International Journal for Numerical Methods in Engineering. 59, 6:755–794.

Ramírez-Ruiz, J.J., Santiágo-Jimémez, E., Alatorre-Chávez, M. & Bretón-González, M., 2002. *EDM. Deformation monitoring of the 1997-2000 at Volcán de Colima*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 117: 61-67.

Randles, P. W. & Libersky, L. D., 2000. *Normalized SPH with stress points*. nternational Journal for Numerical Methods in Engineering, 48, 10: 1445–1462.

Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO) 2009 y 2013. http://resco.ucol.mx/

Renschler, C. S., 2003. *Designing geo-spatial interfaces to scale process models: The GeoWEPP approach.* Hydrological Processes 17: 1005-1017.

Revellino, P., Hungr, O., Guadagno, F.M. & Evans, S.G., 2004. *Velocity and runout prediction of destructive debris flows and debris avalanches in pyroclastic deposits, Campania region, Italy*. Environmental Geology 45:295–311.

Rickenmann, D. & Koch, T., 1997. *Comparison of debris flow modelling approaches.*Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Proc.1st Int.Conference, ASCE 1997, C.L.Chen (Ed.), 576-585.

Rickenmann, D., Laigle, D., McArdell, B. W. & Hübl, J. 2006. *Comparison of 2D debris-flow simulation models with field events*. Computational Geosciences, special issue 10/1, 241-264.

Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J.-M., Gourgaud, A. & Vincent, P.M., 1987. *Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 31: 99-113.

Robin, C., Camus, G. & Gourgaud, A., 1991. *Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (Mexico)*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 45: 209-225.

Robinson, J. E. & Clynne, M. A., 2012. *Lahar Hazard Zones for Eruption-Generated Lahars in the Lassen Volcanic Center, California.* U.S. Department of the Interior & U.S. Geological Survey ,Scientific Investigations Report 5176–C.

Rocco, R., Bétemps, N., Navillod, E., Buonaiuto, E., Rezzaro, G. & Ropele, P., 2012. *Standard methodology to study debris flow hazard and risk mitigation in alpine basins*. 12th Congress INTERPRAEVENT Grenoble / France – Extended Abstracts.

Rodolfo, K. S., 1989. *Origin and Early Evolution of Lahar Channel at Mabinit, Mayon Volcano, Philippines.* Geological Society of America Bulletin 101: 414-426.

Rodolfo, K. S. & Arguden, A. T., 1991. *Rain-lahar generation and sediment-delivery systems at Mayon Volcano, Philipines.* En Fisher, R.V. & Smith, G. A. (eds.). *Sedimentation in Volcanic Settings.* Tulsa, Oklahoma, SEPM Special Publications 45; 71-87.

Rodríguez-Elizarrarás, S. 1991. *Geología del Volcán de Colima, estados de Jalisco y Colima.* Instituto de Geología, UNAM. Tesis de Máster, 110 p más mapas.

Rodríguez-Elizarrás, S.R., 1995. *Estratigrafia y estructura del Volcan de Colima, Mexico*. Rev. Mex. Cienc. Geol. 12, 22-46.

Rodríguez-Paz, M. X. & Bonet, J., 2005. *A corrected smooth particle hydrodynamics formulation of the shallow water equations*. Comput. and Structures 83: 17/18, 1396-1410.

Roverato, M., Capra, L., Sulpizio, R. & Norini, G., 2011. *Stratigraphic reconstruction of two debris avalanche deposits at Colima Volcano (Mexico): Insights into pre-failure conditions and climate influence*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 207, 33–46.

Roverato, M., 2012. *Estratigrafía, mecanismos disparadores, transporte y emplazamiento de dos depósitos de avalancha de escombros del Volcán de Colima: comparación con el Volcán Taranaki (NZ)*. Centro de Geociencias, UNAM. Tesis doctoral. 171 p.

Roverato, m., Capra, L. & Sulpizio, R., 2013. *First evidence of hydromagmatism at Colima Volcano (Mexico).* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 249: 197-200.

Saccorotti, G., Iguchi, M. & Aiuppa, A., 2015. *In situ volcano monitoring: Present and future.* Volcanic Hazards, Risks and Disasters, chapter 7: 169-202.

Salinas, S. & López-Blanco, J., 2010. *Geomorphic assessment of the debris avalanche deposit from the Jocotitlán volcano, Central Mexico*. Geomorphology, 123: 142-153.

Salinas Melgolza, M.A., 2007. *Patrones de variación de la diversidad de especies arbóreas con otras formas de crecimiento en las Selvas Bajas Caducifolias de Colima*. Centro de Investigaciones en Ecosistemas, UNAM. Tesis de Máster, 78 p.

Sánchez Morales, M. 2009. *Modelación de flujos de derrubios empleando el método SPH. Aplicación a casos reales.* UPM, ETS de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos, UPM.

Sánchez, M. E., Pastor, M. & Romana, M. G., 2013. *Modelling of short runout propagation landslides and debris flows. In Georisk: Assessment and Management of Risk for Engineered Systems and Geohazards*. Ed.Taylor and Francis Group.

Santi, P. & Morandi, L., 2012. *Comparison of debris-flow volumes from burned and unburned areas*. Landslides, 13 p. DOI 10.1007/s10346-012-0354-4

Sarocchi, D., 2007. *Análisis sedimentológico del depósito de flujo de bloques y ceniza del 17 de julio de 1999 en el volcán de Colima*. Monografías del Instituto de Geofísica UNAM. 120 p.

Sartorius, C., 1971. *Eruption of the volcano of Colima in June 1869*. American Journal of Science 102: 381-383.

Saucedo, R., et al., 1995. Informe Interno del Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima, 35 p.

Saucedo, R., 1997, *Reconstrucción de la erupción de 1913 del Volcán de Colima: Mexico DF*. UNAM, Tesis de Máster, 185 p.

Saucedo, R., 2001. *Erupciones de 1991 y 1998-1999 del Volcán de Colima: Mecanismos de transporte y depositación de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza*. UNAM, Tesis de Doctorado, 132 p.

Saucedo, R., Macias, J. L., Bursik, M., Gavilanes, J. C., Cortés, A. & Mora, J. C., 2002. *Emplacement of pyroclastic flows during the 1998-1999 eruption of Volcán de Colima, Mexico*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 117: 129-153.

Saucedo, G. R., Macías, J. L. & Bursik, M. I., 2004. *Merapi-type pyroclastic flows produced during the 1991 eruption of Colima Volcano: stratigraphy, sedimentology and emplacement mechanisms.* Bulletin of Volcanology 66, 4: 291–306.

Saucedo, R., Macías, J. L., Sheridan, M. F. , Bursik, M. I., Komorowski, J. C., 2005. *Modeling of pyroclastic flows of Colima Volcano, Mexico: implications for hazard assessment*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 139: 103– 115.

Saucedo, R., Macías, J.L., Sarocchi, D., Bursik, M. & Rupp, B., 2008. *The rain-triggered Atenquique volcaniclastic debris flow of October 16, 1955 at Nevado de Colima Volcano, Mexico*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 173: 69–83.

Saucedo, R., Macías, J., Gavilanez, J., Arce, J., komorowski, J., Gardner, J. &Valdez-Moreno, G., 2010. *Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 1913 Plinian eruption of Volcán de Cólima, México*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 101: 149–166.

Savage, S.B., 1983. *Granular flows down rough inclines- review and extension*. Ed Jenkins, J.T., Satake, M., en Mechanics of Granular Materials: New Models and Constitutive Relations. Elsevier, Amsterdam, 261–281. (en Bettoti y Capra 2010)

Sáyago Lorenzana, R.C., 2005. *Congruencia entre las areas prioritarias de conservación de la flora leñosa y las aves del Bosque Tropical Caducifolio de Colima, México*. Centro de Investigaciones en Ecosistemas, UNAM. Tesis de Máster, 69 p.

Schellart, W.P., Freeman, J., Stegman, D.R., Moresi, L. & May, D., 2007. *Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width*. Nature 446: 308–311.

Schloeder, C. A., Zimmerman, N. E. & Jacobs, M. J., 2001. *Comparison of methods for interpolating soil properties using limited data.* Soil Science Society of American Journal 65:470-479.

Schminke, H.U. 2004. *Volcanism*. Springer-Verlag, Berlin. 324 p.

Schneider, D., Delgado Granados, H., Huggel, C.& Kääb, A., 2006. *Modeling Potential Laharic Hazards Related to Ice-Melting in Case of Unrest of Iztaccíhuatl Volcano (Central Mexico)*. EGU Geophysical Research Abstracts, 8: 00334.

Schneider, D., Delgado-Granados, H, Huggel, C. & Kääb, A., 2008. *Assessing lahars from ice-capped volcanoes using ASTER satellite data, the SRTM DTM and two different flow models: case study on Iztaccíhuatl (Central Mexico)*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 8: 559-571.

Schloeder, C.A., Zimmerman, N. E. & Jacobs, M. J. 2001. *Comparison of methods for interpolating soil properties using limited data.*. Soil Science Society of American Journal 65:470-479.

Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT). http://www.sct.gob.mx/

Secretaría de Desarrollo Social (SEDESOL). http://www.sedesol.gob.mx/

Secretaría de Medioambiente y Desarrollo Territorial de Jalisco, 2013. http://siga.jalisco.gob.mx/moet/Ventanas/historiaP2.htm

Secretaria de Medioambiente y Recursos naturales (SEMARNAT), 2001. www.semarnat.gob.mx/

Secretaría de Programación y Presupuesto (SPP), 1981. *Información geodésica del territorio nacional*. Distrito Federal, México.

Segerstrom, K. 1950. Erosion studies at Paricutín, state of Michoacán, Mexico. US Geological Survey Bulletin, 965A, 64 p.

Servicio Sísmológico Nacional de México (SSN), 2013. http://www.ssn.unam.mx/

Sharp, R. P. & Nobles, L. H., 1953. *Mudflow of 1941 at Wrightwood, southern California*. Geol. Soc. Am. Bull., 64:. 547 – 560.

Sheridan, M.F. & Wohletz, K.H., 1983. *Hydrovolcanism: basic considerations*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17: 1-29.

Sheridan, M. F. & Malin, M. C. 1983. *Application of computer-assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Volcano Lipari, and Vesuvius*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17, Issues 1–4: 187-202.

Sheridan, M.F., Stinton, A.J., Patra, A., Pitman, E.B., Bauer, A. & Nichita, C.C., 2005. *Evaluating Titan2D mass-flow model using the 1963 Little Tahoma Peak avalanches, Mount Rainier, Washington*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 139: 89-102.

Shieh, C. L., Ting, C. H. & Pan, H. W., 2008. *Impulsive force of debris flow on a curved dam*. International Journal of Sediment Research, 23: 149-158.

Siebe, C., Rodríguez-Elizarrarás, S., Stoopes, G., Komorowski, J.C. & Sheridan, M.F. 1992. *How many debris avalanche deposits at the Colima volcanic complex or: Quo Vadimus*. Universidad de Colima, Tercera Reunión Nacional "Volcán de Colima y Segunda Reunión Internacional de Vulcanología" 15.

Shimokawa, E., Jitousono, T., Yazawa, A. & Kawagoe, R. 1989. *An effect of tephra cover on erosion processes of hillslopes and in around Sakurajima volcano*. International Symposium on Erosion and Volcanic Debris Flow Technology; Yogyakarta, Indonesia. Ministry of Public Works. V32-1-V32-21.

Singh, S.K., Ponce, L. & Nishenko, S.P., 1985. *The great Jalisco,Mexico, earthquakes of 1932: subduction of the Rivera plate*. Bulletin of the Seismological Society of America 75: 1301–1313.

Skinner, S.M. & Clayton, R.W., 2011. *An evaluation of proposed mechanisms of slab flattening in Central Mexico*. Pure and Applied Geophysics. http://dx.doi.org/10.1007/ s00024-010-0200-3.

Smith, G.A. & Lowe, D.R. 1991. Lahars: Volcano-Hydrologic Events and Deposition in the Debris Flow-Hyperconcentrated Flow Continuum. Sedimentation in Volcanic Settings: SEPM Spetial Publication, 45: 59-69.

Sohn, Y. K., Choe, M. Y. & Jo, H. R., 2002. *Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, Southern Chile)*. Terra Nova, 14: 405-415.

Song, T. A., Helmberger, D. V., Brudzinski, M. R., Clayton, R. W., Davis, P., Pérez-Campos, X. & Singh, S .K., 2009. *Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in Southern Mexico*. Science 324: 502–506.

SPP, 1981. *Síntesis Geográfica de Colima*.

Starr, F., 1903. *The recent eruptions of Colima*. J. Geol. 11: 750. En Bretón-González et al., 2002.

Steininger, J., 1819. *Geognostische Studien am Mittelrheine.* F. Kupferberg ,Mainz, 1-223p.

Stevens, N.F., Manville, V. & Heron, D. W., 2002. *The sensitivity of a volcanic flow model to digital elevation model accuracy: experiments with digitised map contours and interferometric SAR at Ruapehu and Taranaki volcanoes, New Zealand*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 119: 89-105.

Stoopes, G.R. and Sheridan, M.F., 1992. *Giant debris avalanches from the Colima volcanic Complex, México: Implications for long-runout landslides (>100 km)*. Geology, 20:299-302.

Sulpizio , R., Capra, L., Sarocchi, D., Saucedo, R., Gavilanes-Ruiz, J. C. & Varley, N. R., 2010. *Predicting the block-and-ash flow inundation areas at Volcán de Colima (Colima, Mexico) based on the present day (February 2010) status*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 193: 49-66.

Szynkaruk, E., Garduño-Monroy, V. H. & Bocco, G., 2004. *Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt*. Geomorphology 61: 111- 126.

Takahashi. T., 1978. *Mechanical characteristics of debris flow*. Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers Proceedings, 104: 1153-l 169. (EN PROCTER 2012)

Takahashi, T., 1980. *Debris flow on prismatic open channel.* Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers Proceedings, 106, 381–396. . (EN PROCTER 2012)

Takeda, H., Miyama, S. M. & Sekiya, M., 1994. *Numerical simulation of viscous flow by Smooth Particle Hydrodynamics.* Progress of Theoretical Physics, 92,5: 939-960.

Tanarro, L.M., Andrés, N., Zamorano, J. J., Palacios, D. & Renschler, C., 2010. *Geomorphological evolution of a fluvial channel after primary lahar deposition: Huiloac Gorge, Popocatépetl volcano (Mexico*). Geomorphology, 122: 178–190.

Taran, Y.A., Fischer, T.R., Cienfuegos, E. & Morales, P., 2002. *Geochemistry of hydrothermal fluids from intraplate ocean island: Everman volcano, Socorro island, Mexico*. Chemical Geology, 222: 126–34.

Tello, F.A., 1651. *Libro segundo de la Crónica Miscelánea que trata de la conquista espiritual y temporal de la Santa Provincia de Xalisco en el Nuevo Reino de la Galicia y Nueva Vizcaína y Descubrimiento del Nuevo Mexico*. Imprenta de la República literaria, Guadalajara, 87 p.

Thorpe, R. S., Gibson, I. & Vizcaino, J., 1977. *Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano*. Nature 265: 724-725. En Bretón -González et al., 2002.

Thouret, J.C. & Lavigne, F., 2000. Lahars: occurrence, deposits and behaviour of volcano-hydrologic flows. En: Leyrit H. and Montenat C. (Eds.), Volcanoclastic rocks, from magma to sediments. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, pp. 151-174.

Thouret, J. C., Lavigne, F., Kelfoun, K. & Bronto, S., 2000. *Toward a revised hazard assessment at Merapi volcano, Central Java.* . Journal of Volcanology and Geothermal Research, 100: 479-502.

Tormey, D., 2010. *Managing the effects of accelerated flacial melting on volcanic collapse and debris flows: Planchon-Peteroa Volcano, Southern Andes.* Global and Planetary Change, 74, issue 2: 82-90.

Tsai, M. P., Hsu, Y. C., Li, H. C., Shu, H. M. & Liu, K. F., 2011.*Application of simulation technique on debris flow hazard zone delineation: a case study in the Daniao tribe, Eastern Taiwan.* Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11: 3053-3062.

Universidad de Colima (UCOL), 2005. *Boletines Anteriores del Observatorio Vulcanológico.* http://www.ucol.mx/volcan/boletines/index/.htm

Universidad de Colima (UCOL), 2006. *Detección de lahares del Observatorio Vulcanológico*. http://www.ucol.mx/volcan/flujos.php

Universidad de Colima (UCOL), 2007. *Informe Carlos Navarro*. www.ucol.mx/ciiv

Vacondio, R., Mignosa, P. & Pagani, S., 2013. *3D SPH numerical simulation of the wave generated by the Vajont rockslide.* Advances in Water Resources, DOI: http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.06.009

Varley, N., Arámbula-Mendoza, R., Reyes-Dávila, G., Stevenson, J. & Harwood, R., 2010a. *Long-period seismicity during magma movement at Volcán de Colima*. Bull. Volcanol. doi:10.1007/s00445-010-0390-7.

Varley, N., Arámbula-Mendoza, R., Reyes-Dávila, G., Sanderson, R. & Stevenson, J., 2010b. *Generation of vulcanian activity and long-period seismicity at Volcán de Colima, Mexico.* J. Volcanol. Geotherm. Res. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.08.009.

Vazquez, R., Capra, L., Caballero,L., Arámbula-Mendoza,R. & Reyes-Dávila, G., 2014. *The Anatomy of a lahar: Deciphering the 15th September 2012 lahar at Volcán de Colima*, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 272:126-136.

Vazquez, R., Suriñach, E., Capra, L. Arámbula, R & Reyes, G., 2015. *Quantitative characterization of lahars at Volcán de Colima, México*. EGU General Assembly 2015, Geophysical Research Abstracts, 17: EGU2015-3999.

Verma, S. P. & Luhr, J. F., 2010. *Sr, Nd, and Pb isotopic evidence for the origin and evolution of the Cántaro-Colima volcanic chain,Western Mexican Volcanic Belt.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, accepted manuscript VOLGEO 4609

Vizcaíno, J., 1993. *Notas sobre el Volcán de Colima.* Geofísica Internacional 32, 4: 699-701. En Pérez Pérez, 2011.

Volcano Discovery, 2013. http://www.volcanodiscovery.com/es/colima/news.html

Waitz, P., 1915. *Der gegenwartige Zustand der mexikanischen Vulkanen und die letzte Eruption des Vulkans von Colima*. Z. Vulkanol. 1: 247. En Bretón -González et al., 2002.

Waitz, P., 1932. *Datos históricos y bibliográficos acerca del Volcán de Colima*. Mem. Rev. Soc. Cient. Antonio Azalate 583: 349-384.

Waldron, H.H. 1967. *Debris flow and erosion control problems caused by the ash eruptions of Irazu volcano, Costa Rica*. US Geological Survey Bulletin, 1241,1:1-37.

Waliser, D. E., Shi, Z., Lanzante, J. R., & Oort, A. H., 1999. *The Hadley circulation: Assessing NCEP/NCAR reanalysis and sparse in situ estimates*. Clim. Dynam., 15, 10: 719-735.

Williams, R., 2006. *Modeling Lahars using Titan2D for the Southern Drainage of Volcán Cotopaxi: Impact on the city of Latacunga*. Departamento de Geologia de la State University of New York at Buffalo.

Williams, R., Stinton, A. J. & Sheridan, M. F., 2008. *Evaluation of the Titan2D two-phase flow model using an actual event: Case study of the 2005 Vazcún Valley Lahar*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 177: 760-766.

Witham, C. 2005. *Volcanic disasters and incidents: a new database*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 148: 191-233.

Wood, N. & Soulard, C., 2009. *Variations in population exposure and sensitivity to lahar hazards from Mount Rainier, Washington*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 188: 367–378.

Xu, M., Song, W-Z., Huang, R., Peng, Y., Shirazi, B., Lahusen, R., Kielym A., Peternos, N., Ma, A., Anusuya-Rangappa, L., Miceli, M. & McBride, D.,2009. *Design of smart sensing components for volcano monitoring.* Pervasibe and Mobile Computing, 5, issue 5: 639-653.

Yamamoto, H. 1984. Erosion of the 1977-1978 tephra layers on a slope of Usu volcano, Hokkaido. EOS, Transactions, Anerican Geophysical Union. 5, 2: 111-124.

Yang, T., Grand, S. P., Wilson, D., Guzman-Speziale, M., Gomez-Gonzalez, J. M., Dominguez-Reyes, T. & Ni, J., 2009. *Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography*. Journal of Geophysical Research 114, B01302.

Yoshida, H. & Sugai, T., 2007. *Magnitude of the sediment transport event due to the Late Pleistocene sector collapse of Asama volcano, central Japan*. Geomorphology 86: 61-72.

Zehle, W., 1932. *Neue Quellkuppenbildung in Colima Krater*. Z. Vulkanol. XIV, 240. En Bretón -González et al., 2002.

Zienkiewicz, O .C., Chang, C. & Bettes, P., 1980. *Drained undrained consolidating and dynamic behavior assumptions in soils*. Geotechnique, 30, 4: 385-395.

Zimanowski, B., Büttner, R., Dellino, P., White, J. D. L. & Wohletz, K. H., 2015. *Magma-water interaction and phreatomagmatic fragmentation.* The Encyclopedia of Volcanoes (Second edition), 273-284.

Zobin, V.M., González-Amezcua, M. & Reyes-Dávila, G.A., 2001. *Seismotectonic deformation of the volcanic edifice prior to the 1998 lava eruption of Volcán de Colima*, México. Bull. Volcanol. 64: 349–355.

Zobin, V.M., Luhr, J.F., Taran, Y.A., Bretón, M., Cortés, A., De La Cruz-Reyna, S., Domínguez, T., Galindo, I., Gavilanes, J.C., Muñiz, J.J., Navarro, C., Ramírez, J.J., Reyes, G.R., Ursua, M., Velasco, F., Alatorre, E. & Santiago, H., 2002. *Overview of the 1997– 2000 activity of Volcán de Colima, Mexico*. J. Volcanol. Geotherm. 117: 1–19.

Zobin, V., Santiago-Jiménez, H., Ramírez-Ruiz, J., Reyes-Dávila, G., Bretón-González, M. & Navarro-Ochoa, C., 2007. *Quantification of volcanic explosions from tilt records Volcán de Colima, Mexico*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 166: 117-124.

Zobin, V.M., Plascencia, I., Reyes, G. & Navarro, C., 2009. *The characteristics of seismic signals produced by lahars and pyroclastic flows: Volcan de Colima. México*. J. Volcanol. Geothermal. Res. 179: 157–167.